

**Processus sédimentaires et activité de la Veine
d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire
terminal dans le Golfe de Cadix**

Vincent Hanquiez

► **To cite this version:**

Vincent Hanquiez. Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. Minéralogie. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2006. Français. tel-00173663

HAL Id: tel-00173663

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00173663>

Submitted on 20 Sep 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale Sciences du Vivant,
Géosciences, Sciences de l'Environnement

Par M. Vincent HANQUIEZ

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : GEOLOGIE MARINE

Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau
Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le
Golfe de Cadix

Soutenue le : 19 Décembre 2006

Après avis de :

M. **Michele Rebesco**, Chercheur, GEMAR-OGS / Sgonico

M. **Dorrik A.V. Stow**, Professeur, NOC / Université de Southampton

Devant la commission d'examen formée de :

M. **Pascal Lecroart**, Maître de Conférences, Université Bordeaux I

M. **Thierry Mulder**, Professeur, Université Bordeaux I

M. **Michele Rebesco**, Chercheur, GEMAR-OGS / Sgonico

M. **Jean-Luc Schneider**, Professeur, Université Bordeaux I

M. **Dorrik A.V. Stow**, Professeur, NOC / Université de Southampton

M. **Michel Voisset**, Chercheur, IFREMER / Brest

Examineur

Directeur de thèse

Rapporteur

Président

Rapporteur

Examineur

RESUME

Cette thèse représente une étude pluridisciplinaire des dépôts actuels et anciens dans la partie orientale du Golfe de Cadix afin d'améliorer la compréhension de la dynamique de la MOW et de caractériser les forçages à l'origine des variations sédimentaires observées depuis le Pléistocène terminal. Le schéma de circulation actuel est parfaitement conforme à la distribution des faciès sédimentaires et montre l'omniprésence des cicatrices de glissement. La morphologie du fond marin et la force de Coriolis exercent un contrôle important sur l'orientation et l'intensité des différentes branches de la MOW. La diminution de la vitesse et de la compétence de cet écoulement vers l'Ouest s'accompagne d'une diminution de la granularité des dépôts. L'étude chronostratigraphique et sismique permet de contraindre dans le temps et l'espace la mise en place des séquences contouritiques. Le climat est un facteur de contrôle majeur de la sédimentation des 50 000 dernières années. Associées aux fluctuations climatiques hautes fréquences, les variations glacio-eustatiques apparaissent responsables du changement important des conditions de sédimentation mis en évidence dès l'entrée dans l'interglaciaire actuel. Enfin, la mise en place polyphasée des systèmes chenal-lobes situés au débouché des chenaux contouritiques montre l'interaction entre les processus contouritiques et les processus gravitaires. L'activité de ces systèmes paraît contrôlée par la MOW, la morphologie du fond et les changements climatiques ayant affecté le Quaternaire terminal.

Mots clés : Veine d'Eau Méditerranéenne, Golfe de Cadix, processus sédimentaires, forçages climatiques et glacio-eustatiques, lobes sableux.

ABSTRACT

This thesis represents a multidisciplinary approach of present and past deposits in the eastern part of the Gulf of Cadiz in order to improve the understanding of the MOW dynamics and to characterise the forcing parameters at the origin of the sedimentary variability that has been observed since the Late Pleistocene. The present circulation pattern perfectly reflects the sedimentary facies distribution and shows widespread failure scars. The seafloor morphology and the Coriolis force play an important role on the orientation and intensity of the distinct MOW branches. The westward decrease of both velocity and competence of the MOW comes with a reduction of the deposit grain-size. Chronostratigraphic and seismic studies allow constraining the contouritic sequence deposits at temporal and spatial scales. Climate is a major forcing parameter on the sedimentation during the last 50 000 years. In addition to high-frequency climatic changes, glacio-eustatic variations appear to be responsible for the important change of the sedimentation environment at the early beginning of the present interglacial period. Finally, the multiphased formation of the channel-lobe systems located at the mouth of the contouritic channels shows the interaction between contouritic and gravity processes. The activity of these systems appears mainly controlled by the MOW, the seafloor morphology and the climatic change during the Late Quaternary.

Keywords: Mediterranean Outflow Water, Gulf of Cadiz, sedimentary processes, climatic and glacio-eustatic driving forces, sandy lobes.

« La véritable science enseigne, par-dessus tout, à douter et à être ignorant. »

Miguel de Unamuno

A Dorothée,

A mes parents et ma soeur,

A ma famille.

La rédaction de cette page clôt une aventure de quatre ans et je tiens à exprimer ma reconnaissance à ceux qui, par leur soutien, leurs conseils, aides et encouragements ont contribué, de près ou de loin, à la concrétisation de ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier Philippe Bertrand de m'avoir accueilli au sein de l'UMR 5805-EPOC.

Mes remerciements vont également aux membres du jury. A Jean-Luc Schneider pour avoir accepté d'animer les débats et pour la pédagogie dont il a su faire preuve durant mon enseignement supérieur lillois. A Thierry Mulder pour la confiance qu'il m'a accordée et la liberté dont il m'a fait bénéficier. A Pascal Lecroart pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail. A Dorrik Stow et Michele Rebesco pour avoir eu la gentillesse d'accepter la tâche de rapporteur. A Michel Voisset, pour avoir examiné mon travail et m'avoir accueilli au cours de mes séjours brestois.

Je tiens également à remercier Eliane Gonthier, co-encadrante officieuse et critique de mes recherches, Dominique Poirier, Joël Saint-Paul, Gérard Chabaud, Bernard Martin et Olivier Ther pour leur aide technique, Laurent Londeix et Bruno Malaizé pour m'avoir épaulé au cours du tutorat. Merci également à Josette Duprat, Sébastien Zaragosi, Pierre Cirac, Roger Griboulard, Michel Cremer, Jean-Michel Escalier, Jean-Marie Jouanneau, Christian Carruesco, Jean-Louis Turon, Olivier Weber, Denis Michel, Isabelle Billy, Karine Charlier, Patrice Bretel, Stéphane Bujan et Georges Oggian.

Je suis également reconnaissant envers Nicolas Tribovillard pour son accueil lors de mon passage à l'UMR 8810-PBDS. Merci à Viviane Bout-Roumazeilles, Alain Trentesaux, Léa-Marie Bernard et Philippe Recourt pour la minéralogie des argiles, à Bruno Vendeville pour la tectonique salifère.

Gilles Lericolais et Hervé Nouzé sont remerciés pour leur implication dans ma formation au traitement sismique lors de mes passages à l'Ifremer-Brest. Merci aussi à Eliane Le Drezen, Gilbert Floch, Estelle Théreau et Bernard Dennielou.

Je tiens également à remercier les anciens et les nouveaux thésards pour leur contribution à l'ambiance décontractée et amicale qui aura caractérisé ces années. Qu'ils aient été collègues de couloir, compagnons de soirée, partenaires ou adversaires sportifs, MERCI à Anne, Gwenaëlle, Stéphane, Matthieu, Vincent, Cédric, Sébastien, Bruno, Franck, Frédéric, Julie, Timothée, Emmanuelle, Elsa, Elodie, Samuel, Filipa, Michel, Marc-Vincent, Jonathan, Abdelkader, Delphine et Hanna-Kaisa.

J'adresse ma profonde amitié à Axel, Denis, Fayçal et Rémy, avec qui j'ai partagé les meilleurs moments de mes années fac.

Je termine ces quelques lignes en ayant une pensée particulière pour David.

INTRODUCTION GENERALE	1
I. PROBLEMATIQUE	3
II. OBJECTIFS DE CETTE ETUDE	3
III. ORGANISATION DU MEMOIRE	4
CHAPITRE I. SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE	5
I. LES PROCESSUS DE TRANSPORT SEDIMENTAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE	7
I.1. Les courants de fonds et dépôts associés	7
<i>I.1.1. Généralités sur la circulation océanique profonde</i>	7
<i>I.1.2. Les contourites</i>	8
<i>I.1.3. Les drifts</i>	11
I.2. Les écoulements gravitaires et les dépôts associés	16
<i>I.2.1. Les glissements en masse</i>	17
<i>I.2.2. Les écoulements laminaires</i>	17
<i>I.2.3. Les écoulements turbulents</i>	17
<i>I.2.4. L'évolution des écoulements</i>	19
<i>I.2.5. Les systèmes turbiditiques</i>	21
I.3. Les interactions entre les processus	23
I.4. Les facteurs de contrôle de la sédimentation	24
<i>I.4.1. Le climat et les variations eustatiques</i>	25
<i>I.4.2. La tectonique</i>	25
<i>I.4.3. Les apports sédimentaires</i>	25
II. LE GOLFE DE CADIX	27
II.1. Cadre physiographique	27
<i>II.1.1. Le plateau continental</i>	27
<i>II.1.2. La pente continentale</i>	28
<i>II.1.3. Le domaine marin profond</i>	28
II.2. Cadre tectonique	28
<i>II.2.1. Du Trias au Néogène</i>	29
<i>II.2.2. La mise en place des échanges Méditerranée/Atlantique</i>	31
II.3. Les apports continentaux	33
II.4. Cadre hydrologique	34

II.4.1. Les masses d'eau superficielles	35
II.4.2. La veine d'eau méditerranéenne	36
II.4.3. Les masses d'eau profondes	38
II.4.4. Les variations saisonnières de la veine d'eau méditerranéenne	39
II.4.5. Les variations séculaires à millénales de la veine d'eau méditerranéenne	39
II.5. La sédimentation en domaine marin	40
II.5.1. Le plateau continental	40
II.5.2. La pente continentale	41
CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES	43
I. GENERALITES	45
I.1. Origine des données	45
I.2. Le positionnement	45
II. LES OUTILS D'INVESTIGATION ACOUSTIQUE	45
II.1. Le sondeur multifaisceaux EM300	45
II.1.1. La calibration	47
II.1.2. La bathymétrie	47
II.1.3. La réflectivité	48
II.2. La sismique réflexion	48
II.2.1. Principe	48
II.2.2. Le sondeur de sédiment THR Triton Elics	49
II.2.3. La sismique HR Sparker	49
II.3. Le SAR	50
III. LES OUTILS DE PRELEVEMENT	50
III.1. Le carottier de type Küllenberg	50
III.2. Le carottier de type Calypso	53
III.3. Le carottier de type Usnel	53
IV. LES METHODES D'ANALYSES	53
IV.1. Traitement des données acoustiques	53
IV.1.1. Le logiciel CARAÏBES	53
IV.1.2. Le logiciel Arcview	54
IV.1.3. Le logiciel SITHERE	55

IV.2. Protocole d'étude des données sédimentologiques	57
IV.2.1. Le banc multiparamètres (Geotek Ltd.)	57
IV.2.2. La photographie	58
IV.2.3. La radioscopie rX (SCOPIX)	58
IV.2.4. La mesure de la granularité	59
IV.2.5. La mesure de la teneur en carbonates	60
IV.2.6. Les analyses des constituants	60
IV.2.7. La minéralogie des argiles	60
IV.2.7.1. Principe de la diffraction des rayons X (DRX)	61
IV.2.7.2. Protocole expérimental	61
IV.2.7.3. Analyse qualitative et semi-quantitative	61
IV.2.8. Les indurations sur lames minces	63
IV.2.9. La chronostratigraphie	63
IV.2.9.1. La mesure des teneurs en ^{210}Pb en excès et ^{137}Cs	63
IV.2.9.2. La datation ^{14}C	64
IV.2.9.3. Les isotopes de l'oxygène	64
IV.2.10. La biostratigraphie	65
V. SYNTHÈSE DES DONNÉES ET DES TRAITEMENTS	66
CHAPITRE III. LE SYSTÈME ACTUEL	67
I. CIRCULATION DE LA VEINE D'EAU MÉDITERRANÉENNE	69
I.1. Circulation de la Veine d'Eau Méditerranéenne à l'échelle de l'océan atlantique nord-est	69
I.2. Répartition de la veine d'eau méditerranéenne dans le Golfe de Cadix	70
I.3. Schéma de circulation à l'échelle régionale	73
I.4. Résumé des principaux résultats	77
II. ANALYSE MORPHO-BATHYMETRIQUE	79
II.1. Les chenaux	80
II.1.1. Le chenal principal de la MOW	80
II.1.2. Le chenal de Cadix	83
II.1.3. Le chenal de Gil Eanes	83
II.1.4. Le chenal d'Huelva	85

II.1.5. <i>Le chenal de Gusano</i>	86
II.1.6. <i>Le chenal de Guadalquivir</i>	87
II.1.7. <i>Le chenal de Diego Cao</i>	89
II.1.8. <i>Les chenaux secondaires</i>	89
II.2. Les reliefs tectoniques	95
II.2.1. <i>La ride de Cadix</i>	95
II.2.2. <i>La ride de Guadalquivir</i>	95
II.2.3. <i>Le banc de Guadalquivir</i>	97
II.3. Les zones à faible rugosité	98
II.3.1. <i>Le drift de Faro-Cadix</i>	98
II.3.2. <i>Le drift d'Huelva</i>	98
II.3.3. <i>Le drift de Guadalquivir</i>	99
II.3.4. <i>Le drift de Bartolome Dias</i>	100
II.4. La levée contouritique géante	100
II.5. Les bassins intra-pente	102
II.6. Les volcans de boue	104
II.7. Résumé des principaux résultats	106
III. IMPACT DE LA MOW SUR LA DISTRIBUTION SEDIMENTAIRE ACTUELLE	107
III.1. Analyse des faciès sismiques Chirp	107
III.1.1. <i>Introduction et faits marquants</i>	107
III.1.2. <i>Note 1 : « Chirp echo characters of the surficial sediments in the eastern Gulf of Cadiz (NE Atlantic) »</i>	107
III.2. Analyse des faciès acoustiques EM300 et SAR	123
III.2.1. <i>Introduction et faits marquants</i>	123
III.2.2. <i>Note 2 : « High resolution sedimentary analysis in the Gulf of Cadiz, Iberian margin »</i>	123
CHAPITRE IV. CARACTERISATION DE L'ACTIVITE CONTOURITIQUE DEPUIS 50 000 ANS B.P.	147
I. ENVIRONNEMENT DE DEPOT DES CAROTTES	149
II. ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE	150
II.1. Description des faciès sédimentaires	150
II.1.1. <i>Faciès argileux homogène</i>	150

II.1.2. <i>Faciès argilo-silteux</i>	150
II.1.3. <i>Faciès silto-argileux mottled</i>	151
II.1.4. <i>Faciès sablo-argileux mottled</i>	152
II.1.5. <i>Faciès sablo-silteux</i>	153
II.1.6. <i>Faciès sableux</i>	153
II.1.7. <i>Faciès sablo-graveleux</i>	154
II.2. Les séquences et processus sédimentaires associés	154
II.2.1. <i>Les processus contouritiques</i>	154
II.2.2. <i>Les processus gravitaires</i>	157
II.3. La stratigraphie	159
II.3.1. <i>Cadre stratigraphique</i>	159
II.3.2. <i>Modèle d'âge</i>	160
II.3.3. <i>Organisation spatio-temporelle des dépôts contouritiques</i>	160
II.4. Caractérisation du cortège argileux depuis 20 000 ans cal. B.P.	169
II.5. Résumé des principaux résultats	173
III. ETUDE SISMIQUE DETAILLEE DES DRIFTS DE FARO-CADIX, D'HUELVA ET DE GUADALQUIVIR	175
III.1. Les faciès sismiques	175
III.2. Les unités internes	176
III.2.1. <i>Définition des unités internes</i>	176
III.2.2. <i>Géométrie des unités internes</i>	177
III.2.3. <i>Distribution spatiale des discontinuités majeures</i>	182
III.3. Architecture des dépôts	185
III.3.1. <i>Le drift de Faro-Cadix</i>	185
III.3.2. <i>Le chenal d'Huelva</i>	185
III.3.3. <i>Le drift d'Huelva</i>	187
III.3.4. <i>Le drift de Guadalquivir</i>	191
III.4. Corrélations litho-sismiques	193
III.5. Résumé des principaux résultats	196
IV. FACTEURS DE CONTROLE SUR LA SEDIMENTATION CONTOURITIQUE DANS LE GOLFE DE CADIX AU COURS DU QUATERNAIRE TERMINAL	197
IV.1. Les sources sédimentaires et leur variabilité	197

IV.2. L'influence de la MOW	198
IV.3. Le contexte géologique de la marge	199
IV.3.1. La morphologie de la marge	199
IV.3.2. Le contrôle tectonique	199
IV.4. Le rôle du climat et du glacio-eustatisme	200
IV.4.1. Impact de la variabilité climatique haute fréquence	200
IV.4.2. Influence du niveau marin relatif sur l'intensité de la MOW	203
CHAPITRE V. L'INTERACTION ENTRE LES PROCESSUS GRAVITAIRES ET LA CIRCULATION PROFONDE	207
I. INTRODUCTION ET FAITS MARQUANTS	209
II. NOTE 3 : « THE SANDY CHANNEL LOBE SYSTEMS IN THE GULF OF CADIZ: INTERACTION BETWEEN GRAVITY PROCESSES AND CONTOUR CURRENT »	209
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	229
I. RAPPEL DES OBJECTIFS	231
II. SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX RESULTATS	231
II.1. La circulation actuelle	231
II.2. La paléocirculation de la MOW	232
II.3. L'interaction entre les processus	232
III. PERSPECTIVES	232
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	235
ANNEXES	261
ANNEXE 1	263
ANNEXE 2	267
ANNEXE 3	281
ANNEXE 4	305
ANNEXE 5	317
ANNEXE 6	339

LISTE DES FIGURES

- Figure I-1.** A. Schéma de la circulation océanique profonde ; les zones hachurées correspondent aux régions productrices d'eaux de fonds (d'après Stow et al., 1996). B. Schéma de la circulation océanique de surface montrant les principaux courants générés par les vents et agissant comme des courants de fond le long des marges continentales (d'après Charnock, 1955). _____ 7
- Figure I-2.** Carte de synthèse sur la localisation des dépôts contouritiques (compilation réalisée à partir des travaux de Faugères et al., 1993 ; Viana et al., 1998b ; Rebesco et Stow, 2000 ; Haupt et Seidov, 2001). _____ 8
- Figure I-3.** Séquence contouritique sableuse type et relation entre taille des grains et vitesse des courants (d'après Faugères et al., 1984 ; Stow et al., 2002c). _____ 10
- Figure I-4.** Les types de drifts. Les flèches noires montrent la tendance de la migration et de l'aggradation (d'après Faugères et al., 1999). _____ 12
- Figure I-5.** Schéma des principales caractéristiques sismiques des drifts (d'après Stow et al., 2002c). _____ 14
- Figure I-6.** A. Faciès sismiques principaux trouvés dans les drifts et leur relation avec les vitesses des courants de fond. B. Modèle interprétatif de la cyclicité des faciès sismiques dans les contourites (d'après Stow et al., 2002b). _____ 16
- Figure I-7.** Description des séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000). _____ 18
- Figure I-8.** Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (d'après Mulder et Alexander, 2001b). _____ 19
- Figure I-9.** Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire dans le temps et/ou l'espace (d'après Middleton et Hampton, 1973). _____ 20
- Figure I-10.** Evolution temporelle et spatiale des écoulements et dépôts associés : le modèle de Kneller (d'après Kneller, 1995). _____ 20
- Figure I-11.** A. Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000) ; B. Schéma explicatif du mécanisme d'avulsion d'un système chenal-levées (d'après Flood et Piper, 1997). _____ 22
- Figure I-12.** Exemples d'interaction entre les processus contouritiques et gravitaires (d'après Faugères et al., 1999). _____ 23
- Figure I-13.** Diagramme synthétique des différents facteurs contrôlant le développement des systèmes sous-marins clastiques (compilation réalisée à partir des travaux de Faugères et Stow, 1993 et Richards et al., 1998, modifié). _____ 24
- Figure I-14.** Principaux traits physiographiques du Golfe de Cadix. _____ 27
- Figure I-15.** Localisation de la limite entre les plaques africaine et eurasiennne. FG : faille de Gloria ; ZFAG : zone faillée Açores-Gibraltar (d'après Maestro et al., 2003). _____ 29

- Figure I-16.** Evolution cinématique des plaques africaine, ibérique et eurasienne du Jurassique au Néogène. Les régions en gris foncé représentent les zones de compression principales (d'après Gràcia et al., 2003). _____ 30
- Figure I-17.** A. Carte structurale simplifiée du contexte tectonique avec les unités tecto-sédimentaires composant « l'olistostrome / prime d'accrétion » du Golfe de Cadix (compilation réalisée d'après les travaux de Maldonado et Nelson, 1999 ; Díaz-del-Río et al., 2003 ; Maestro et al., 2003) ; B. Coupe sismique à travers le Golfe de Cadix (ligne pointillée rouge et blanche sur la Figure I-17-A ; d'après Medialdea et al., 2004). _____ 32
- Figure I-18.** Carte géologique simplifiée montrant les sources d'apports sédimentaires sur le plateau continental du Golfe de Cadix (compilation réalisée à partir des travaux de Gutiérrez-Mas et al., 2003 et Gonzalez et al., 1998). _____ 34
- Figure I-19.** Répartition de la circulation des masses d'eau dans le Golfe de Cadix (d'après Madelain, 1970 et Hernández-Molina et al., 2003). _____ 35
- Figure I-20.** Diagrammes θ/S de données collectées en septembre 1997 (A) et janvier 1998 (B) dans le Golfe de Cadix (d'après Ambar et al., 2002). _____ 36
- Figure I-21.** Carte morpho-sédimentaire du système de dépôt contouritique sur la pente médiane du Golfe de Cadix. Les chiffres noirs représentent les cinq secteurs morpho-sédimentaires (d'après Hernández-Molina et al., 2003). _____ 41
- Figure II-1.** Bathymétrie EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix. _____ 46
- Figure II-2.** Imagerie acoustique EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix. _____ 46
- Figure II-3.** A. Technique des faisceaux croisés de l'EM300 (d'après Augustin et al., 1996). B. Fauchée en fonction de la profondeur d'eau dans la partie orientale du Golfe de Cadix. 47
- Figure II-4.** Localisation de la couverture Chirp, Sparker et SAR, et des carottes utilisées dans cette étude. _____ 49
- Figure II-5.** Photographie du SAR. Crédit photo : V. Hanquiez. _____ 50
- Figure II-6.** A. Le carottier de type Küllenberg. B. Le carottier de type Calypso. C. Le carottier de type Usnel. _____ 51
- Figure II-7.** A. profil Chirp brut acquis lors de la mission CADISAR. B. profil Chirp après traitement sur le logiciel Sithere. _____ 55
- Figure II-8.** Exemple d'un diffractogramme avec annotation des minéraux argileux en présence (niveau 44 cm de la carotte CADKS17). _____ 61
- Figure III-1.** Cartes de répartition des températures entre 200 et 1750 m de profondeur dans l'océan atlantique nord-est (données de la World Ocean Database 1998). _____ 69
- Figure III-2.** Cartes de répartition des salinités entre 200 et 1750 m de profondeur dans l'océan atlantique nord-est (données de la World Ocean Database 1998). _____ 70

- Figure III-3.** Cartes de répartition des températures et salinités à 400, 550 et 700 m de profondeur dans le Golfe de Cadix (données du SISMER) ; E : Espagne, G : Détroit de Gibraltar, P : plateau continental. _____ 71
- Figure III-4.** Profils de température et de salinité dans le Golfe de Cadix (données du SISMER) ; A : le long de 36°30'N ; B : le long de 36°N ; C : le long de 7°W ; D : le long de 8°W ; D : zone de décollement de la MOW ; F : fond marin. _____ 72
- Figure III-5.** Distribution des masses d'eau profondes dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Les traits en pointillés se rapportent aux profils visibles en Figure III-6 ; les numéros correspondent aux bathy-sondes et thermo-sondes de la Figure III-7. Une description détaillée de la zone est proposée sur la Figure III-8. _____ 73
- Figure III-6.** Représentation 3D de coupes hydrologiques effectuées dans la partie orientale du Golfe de Cadix ; voir la localisation des profils sur la Figure III-5 ; G : Détroit de Gibraltar. _____ 74
- Figure III-7.** Profils de bathy-sondes et thermo-sondes illustrant la superposition des différentes masses d'eau constituant la MOW ; voir la localisation des sondes sur la Figure III-5. _____ 75
- Figure III-8.** Carte bathymétrique EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix. BG : Banc de Guadalquivir ; BIP : bassins intra-pente ; CC : chenal de Cadix ; CDC : chenal de Diego Cao ; CGE : chenal de Gil Eanes ; CG : chenal de Guadalquivir ; CGo : chenal de Gusano ; CH : chenal d'Huelva ; CPM : chenal principal de la MOW ; DBD : drift de Bartolome Dias ; DFC : drift de Faro-Cadix ; DG : drift de Guadalquivir ; DH : drift d'Huelva ; LC : levée contouritique géante ; RC : ride de Cadix ; RD : ride de Donana ; RG : ride de Guadalquivir. _____ 79
- Figure III-9.** Physiographie du chenal principal de la MOW. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B-C : détails bathymétriques ; D-E : profils bathymétriques. _____ 81
- Figure III-10.** Physiographie du chenal de Cadix. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B-C-D : détails bathymétriques ; E : profil bathymétrique correspondant à l'incision principale du chenal ; M1, M2, M3 : méandres. _____ 82
- Figure III-11.** Physiographie du chenal de Gil Eanes. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : détails bathymétriques ; C-D-E-F : profils bathymétriques ; B1, B2 : branches du chenal ; R1, R2 : rétrécissements ; M1, M2, M3 : méandres ; T : terrasse. _____ 84
- Figure III-12.** Physiographie du chenal d'Huelva. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : profils bathymétriques. _____ 86
- Figure III-13.** Physiographie du chenal de Gusano. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; M1, M2 : méandres. _____ 86

- Figure III-14.** Physiographie du chenal de Guadalquivir. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : détails bathymétriques ; C-D : profils bathymétriques ; B1, B2, B3, B4, B5 : branches du chenal ; G : glissement ; In : incision ; L : limite de réflectivité ; RD : ride de Donana ; ZI : zone inter-écoulements. _____ 88
- Figure III-15.** Physiographie du chenal de Diego Cao. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A : profil bathymétrique. _____ 89
- Figure III-16.** Physiographie des chenaux Ch1, Ch2, Ch3 et Ch4. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; CPM : chenal principal de la MOW ; B1, B2 : branches du chenal Ch3 ; E : escarpement ; V : volcan de boue St-Pétersbourg. _____ 90
- Figure III-17.** Physiographie des chenaux Ch6, Ch7, Ch8 et Ch9. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; S1, S2, S3, S4, S5 : structures responsables d'une importante hétérogénéité bathymétrique. _____ 91
- Figure III-18.** Physiographie du chenal de Tasyo. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300. _____ 92
- Figure III-19.** Physiographie du chenal d'Aveiro et du chenal Ch10. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300. _____ 93
- Figure III-20.** Physiographie du chenal de Lolita. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300. _____ 94
- Figure III-21.** Physiographie de la ride de Cadix. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; V1, V2 : vallées marginales. _____ 95
- Figure III-22.** Physiographie de la ride de Guadalquivir. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; CC : chenal de Cadix ; CG : chenal de Guadalquivir ; CGo : chenal de Gusano ; CH : chenal d'Huelva ; D : dépressions circulaires ; Rc : reliefs circulaires ; RD : ride de Donana ; Rr : reliefs rectilignes ; V : vallée marginale. _____ 96
- Figure III-23.** Physiographie du banc du Guadalquivir et du drift de Bartolome Dias. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; III : profil bathymétrique. _____ 97
- Figure III-24.** Physiographie du drift de Faro-Cadix. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300. _____ 98
- Figure III-25.** Physiographie du drift d'Huelva. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300. _____ 98
- Figure III-26.** Physiographie du drift de Guadalquivir. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; CC : chenal de Cadix ; CG : chenal de Guadalquivir ; RG : ride de Guadalquivir. 99
- Figure III-27.** Physiographie de la levée contouritique géante. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B-C-D-E : détails bathymétriques ; CC : chenal de Cadix ; CGE : chenal de Gil Eanes ; CPM : chenal principal de la MOW ; D1, D2, D3, D4 : dunes ; I1, I2, I3 : instabilités ; I3G : instabilité en forme de goulot ; M2 : méandre du chenal de Gil Eanes ; P : pockmarks ; RSL : ride sableuse longitudinale ; Si1, Si2 : sillons ; Z : zones étroites et allongées couvertes de structures parallèles entre-elles. _____ 101

- Figure III-28.** Physiographie des bassins intra-pente. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; L1, L2 : entailles. _____ 103
- Figure III-29.** Localisation des structures coniques d'échappement de fluides reconnues dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Les triangles représentent les structures reconnues auparavant dans la littérature et les ronds les structures nouvellement identifiées dans ce travail. En rouge : volcans de boue avec des brèches boueuses sulfurées ; en bleu : diapirs de boue à cheminées de carbonates dérivés d'hydrocarbures ; en blanc : autres structures en dôme. _____ 104
- Figure III-30.** Synthèse de la circulation et de l'impact de la MOW sur la sédimentation actuelle dans la partie orientale du Golfe de Cadix. A. Imagerie EM300 et SAR. B. Distribution des sédiments de surface. C. Distribution des écho-types. D. Modèle hydrodynamique semi quantitatif ; les flèches noires et blanches représentent respectivement les vitesses de transport (U) maximales et minimales. _____ 146
- Figure IV-1.** Localisation des carottes étudiées. BIP : bassin intra-pente ; CC : chenal de Cadix ; CG : chenal de Guadalquivir ; CH : chenal d'Huelva ; CPM : chenal principal de la MOW ; DFC : drift de Faro-Cadix ; DG : drift de Guadalquivir ; RG : ride de Guadalquivir ; ST : système chenal-levées-lobes de Tasyo ; VL : volcan de boue Lolita. _____ 149
- Figure IV-2.** Caractérisation à différentes échelles du faciès argileux homogène. _____ 150
- Figure IV-3.** Caractérisation à différentes échelles du faciès argilo-silteux. _____ 151
- Figure IV-4.** Caractérisation à différentes échelles du faciès silto-argileux mottled. _____ 151
- Figure IV-5.** Caractérisation à différentes échelles du faciès sablo-argileux mottled. _____ 152
- Figure IV-6.** Caractérisation à différentes échelles du faciès sablo-silteux. _____ 153
- Figure IV-7.** Caractérisation des faciès sableux (gauche) et sablo-graveleux (droite). _____ 154
- Figure IV-8.** Représentation schématique des séquences-types « fine » (A, carotte CADKS04/150-280 cm), « moyenne » (B, carotte CADKS04/60-160 cm) et « grossière » (C, carotte MD9923-38/650-740 cm). _____ 155
- Figure IV-9.** Photographies, image rX et courbes granulométriques d'une succession de séquences SG1 (carotte CADI2KS17/38-88 cm). Noter en microscopie le granoclassement inverse en base de séquence. _____ 157
- Figure IV-10.** Photographies et image rX de la séquence SG2 (carotte CADKS18/107-139 cm). _____ 158
- Figure IV-11.** Cadre stratigraphique utilisé dans ce travail. $\delta^{18}\text{O}$ de GISP2 d'après Meese et al. (1997) ; N. pachyderma senestre d'après de Abreu (2003) et Sierro et al. (2005) ; G. hirsuta senestre et assemblage de foraminifères planctoniques holocènes d'après Duprat et Cortijo (2004). _____ 159
- Figure IV-12.** Modèle d'âge de la carotte MD9923-41. $\delta^{18}\text{O}$ d'après Llave et al. (2006). Les flèches noires indiquent les niveaux datés par ^{14}C AMS. _____ 161

Figure IV-13. Logs synthétiques et corrélations stratigraphiques des carottes MD9923-41, MD9923-37 et MD9923-38.	163
Figure IV-14. Logs synthétiques et corrélations stratigraphiques des carottes CADKS09, CADKS11, CADKS16, CADKS17, CADKS21, CADKS24, CADKS25 et CADI2KS18.	164
Figure IV-15. Evolution de l'abondance de <i>N. pachyderma senestre</i> et de la granularité du pic contouritique I au cours de l'évènement H1.	166
Figure IV-16. Evolution des taux de sédimentation (cm.k^{-1}) de l'actuel à 50 000 ans cal. B.P.	168
Figure IV-17. Répartition actuelle des minéraux argileux dans le Golfe de Cadix.	170
Figure IV-18. Distribution des pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les carottes CADKS24 et CADKS25.	171
Figure IV-19. Diagrammes de corrélations entre les différents minéraux argileux.	172
Figure IV-20. Diffractogrammes de poudre caractéristiques du pic contouritique II dans les carottes CADKS24 et CADKS25.	172
Figure IV-21. Localisation des drifts de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir.	175
Figure IV-22. Faciès sismiques caractéristiques des drifts de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir. Localisation du profil sur la Figure IV-21.	175
Figure IV-23. Définition des unités internes et des discontinuités majeures (Bd à Hd) : exemple du drift d'Huelva. Noter, dans la partie gauche du profil, la troncature des réflecteurs par la surface du fond marin. Localisation du profil sur la Figure IV-21.	176
Figure IV-24. Illustration de la nature concordante des discontinuités majeures (Bd à Hd) : exemple du drift de Faro-Cadix. Localisation du profil sur la Figure IV-21.	177
Figure IV-25. I. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité D. II. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité E. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.	178
Figure IV-26. I. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité F. II. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité G. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.	180
Figure IV-27. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité H. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.	182
Figure IV-28. Cartes en isobathes de l'état actuel du système et des discontinuités Gd et Hd.	183
Figure IV-29. Cartes en isobathes des discontinuités Dd et Ed et Fd.	184

Figure IV-30. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du drift de Faro-Cadix.	186
Figure IV-31. Evolution de la bathymétrie entre la discontinuité Dd et l'actuel au sein des drifts de Faro-Cadix et d'Huelva. Les flèches pointillées noires correspondent aux directions de migration des isobathes.	187
Figure IV-32. Architecture des unités sismiques de part et d'autre du chenal d'Huelva.	187
Figure IV-33. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur oriental du drift d'Huelva.	188
Figure IV-34. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur occidental du drift d'Huelva.	189
Figure IV-35. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur oriental du drift de Guadalquivir.	190
Figure IV-36. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur occidental du drift de Guadalquivir.	191
Figure IV-37. Evolution de la bathymétrie entre la discontinuité Dd et l'actuel au sein du drift de Guadalquivir. Les flèches pointillées noires correspondent aux directions de migration des isobathes.	192
Figure IV-38. Corrélation entre la carotte MD9923-41 et les unités sismiques du profil Chirp associé.	194
Figure IV-39. Corrélation entre la carotte MD9923-38 et les unités sismiques du profil Chirp associé.	195
Figure IV-40. Influence de la MOW sur le remaniement des particules. A : faible intensité ; B : forte intensité.	197
Figure IV-41. Convergence morphologique entre les bassins intra-pente du Golfe de Cadix (A) et les mini-bassins du Golfe de Mexique (B ; bathymétrie tirée de Hudec et al., 2003).	200
Figure IV-42. Influence des variations climatiques sur les échanges Atlantique/Méditerranée au cours de la dernière période glaciaire. A : au cours des stadias Dansgaard-Oeschger et des événements d'Heinrich. B : au cours des interstadias Dansgaard-Oeschger. AI : écoulement atlantique entrant ; LIW : eaux intermédiaires levantines ; MOW : veine d'eau méditerranéenne ; WMDW : eaux profondes ouest méditerranéennes ; ZF : zone de formation de la WMDW (modifié d'après Cacho et al., 2000).	201
Figure IV-43. Variations du niveau marin au cours des 50 000 dernières années (d'après Siddall et al., 2003).	203

Figure IV-44. A-F. Modèles conceptuels de la circulation de la MOW dans le Golfe de Cadix au cours des 50 000 dernières années. BG : banc de Guadalquivir ; IMB : branche intermédiaire de la MLW ; LC : levée contouritique géante ; MLW : veine d'eau supérieure ; MUW : veine d'eau inférieure ; PMB : branche principale de la MLW ; RC : ride diapirique de Cadix ; RG : ride diapirique de Guadalquivir ; SMB : branche sud de la MLW. _____ 205

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II-1. Récapitulatif des données traitées dans cette étude. (♦) Données utilisées ; (∅) données non disponibles. _____ 45

Tableau II-2. Position des carottes étudiées (localisation des carottes sur la Figure II-4). _ 52

Tableau II-3. Synthèse des données utilisées et des traitements effectués dans ce mémoire. 65

Tableau IV-1. Environnement de dépôt des carottes étudiées. IMB : branche intermédiaire de la MOW ; MLW : veine d'eau inférieure ; MUW : veine d'eau supérieur ; PMB : branche principale de la MOW ; SMB : branche sud de la MOW. _____ 149

Tableau IV-2. Datations ^{14}C AMS effectuées sur les carottes CADKS11, CADKS17, CADKS24 et MD9923-38 (mesures réalisées au LMC14, Gif-sur-Yvette). _____ 162

Tableau IV-3. Épaisseurs (cm) des unités granocroissantes et granodécroissantes correspondant aux pics contouritiques I et II. _____ 166

Tableau IV-4. Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ mesurée dans la partie superficielle des carottes CADKS09, CADKS16, CADKS17, CADKS21, CADKS24, CADKS25 et CADI2KS18. ____ 167

INTRODUCTION GENERALE

I. PROBLEMATIQUE

Le Golfe de Cadix subit l'influence d'un flux permanent d'eau profonde s'écoulant de la Méditerranée vers l'Atlantique appelée Veine d'Eau Méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW). Ce courant de fond chaud (13°C) et salé (37 g.l⁻¹) circule le long de la pente continentale espagnole et portugaise, entre 400 et 1400 m de profondeur. Il est caractérisé par des vitesses atteignant 3 m.s⁻¹ à la sortie du Déroit de Gibraltar, s'atténuant à une vingtaine de cm.s⁻¹ aux alentours du Cap Saint-Vincent (Portugal). La MOW est à l'origine du développement de figures sédimentaires et d'un tri des particules montrant la décroissance de sa vitesse le long de son trajet vers l'Ouest. Les sédiments, grossiers (graviers et sables) et agencés principalement en dunes dans le secteur le plus proximal de Gibraltar (Habgood *et al.*, 2003), évoluent distalement vers des granularités plus fines (silts et argiles) et l'édification de *drifts*.

Si l'étude des sédiments de surface permet de caractériser l'impact actuel de la MOW sur les fonds du Golfe de Cadix, l'étude des séquences contouritiques (Gonthier *et al.*, 1984) de la colonne sédimentaire permet la reconstitution de sa paléocirculation et la caractérisation de ses variations d'intensité au cours du temps. Ces modifications affectent la circulation océanique profonde à l'échelle globale. La MOW, source d'eaux chaudes et salées pour l'Atlantique Nord, pourrait donc avoir un rôle sur la régulation des climats (Mulder *et al.*, 2002 ; Annexe 1). Le Golfe de Cadix constitue donc une zone clef pour l'étude et la compréhension des interactions entre la circulation thermohaline et les changements climatiques majeurs ayant affecté le Quaternaire terminal.

II. OBJECTIFS DE CETTE ETUDE

Ce travail, financé par le ministère de l'éducation nationale, de l'enseignement supérieur et de la recherche, a été réalisé au sein de l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC *Environnements et Paléo-environnements Océaniques et Côtiers* de l'Université Bordeaux 1. Il s'intègre dans le programme européen EUROMARGINS-SWIM visant en particulier à coordonner la cartographie du Golfe de Cadix afin d'identifier la trace morpho-bathymétrique de la tectonique régionale. Il s'intègre également dans les chantiers *systèmes turbiditiques silicoclastiques et instabilités gravitaires* du Groupe De Recherche MARGES. Le premier s'intéresse à la caractérisation des lobes de dépôts identifiés en périphérie des chenaux contouritiques ; le second est focalisé sur l'étude des instabilités, omniprésentes dans la zone. Ce travail s'inscrit également dans le programme IMAGES dont l'objectif principal est de quantifier les relations entre les changements climatiques et la variabilité de la circulation thermohaline globale.

Les données utilisées dans ce travail proviennent des missions océanographiques IMAGES-V/GINNA (1999), CADISAR (2001), PRIVILEGE/ALIENOR (2004), CADISAR2 (2004) et CADIZ-GORRINGE (2004).

L'approche pluridisciplinaire menée dans cette étude a été réalisée afin d'améliorer la compréhension de la dynamique des écoulements dans la partie orientale du Golfe de Cadix, de l'actuel jusqu'aux 50 000 dernières années.

Les objectifs fixés dans cette étude sont :

- de déterminer la nature des dépôts soumis à l'influence de la MOW ainsi que l'influence de cette dernière sur les variations de faciès et de figures sédimentaires observés le long de son trajet ;
- de caractériser les éventuelles interactions entre la MOW et les processus gravitaires ;
- de préciser la signification paléoclimatique et paléocéanographique des dépôts contouritiques ;
- de reconstruire l'activité spatio-temporelle de la MOW au cours du Quaternaire terminal ;
- de caractériser les forçages à l'origine de ces variations.

III. ORGANISATION DU MEMOIRE

Ce manuscrit s'articule autour de cinq chapitres :

Le **CHAPITRE I** aborde, dans une première partie, les grandes notions et concepts utilisés dans ce travail, en se focalisant particulièrement sur les processus contouritiques. La deuxième partie présente le bilan actuel des connaissances et des travaux réalisés dans le Golfe de Cadix.

Le **CHAPITRE II** présente les outils d'investigation, les types de données acquises et le protocole suivi pour l'analyse des données utilisées au cours de ce travail.

Le **CHAPITRE III** vise, dans une première partie, à caractériser la signature thermohaline de la MOW à l'échelle de l'océan Atlantique et du Golfe de Cadix. La deuxième partie illustre l'importante variété des structures observées dans la zone d'étude à partir d'une analyse morpho-bathymétrique détaillée. La troisième partie présente l'impact actuel de la MOW sur la répartition sédimentaire et affine le schéma de circulation de ce courant de fond dans la partie orientale du Golfe.

Le **CHAPITRE IV** présente, à partir d'une approche sédimentologique, paléoclimatique et sismique, l'organisation des dépôts sédimentaires dans l'espace et dans le temps et caractérise les forçages responsables des variations observées dans la sédimentation contouritique des 50 000 dernières années.

Le **CHAPITRE V** présente l'architecture de trois systèmes gravitaires situés en périphérie des chenaux contouritiques. Il propose un scénario pour leur mise en place et illustre l'influence de la MOW sur l'évolution de ces systèmes.

CHAPITRE I. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

I. LES PROCESSUS DE TRANSPORT SEDIMENTAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE

I.1. Les courants de fonds et dépôts associés

I.1.1. Généralités sur la circulation océanique profonde

Les courants de fond sont des courants agissant à diverses profondeurs et résultant de trois phénomènes majeurs :

- Un plongement par refroidissement des eaux de surface aux hautes latitudes (Figure I-1A). Ces masses d'eau appartiennent à la circulation thermohaline et s'écoulent à des vitesses de l'ordre de 1 à 2 cm.s^{-1} . Sous l'effet de la force de Coriolis, ces masses d'eau sont contraintes à s'écouler le long des marges occidentales des bassins océaniques où elles s'individualisent et s'intensifient pour former des courants sous-marins s'écoulant à des vitesses moyennes de 10 à 20 cm.s^{-1} (Barusseau et Vanney, 1978) ;
- Une genèse par les vents (Figure I-1B). Ces courants agissent parfois jusqu'à 4000 m de profondeur et jouent ainsi le rôle de courants de fond, en particulier le long des marges situées à l'Ouest des masses continentales (Stow *et al.*, 2002c) ;
- Un plongement par évaporation et augmentation de densité des eaux chaudes de surface aux basses latitudes. Ce processus de formation est plus efficace dans les mers marginales et les bassins semi-fermés comme la Méditerranée (Stow *et al.*, 2002c).

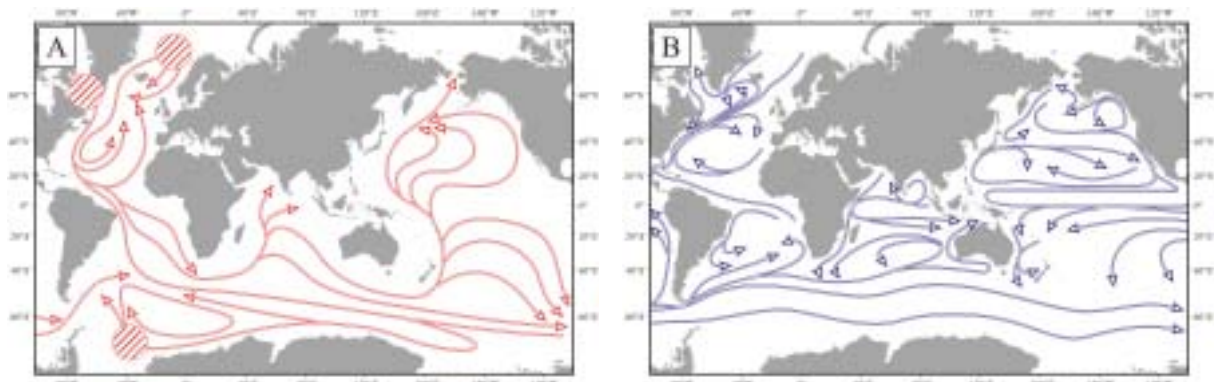


Figure I-1. A. Schéma de la circulation océanique profonde ; les zones hachurées correspondent aux régions productrices d'eaux de fonds (d'après Stow *et al.*, 1996). B. Schéma de la circulation océanique de surface montrant les principaux courants générés par les vents et agissant comme des courants de fond le long des marges continentales (d'après Charnock, 1955).

Les courants de fonds peuvent être suffisamment énergétiques pour éroder et transporter du sédiment de la taille des argiles aux sables fins. Globalement, ces écoulements sont reconnus comme semi-permanents et géostrophiques avec un écoulement s'effectuant parallèlement aux isobathes ; ils sont alors assimilés à des courants de contour. Dans le détail, ils présentent des variations de directions et de vitesses pouvant se manifester sous la forme de grands tourbillons ou d'écoulements possédant une composante plus ou moins importante transverse

à la pente. Dans de telles conditions, ces courants font partie de la circulation agéostrophique (Mellor, 1996) et ne peuvent prétendre à l'appellation de courants de contour. Cependant, le consensus actuel ne distingue que très rarement les deux dénominations qui sont couramment regroupées en un terme unique : les courants de contour.

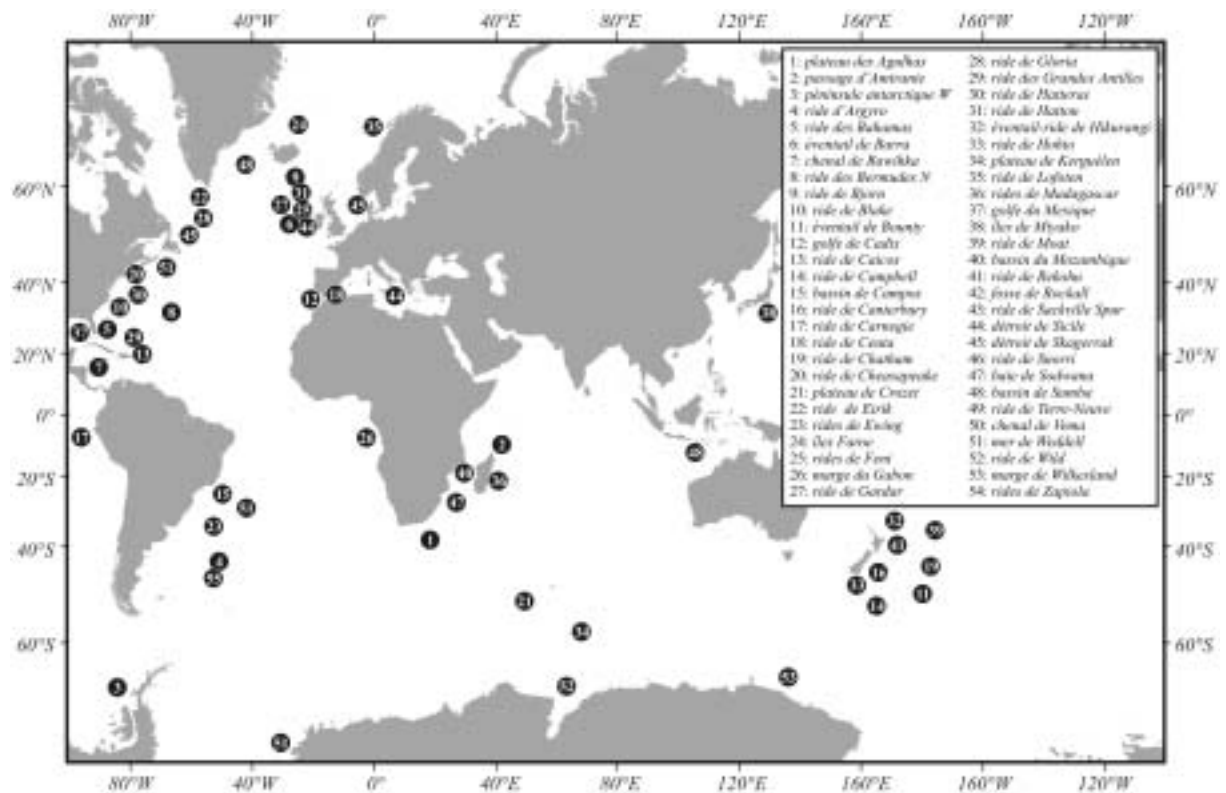


Figure I-2. Carte de synthèse sur la localisation des dépôts contouritiques (compilation réalisée à partir des travaux de Faugères et al., 1993; Viana et al., 1998b; Rebesco et Stow, 2000; Haupt et Seidov, 2001).

I.1.2. Les contourites

Les contourites (Hollister, 1967) sont des sédiments déposés, ou considérablement affectés par l'action des courants de contour (Figure I-2). Par définition, le terme de contourites ne s'applique qu'à des sédiments déposés à une bathymétrie d'au moins 300 m.

I.1.2.1. Les faciès sédimentaires contouritiques

Un large panel de faciès contouritiques ont été reconnus depuis les vases jusqu'au graviers (Stow et Lovell, 1979; Gonthier et al., 1984).

- Les **contourites vaseuses** sont homogènes, de la taille des argiles et des silts. Elles présentent des concentrations variables de matériel grossier vanné par les courants. Les laminations primaires sont rares, du fait de l'intense bioturbation que l'on rencontre dans ces faciès fins. Elles sont très peu triées et composées d'un mélange de matériel terrigène et biogène d'origine autochtone ou allochtone (Stow et al., 1998). Des

niveaux à galets argileux sont parfois observés (Faugères *et al.*, 2002). Ces derniers résultent de l'érosion du substrat sous l'action d'intenses courants de fonds qui favorisent la fracturation de la vase partiellement consolidée. Des niveaux riches en éléments ferromagnésiens (*e.g.*, Hollister *et al.*, 1972; Faugères *et al.*, 2002; Gonthier *et al.*, 2003).

- Les **contourites silteuses** ou **contourites silteuses marbrées** (*mottled silty contourites*; Gonthier *et al.*, 1984) sont composées d'un mélange mal trié de sédiments de la taille des argiles, silts et sables. Elles montrent généralement des laminations discontinues indistinctes, une intense bioturbation, et s'intercalent avec des faciès contouritiques sableux ou vaseux. Des bases et des sommets nets à irréguliers ainsi que de minces lentilles de matériel grossier sont communs dans ce type de faciès.
- Les **contourites sableuses** se présentent sous la forme de fines couches irrégulières ou d'épaisses unités de sables fins dans la plupart des cas mal triées. Elles se composent d'un mélange de matériel terrigène et biogène avec des marques d'abrasion, des débris coquilliers fragmentés et des traces d'oxydes de fer. Elles sont finement bioturbées (Stow *et al.*, 2002a), d'où une rare préservation des laminations primaires planes et obliques, et montrent des contacts érosifs et irréguliers, ainsi que des niveaux concentrés en matériel grossier, galets argileux, voire des *lag deposits*¹.
- Les **contourites graveleuses** se rencontrent habituellement aux hautes latitudes à cause des apports de matériels apportés par les icebergs (Kidd et Hill, 1986; Hiscott *et al.*, 1989; Akhurst *et al.*, 2002; Howe *et al.*, 2002; Laberg *et al.*, 2002). Sous l'action de courants de faibles vitesses, ce matériel grossier subit un remaniement et un transport sur de petites distances. Les lags graveleux, témoins quant à eux d'un vannage plus important, sont observés dans les contourites glaciogéniques ou au sein de détroits peu profonds ou de passages étroits, en réponse à l'activité importante des courants de fond.
- Les **contourites biogènes calcaires** et **siliceuses** sont typiques des régions dominées par les apports pélagiques biogènes, comme les océans ouverts (Stow et Hallbrook, 1984; Kidd et Hill, 1986) ou les zones soumises aux upwellings (Sarnthein et Faugères, 1993). Leur composition est pélagique à hémipélagique, avec une prédominance des nannofossiles et des foraminifères dans les faciès calcaires, et des radiolaires et diatomées dans les faciès siliceux. Dans la plupart des cas les litages sont indistincts et les structures sédimentaires primaires rares à absentes, du fait de la bioturbation. Ces faciès, argilo-silteux à sablo-argileux, sont peu triés et possèdent une fraction sableuse distincte relatives aux particules grossières biogènes peu fragmentées durant le transport.

¹ Résidus de sédiments grossiers après un vannage des particules les plus fines par les courants.

De nombreux faciès de transition peuvent être également rencontrés, suite aux interactions entre divers processus (contouritique, turbiditique, décantation hémipélagique) ou à leur évolution longitudinale et latérale (Stow *et al.*, 2002c). Le terme de contourite est employé lorsque l'influence du courant est bien marquée et que les dépôts s'organisent sous forme de *drifts*¹. Lorsque cette influence est moins marquée, et que les caractéristiques initiales du dépôt remanié perdurent, le nom de celui-ci est conservé et il s'y ajoute la notion de remaniement par les courants de fond : *turbidites remaniés par les courants de fond*. C'est le cas de certains sédiments de la péninsule Antarctique (Rebesco *et al.*, 2002), ou des sédiments déposés dans des environnements peu profonds comme les bordures de pente ou le plateau externe (Roveri, 2002; Sivkov *et al.*, 2002).

1.1.2.2. Les séquences contouritiques et leurs implications courantologiques

Les faciès précédemment décrits s'organisent généralement en séquences sédimentaires de quelques décimètres d'épaisseur. La séquence type, pour la première fois reconnue sur le *drift* de Faro (Faugères *et al.*, 1984; Gonthier *et al.*, 1984; Stow *et al.*, 1986), présente tout d'abord une granocroissance des faciès vaseux aux faciès sableux puis une granodécroissance des faciès sableux aux faciès vaseux (Figure I-3).

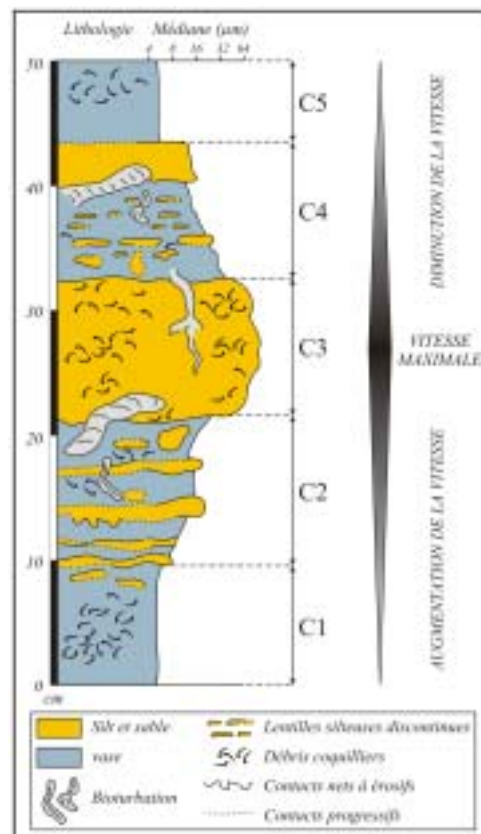


Figure I-3. Séquence contouritique sableuse type et relation entre taille des grains et vitesse des courants (d'après Faugères *et al.*, 1984; Stow *et al.*, 2002c).

¹ Accumulations sédimentaires de géométries variées construites par l'action principale des courants de fond.

S'inspirant de la nomenclature attribuée pour les séquences turbiditiques de Bouma (1962), Stow et Shanmugam (1980) et Lowe (1982), Stow *et al.* (2002c) proposent une classification de la séquence contouritique sableuse type complète en cinq horizons relatifs à des faciès distincts : C1, contourite vaseuse inférieure ; C2, contourite silteuse inférieure ; C3, contourite sableuse médiane ; C4, contourite silteuse supérieure ; C5, contourite vaseuse supérieure. Dans une succession verticale de séquence-types, le passage entre les horizons C5 et C1 se fait de manière progressive.

L'origine de cette séquence type serait liée aux fluctuations lentes des vitesses moyennes des courants, et/ou aux variations dans les apports sédimentaires. Dans les successions de séquences bioclastiques, la cyclicité de ces dernières, de l'ordre de 20 000 à 40 000 ans, est étroitement analogue à la cyclicité de Milankovitch (Hays *et al.*, 1976; Berger, 1977). Par conséquent, le moteur de la cyclicité au sein des dépôts contouritiques est supposé être un forçage climatique engendrant des variations dans les vitesses des courants de fond (Robinson et McCave, 1994).

I.1.3. Les *drifts*

La géométrie générale des *drifts* est principalement contrôlée par cinq facteurs liés entre eux : 1) le contexte morphologique, 2) la vitesse et la variabilité du courant, 3) la quantité et la nature du sédiment disponible, 4) la période de temps durant laquelle le courant de fond agit, et 5) l'interaction avec les processus s'écoulant vers le bas de pente. Actuellement les accumulations contouritiques peuvent être divisées en quatre catégories (*sheeted*, *giant elongated*, *confined* et *channel-related drifts*, Figure I-4 ; Faugères *et al.*, 1999) auxquelles peut s'ajouter le type *infill drift* (Stow *et al.*, 2002c), accumulation sédimentaire encore mal documentée actuellement et formée par remplissage de dépressions topographiques (*e.g.*, marge des Campos, Viana *et al.*, 1998a). Il est cependant important de garder à l'esprit que ces différents types de morphologies font partie d'un spectre continu (Faugères *et al.*, 1999).

I.1.3.1. Classification

a. Les *sheeted drifts*

Ces accumulations sédimentaires présentent un faible relief et une épaisseur relativement constante (Figure I-4). Elle tapissent le fond des plaines abyssales et des bassins profonds limités à leur périphérie par des reliefs prononcés et montrent une légère diminution de leur épaisseur vers la marge. Elles peuvent être couvertes par de grands champs de dunes sédimentaires et observées dans différents contextes hydrologiques et morphologiques. Ces *drifts* sont habituellement composées de faciès contouritiques fins (argile et silt, matériel pélagique...) et présentent des taux de sédimentation relativement faibles de l'ordre de 2 à 4 cm.ka⁻¹.

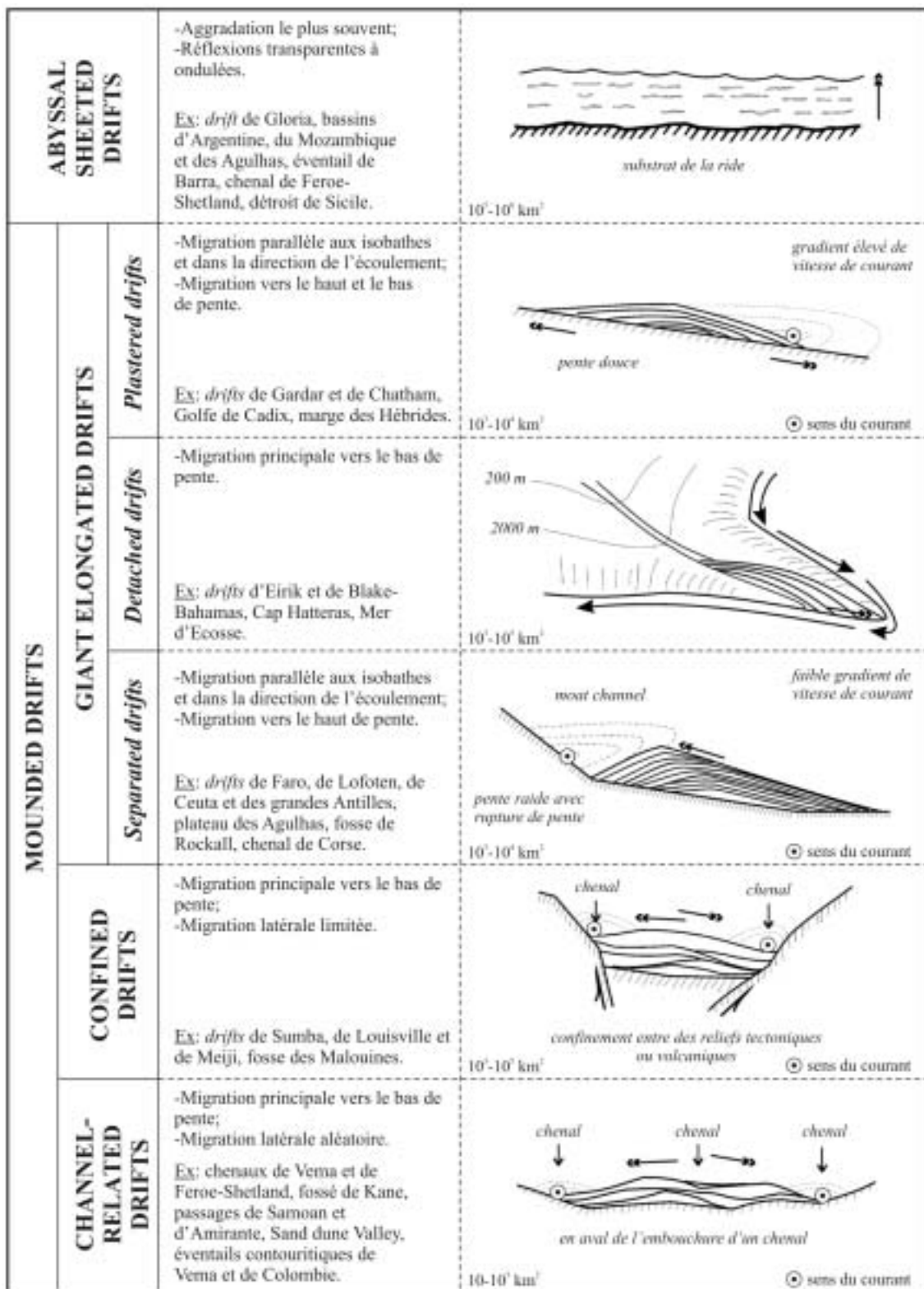


Figure I-4. Les types de drifts. Les flèches noires montrent la tendance de la migration et de l'aggradation (d'après Faugères et al., 1999).

b. Les giant elongated drifts

Ces accumulations présentent une forme allongée et convexe vers le haut (Figure I-4). Suivant la profondeur à laquelle le courant de fond s'écoule, elles sont rencontrées depuis le

plateau continental externe (Fulthorpe et Carter, 1991) jusqu'aux plaines abyssales (Faugères *et al.*, 1993). Les flancs du *drift* sont généralement bordés par des *moat channels* où sont confinés les écoulements et où l'érosion et le non-dépôt sont observés. Ces accumulations, communément couvertes par des champs de dunes sédimentaires migrantes, sont subdivisées en trois groupes :

- les *plastered drifts*, produites à proximité du bas de pente et plaquées contre cette dernière, en particulier lorsque la topographie lisse favorise un courant de fond large et non confiné. Ces *drifts*, composées de faciès contouritiques variés pouvant atteindre la taille des sables (*e.g.*, Golfe de Cadix), présentent des taux de sédimentation pouvant dépasser les 20 cm.ka⁻¹ (*e.g.*, marge des Hébrides) ;
- les *separated drifts* présentant un allongement et une direction de progradation parallèle aux isobathes ;
- les *detached drifts* présentant une direction de progradation aboutissant à un allongement perpendiculaire aux isobathes en réponse à un changement d'orientation de la marge et aux interactions entre les courants de surface et courants de fond.

L'ensemble de ces *drifts* présentent des taux de sédimentation de l'ordre de 2 à 10 cm.ka⁻¹ pouvant dépasser les 60 cm.ka⁻¹ dans le cas de *drifts* marginaux (*e.g.*, marge des Hébrides). Les sédiments associés à ces accumulations sédimentaires sont également variés, balayant un spectre granulométrique large, des argiles aux sables.

c. Les channel-related drifts

Les dépôts contouritiques de ce type sont apparentés aux chenaux profonds ou aux couloirs à travers lesquels la circulation de fond est confinée, induisant ainsi une augmentation de la vitesse des écoulements (Figure I-4). Du fait d'une érosion importante au fond de ces étroits passages, ces accumulations sédimentaires irrégulières et discontinues se déposent sur le fond et les flancs de ces chenaux, en tant que *drifts* latéraux et axiaux dénommés *patch drifts* (Howe *et al.*, 1994; McCave et Carter, 1997; Carter et McCave, 2002; Reeder *et al.*, 2002). Ces *drifts* de petites tailles peuvent présenter une géométrie plane ou convexe vers le haut. A la sortie des chenaux, les courants de fond déposent le matériel sédimentaire sous la forme d'éventails contouritiques. La faible épaisseur de ces derniers, associée aux discontinuités érosives étendues, permet de les distinguer des éventails sédimentaires construits par les processus turbiditiques (Faugères *et al.*, 1999).

Les faciès associés à ces *drifts* sont très variés : 1) zones de by-pass et *lag deposits*, contourites grossières (sables et graviers), contourites à galets de vase et hiatus résultant de l'érosion du substratum, dans les zones où les courants de fond sont intenses, 2) placages de contourites fines argileuses à silteuses dans les zones où les courants de fond sont réduits. Des nodules et des contourites vaseuses manganifères sont également typiques de ces environnements. Les taux de sédimentation variés, du fait de l'érosion ou du non dépôt, peuvent néanmoins atteindre une dizaine de cm.ka⁻¹.

d. Les confined drifts

Peu d'exemples actuels illustrent ce type de *drifts* confinés au sein de petits bassins ou de fosses. Ces accumulations se rencontrent communément dans des zones morpho-tectoniques très spécifiques (e.g., fosse des Malouines ; Cunningham *et al.*, 2002). Le type et la taille des sédiments dépendent beaucoup de la nature des apports au système de courants de fonds et sont encore trop mal documentés pour permettre des généralités.

1.1.3.2. Caractéristiques sismiques

L'ensemble des critères sismiques permettant une identification objective des *drifts* et leur différenciation des autres corps sédimentaires suit une approche à trois échelles d'observations différentes (Faugères *et al.*, 1999; Stow *et al.*, 2002c). La Figure I-5 présente dans les grandes lignes les principales caractéristiques permettant leur reconnaissance.

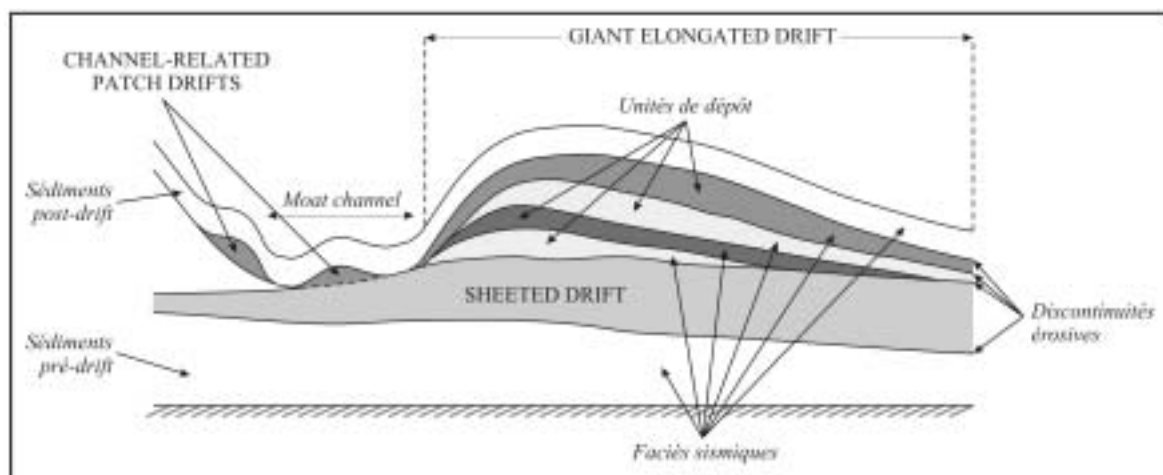


Figure I-5. Schéma des principales caractéristiques sismiques des drifts (d'après Stow *et al.*, 2002c).

a. A l'échelle du drift

Comme nous l'avons déjà montré dans les paragraphes précédents, la géométrie des *drifts* et leur direction d'allongement permet leur identification rapide, en particulier lorsqu'elles : 1) présentent une morphologie convexe vers le haut, 2) se situent sous un système de courants de fonds, et 3) sont isolées d'autres sources de sédiments.

Les discontinuités érosives très étendues à la base ou au sein des *drifts* sont un autre critère de reconnaissance de ces accumulations à grande échelle (Figure I-5). Ces discontinuités reflètent des changements périodiques des conditions de circulation et sont communément marquées par un réflecteur continu de forte amplitude contrastant avec les réflecteurs environnants subparallèles d'amplitudes faibles à modérées. Les changements de faciès sismiques se font progressivement et reflètent des conditions durables et stables dans l'espace et dans le temps.

b. A l'échelle de l'unité de dépôt

Les unités de dépôt dans les *drifts* sont généralement lenticulaires avec des surfaces lisses à irrégulières. Ces dernières définissent une convexité vers le haut, non parallèle à la surface d'accumulation créée par l'évènement érosif précédent. Dans certains cas, l'unité la plus récente montre clairement la nature de la progradation et/ou de l'aggradation. L'empilement des unités révèle la direction générale de migration des corps contouritiques, cette dernière étant différente en fonction du type de *drift* :

- dans le cas des *sheeted drifts* et de certains *patch drifts*, la migration n'est pas significative puisque les dépôts tendent à recouvrir l'ensemble de la zone balayée par les courants. Par conséquent, les unités de dépôt forment une épaisseur régulière et un modèle d'empilement aggradant (Stoker, 1998) ;
- dans le cas des *giant elongated drifts*, la direction de migration se fait obliquement à la direction de l'axe de l'écoulement. Dans le cas des *plastered drifts*, la migration est peu prononcée. Pour les *detached drifts*, la progradation a lieu vers le bassin, à l'inverse des *separated drifts* où elle s'effectue vers la terre ;
- dans le cas des *channel-related drifts*, les éventails contouritiques se construisent par aggradation d'unités de dépôt lenticulaires, irrégulières, plates et de faible extension. Ces dernières constituent les vestiges sédimentaires de chaque épisode érosif majeur. L'unité la plus récente montre normalement une progradation dans le sens de l'écoulement (Mézerai *et al.*, 1993). Les *patch drifts* rencontrés dans les chenaux ne montrent pas une géométrie progradante régulière ;
- dans le cas des *confined drifts*, l'accumulation sédimentaire tend à prograder dans le sens de l'écoulement. Le *drift* se compose d'une unique unité, ou de l'aggradation de plusieurs unités lenticulaires limitées par des discontinuités érosives.

c. A l'échelle du faciès sismique

Les faciès sismiques dépendent avant tout de la méthode employée pour l'acquisition sismique (Sparker, Airgun, 3,5 kHz...) et des traitements numériques effectués par la suite. Néanmoins, la nature de chaque faciès sismique reflète les changements dans les processus de dépôt et les types de sédiments. De nombreux faciès caractéristiques des dépôts contouritiques sont également présents dans les systèmes turbiditiques et/ou hémipélagiques. Ces faciès peuvent être classés en cinq catégories par ordre d'augmentation d'intensité des courants de fond (Stow *et al.*, 2002c) : 1) les faciès semi-transparents sans réflecteur (T, Figure I-6A), 2) les faciès à réflecteurs continus, sub-parallèles, à amplitude faible à modérée (R, Figure I-6A), 3) les faciès à réflecteurs réguliers et ondes migrantes, à amplitude faible à modérée (O, Figure I-6A), 4) les faciès à réflecteurs irréguliers, ondulés à discontinus, à amplitude modérée (D, Figure I-6A), 5) les faciès à réflecteur simple irrégulier, continu, et à forte amplitude (S, Figure I-6A).

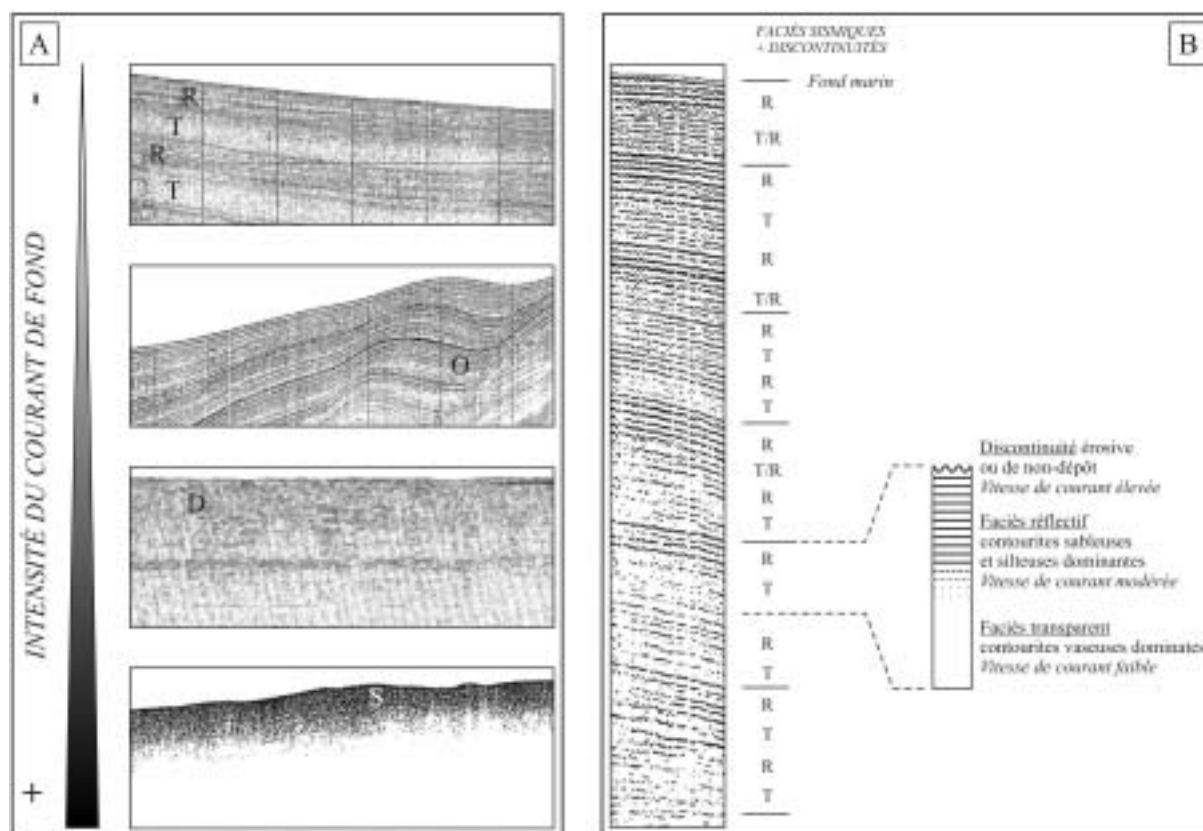


Figure I-6. A. Faciès sismiques principaux trouvés dans les drifts et leur relation avec les vitesses des courants de fond. B. Modèle interprétatif de la cyclicité des faciès sismiques dans les contourites (d'après Stow et al., 2002b).

Les deux premiers faciès sismiques (T et R) s'organisent fréquemment en alternance (Figure I-6B). Des interprétations préliminaires suggèrent que le faciès R montre une plus grande proportion de silt/sable ainsi qu'une augmentation des hiatus et des niveaux sédimentaires condensés dans les contourites, indiquant ainsi une augmentation de l'intensité du courant de fond. Le faciès T, quant à lui, reflète un faible contenu en silt/sable au sein de contourites vaseuses homogènes, indiquant cette fois une diminution de l'intensité du courant de fond. Le moteur de cette alternance dans les variations d'intensité des courants de fond est relié aux changements climatiques (Stow *et al.*, 2002c).

I.2. Les écoulements gravitaires et les dépôts associés

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables de transporter des sédiments sous l'action principale de la gravité, depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales (Middleton et Hampton, 1973). Hormis leur intérêt académique, la compréhension de ces processus présente un intérêt industriel important, notamment sur la prévention des risques naturels et la protection d'ouvrages et d'infrastructures offshore. L'intérêt économique participe à l'étude de ces écoulements puisque les dépôts qui leurs sont associés, et en particulier les chenaux et les lobes sableux, sont de très bons réservoirs pour les hydrocarbures.

Les écoulements à l'origine de l'édification des éventails turbiditiques ont fait l'objet de nombreuses études et classifications (Stow, 1994; Mulder et Cochonat, 1996; Stow *et al.*, 1996; Shanmugam, 2000; Mulder et Alexander, 2001b), la première d'entre-elles ayant été proposées par Middleton et Hampton en 1973. Selon le mode de support des particules, trois mécanismes de transport principaux sont distingués au sein de ces écoulements : 1) les glissements en masse ou instabilités, 2) les écoulements laminaires, et 3) les écoulements turbulents.

I.2.1. Les glissements en masse

Ce type d'écoulement correspond au déplacement de blocs homogènes le long d'une surface de cisaillement plane ou courbe. Les dépôts résultants conservent la structure d'origine des sédiments (stratification), mais sont plus ou moins affectés par des déformations de type translationnelles (*slides*) ou rotationnelles (*slumps*).

I.2.2. Les écoulements laminaires

Ces écoulements sont caractérisés par des concentrations importantes en sédiments transportés et une viscosité très élevée, empêchant ainsi le développement de la turbulence. Plusieurs types d'écoulements sont décrits en fonction de la taille et de la concentration des sédiments transportés, de la matrice, et de la présence de fluide : 1) les écoulements hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001b), 2) les coulées de débris (*debris flows*; Coussot et Meunier, 1996), 3) les écoulements granulaires (*grain flows*), 4) les écoulements fluidisés (*fluidized flows*), et 5) les écoulements liquéfiés (*liquefied flows*). Les dépôts associés à ces écoulements présentent généralement des contacts inférieurs et supérieurs très nets, une matrice cohésive argilo-silteuse, un granoclassement inverse des sédiments, et de nombreux éléments hétérogènes (galets mous d'argile, sables, galets, blocs rocheux) dispersés au sein du dépôt.

I.2.3. Les écoulements turbulents

Ces écoulements sont caractérisés par le maintien en suspension des particules par des phénomènes de turbulence au sein d'un fluide ambiant de moindre densité. La concentration des particules au sein de ces écoulements particuliers est très variable mais reste inférieur à 9 % du volume total (Bagnold, 1962). Sous le terme d'écoulements turbulents sont rassemblés :

(1) les courants de turbidité de haute et basse densité (Lowe, 1982) et les bouffées turbides (Ravenne et Beghin, 1983). La séquence turbiditique type ou séquence de Bouma (1962) correspond à la succession verticale de cinq faciès distincts granodécroissants, des sables moyens aux vases (Ta à Te, Figure I-7), enregistrant ainsi la diminution d'énergie d'un courant de turbidité à un endroit donné. Seuls les termes Tb à Te résultent du dépôt d'écoulements turbulents, le terme Ta correspondant à un dépôt d'écoulement concentré

(Mulder et Alexander, 2001b). Dans les années 80, les modèles de Piper (1978), Stow et Shanmugam (1980) et Lowe (1982) viennent affiner et compléter la description des séquences turbiditiques (Figure I-7).

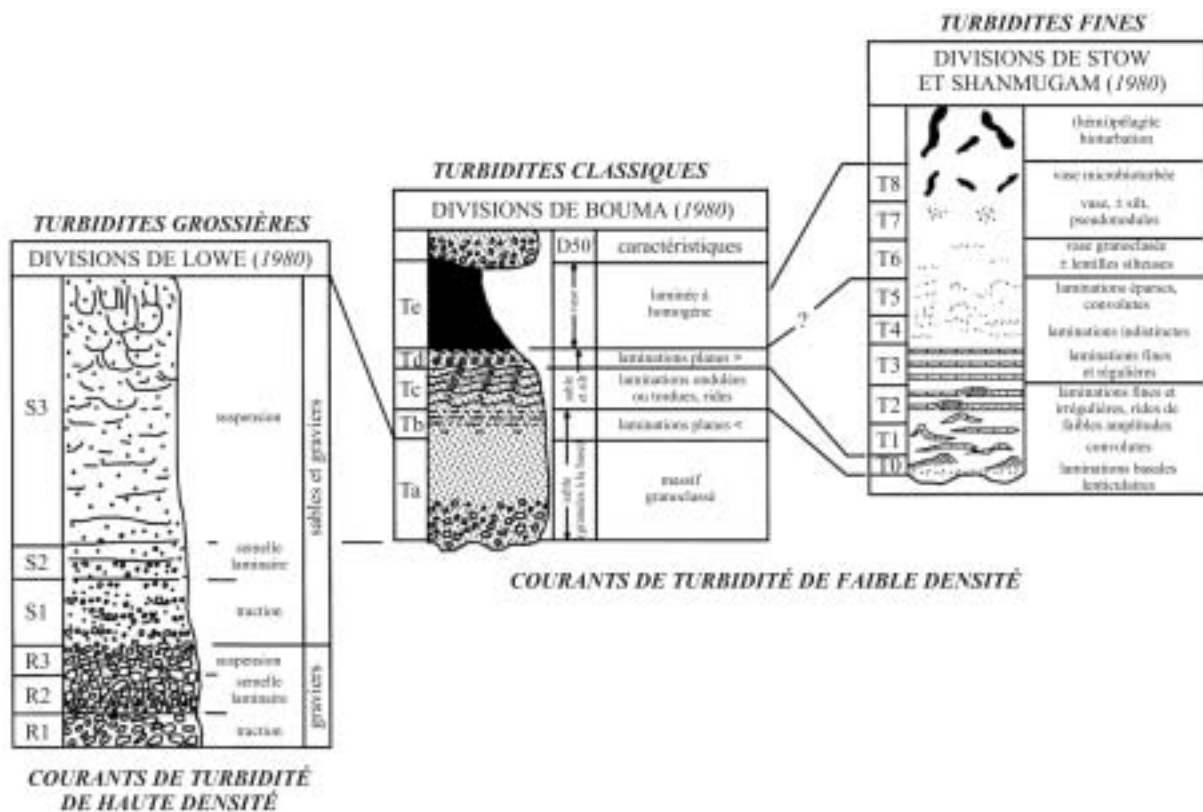


Figure I-7. Description des séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugam, 2000).

(2) les courants hyperpycnaux. Ils sont principalement générés en période de crues à l'embouchure des fleuves lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour aboutir à un mélange eau douce/sédiments plus dense que l'eau de mer (Normark et Piper, 1991; Mulder et Syvitski, 1995). Ces courants ont une continuité importante dans le temps et leur dynamique suit celle de la crue du fleuve avec une montée en charge suivie d'une décrue. Cette dynamique particulière s'enregistre parfois au sein des dépôts avec un granoclasement inverse en base de séquences, même s'il arrive fréquemment qu'elles soient tronquées par le pic de crue, et que seul l'enregistrement de la décrue subsiste dans les dépôts. Elles deviennent alors difficilement différenciables des séquences liées à un courant de turbidité *s. str.* (Mulder *et al.*, 1998; Mulder *et al.*, 2001a).

Afin d'éviter la contradiction entre haute densité et limite de Bagnold, Mulder et Alexander (2001b) proposent une classification des écoulements basée sur les mécanismes de transport et de dépôt, les vitesses, et les concentrations (Figure I-8).

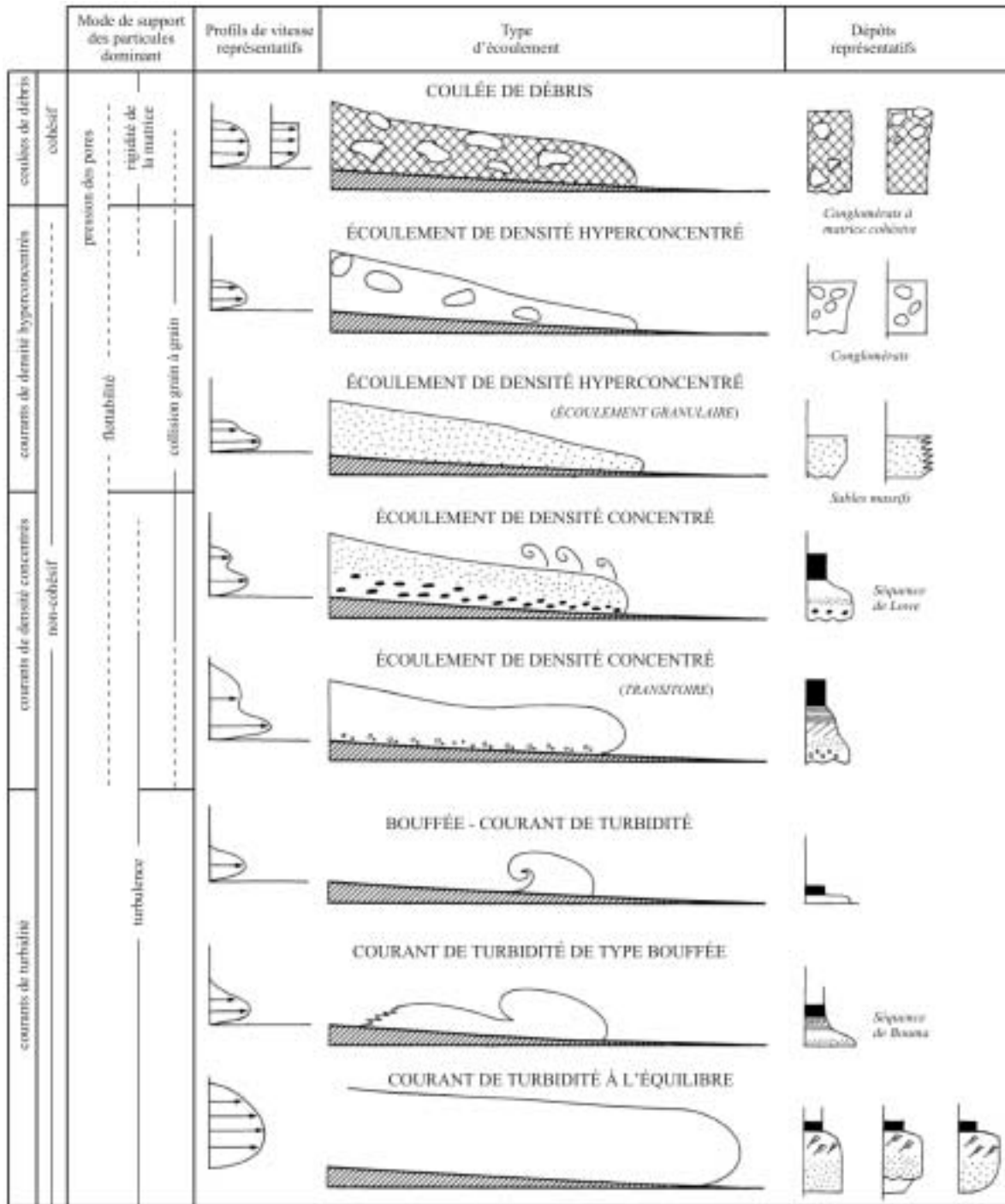


Figure I-8. Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (d'après Mulder et Alexander, 2001b).

I.2.4. L'évolution des écoulements

Au cours d'un écoulement gravitaire, les caractéristiques hydrodynamiques ne sont pas figées (Middleton et Hampton, 1973 ; Figure I-9). Le volume et la dynamique de l'écoulement se modifient tout au long de son parcours. Il peut ainsi passer d'un état laminaire à un état turbulent, ou vice versa, suite à la perte ou au gain de fluide et/ou de charge solide et aux modifications de la topographie. Le dépôt résultant ne caractérisera pas toujours le processus de transport dominant, mais plutôt l'état de l'écoulement avant la phase de dépôt.

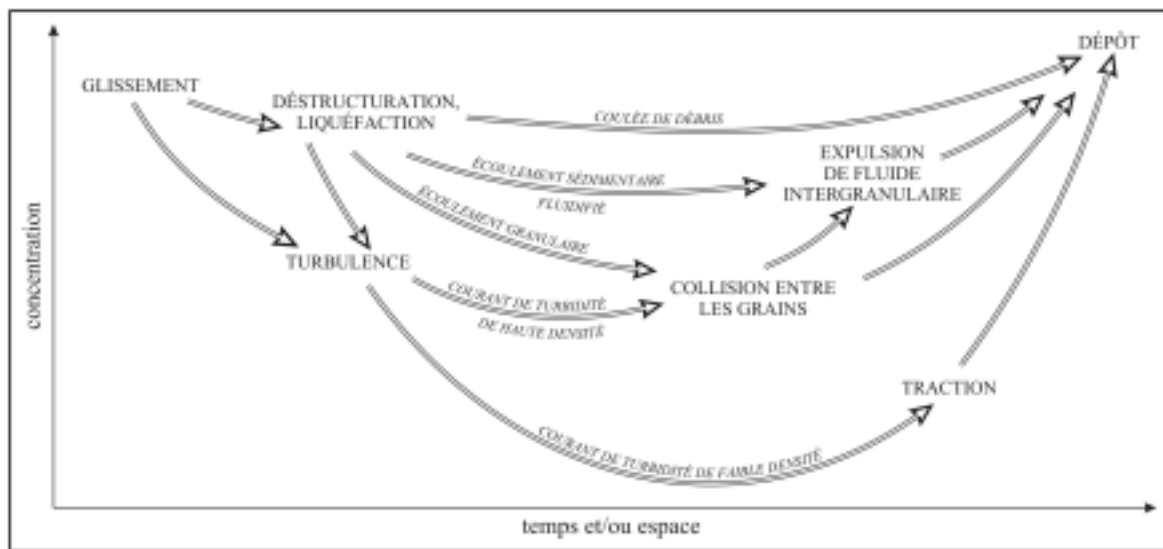


Figure I-9. Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire dans le temps et/ou l'espace (d'après Middleton et Hampton, 1973).

	vitesse		
	décroit	STABLE	AUGMENTE
	AUGMENTE	ÉROSION/ NON-DÉPÔT	
	CONSTANTE		
décroit	ÉROSION/ NON-DÉPÔT		ÉROSION/ NON-DÉPÔT
	séquences gravo- décroissantes	grano- classement absent	séquences gravo- croissantes

Figure I-10. Evolution temporelle et spatiale des écoulements et dépôts associés : le modèle de Kneller (d'après Kneller, 1995).

Dans les années 90, Mutti (1992) propose une approche génétique impliquant un continuum des processus et faciès associés. L'organisation amont-aval des faciès enregistre l'évolution des écoulements gravitaires au cours de leur déplacement. Amélioré depuis (Mutti *et al.*, 1999), ce modèle (*facies tract concept*) prend en compte l'ensemble des faciès susceptibles d'être déposés par les écoulements gravitaires, de la débrite aux turbidites de faible densité.

Les deux précédents modèles sont basés principalement sur l'évolution spatiale des écoulements. Le facteur temps n'étant que rarement pris en compte, Kneller (1995) est le premier à introduire la notion d'évolution temporelle des écoulements. Son modèle rend compte de la capacité érosive et dépositionnelle des écoulements, et de l'organisation verticale et horizontale des séquences de dépôts (Figure I-10). Il est basé sur des principes hydrodynamiques simples permettant d'expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées et d'appréhender le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés.

I.2.5. Les systèmes turbiditiques

Les processus gravitaires sont à l'origine de grands systèmes de dépôt, assemblage d'une grande diversité de structures et de corps sédimentaires (Stow et Mayall, 2000). Ces systèmes ont fait l'objet de plusieurs classifications basées sur l'étude de séries turbiditiques anciennes (Mutti et Ricci Lucchi, 1972), ou sur l'étude de systèmes turbiditiques actuels (Normark, 1970). Walker (1978) est le premier à proposer un modèle synthétique intégrant ces deux approches. Il reste cependant incomplet pour expliquer la diversité des systèmes turbiditiques observés dans l'ancien et l'actuel. Il faudra attendre le milieu des années 90 et la classification de Reading et Richards (1994) pour que des paramètres comme la taille et la géométrie du bassin, et la nature du système d'alimentation soient pris en compte.

On distingue généralement deux principaux modes d'organisation des systèmes sédimentaires générés par les écoulements gravitaires (*in* Babonneau, 2002) :

(1) les systèmes non chenalisés généralement générés par des instabilités de pente ponctuelles et isolées sous la forme de glissements en masses pouvant évoluer au cours du transport en coulées de débris puis en bouffées turbides. L'architecture de ces systèmes est peu évoluée et se limite à une (ou plusieurs) cicatrice (s) d'arrachement en amont, une zone de transit sédimentaire (*by-pass*) plus ou moins importante, et à une zone de dépôt de forme lobée dans la partie aval.

(2) les systèmes chenalisés beaucoup plus matures et évolués que les précédents. Ils se développent à l'aval d'une source d'apport en sédiments relativement abondante et régulière et se composent de trois éléments architecturaux élémentaires caractérisés par des modes de fonctionnement distincts :

- le canyon, vallée sous-marine incisant plus ou moins profondément le rebord du plateau continental. Il est dominé par l'érosion et constitue une voie de transit pour les particules, depuis le plateau continental vers le bassin profond (Shepard, 1963, 1981) ;
- le système chenal-levées, développé à la sortie du canyon, correspondant à une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit et d'érosion et des processus de sédimentation. Généralement érosifs dans leur partie amont, les chenaux passent progressivement à une morphologie de type dépositionnelle en raison de la diminution de pente et la perte d'énergie des écoulements turbiditiques. La morphologie des chenaux est fortement influencée par la nature des apports : rectiligne et très peu

marqué topographiquement lorsque ces derniers sont grossiers et, au contraire, étroits, profonds, et sinueux lorsque le matériel transporté est fin (Clark *et al.*, 1992; Galloway, 1998). Les levées, développées sur les flancs latéraux des chenaux, sont construites par débordement de la partie sommitale des écoulements turbiditiques (*overbank* ; Piper et Normark, 1983; Hiscott *et al.*, 1997 ; Figure I-11A). Ce processus entraîne un appauvrissement relatif de la fraction fine le long du trajet de l'écoulement et explique le transport des sables dans les chenaux et le développement de lobes sableux en aval des systèmes chenal-levées. On distingue fréquemment, au sein de ces levées, des structures particulières comme des dunes géantes, des sillons d'érosion et des chenaux secondaires (Masson *et al.*, 1995; McHugh et Ryan, 2000; Migeon *et al.*, 2000). Contrairement aux canyons, le système chenal-levées est peu stable dans le temps. Une brèche peut s'ouvrir dans la levée suite à la rupture de cette dernière, éventuellement lors de l'intensification du flux turbiditique. Ce processus, appelé avulsion, entraîne une migration latérale brutale du chenal et des écoulements qui y transitent. Un nouveau système chenal-levées s'édifie dans les dépressions situées au pied de l'ancienne levée (Flood et Piper, 1997 ; Figure I-11B) ;

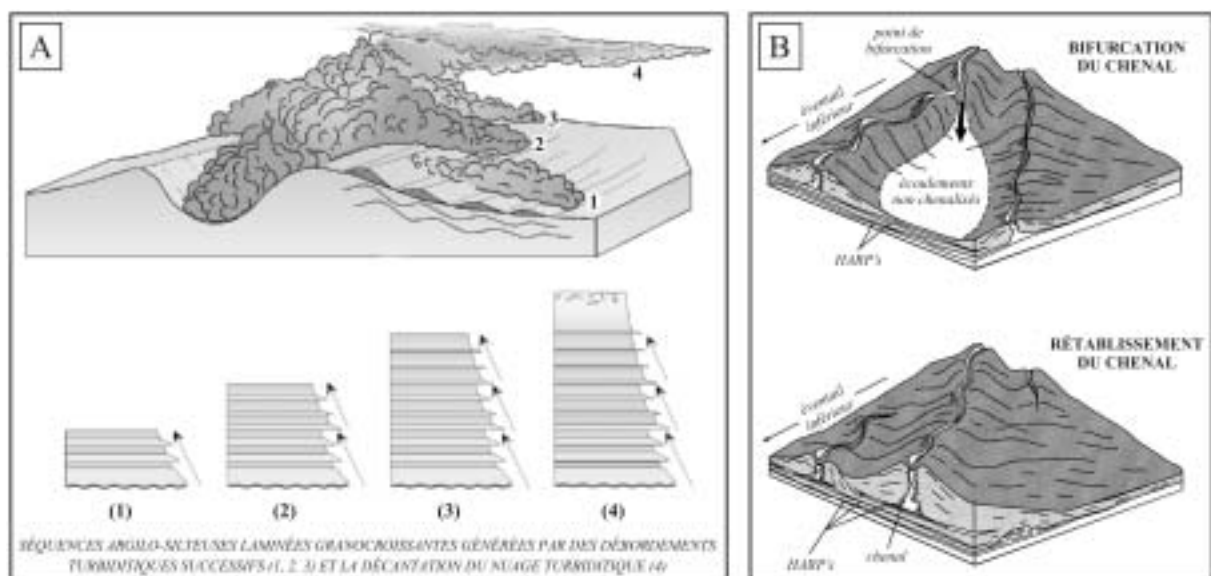


Figure I-11. A. Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000) ; B. Schéma explicatif du mécanisme d'avulsion d'un système chenal-levées (d'après Flood et Piper, 1997).

- les lobes, objets ou faciès sédimentaires de forme lobée associés à la mise en place des éventails profonds (Shanmugam et Moiola, 1991). Dans les systèmes fossiles, ces dépôts sont généralement définis comme des corps sableux non chenalisés tabulaires de plusieurs mètres d'épaisseur et dont la continuité latérale est importante (*sheet sand* ; Mutti et Normark, 1991). Dans les années 90, les acquisitions de données sonar sur le lobe distal du Mississippi ont révélé une réelle complexité, avec des systèmes de chenaux distributaires et une morphologie dendritique en surface (Twichell *et al.*, 1991). Suivant leur mode de mise en place, trois types de lobes peuvent être associés

aux chenaux : (1) les lobes de crevasse (*crevasse splay lobes*), mis en place le long d'un système chenal-levées à la suite d'un effondrement local d'une levée (Lonsdale et Hollister, 1979) ; (2) les lobes d'avulsion, équivalents des unités de HARP's¹ définies sur l'Amazone (Flood *et al.*, 1991). Ces lobes correspondent à l'évolution des lobes de crevasse par pérennisation de la nouvelle voie de transit et abandon du chenal initial en aval ; (3) les lobes distaux, mis en place au débouché d'un système chenalisé et constituant le terme le plus distal des systèmes turbiditiques. Encore assez mal connue il y a quelques années, leur architecture interne a été récemment décrite. Elle est constituée par l'accumulation, au coeur d'une dépression préexistante, de plusieurs sous-unités lobées de faciès sismique chaotique et de forme bombée (Gervais, 2002; Gervais *et al.*, 2004). Les travaux de Bonnel (2005) ont mis en évidence l'importance de la chenalisation dans ce type d'objet sédimentaire.

I.3. Les interactions entre les processus

L'interaction entre les processus contouritiques, gravitaires et la décantation hémipélagique est un phénomène récurrent dans le domaine marin (Faugères et Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1999; Stow *et al.*, 2002c). Cette interaction a été clairement démontrée à l'échelle des faciès turbiditiques et contouritiques interstratifiés et du remaniement des sommets de turbidites (Stanley, 1993; Stow *et al.*, 1998).

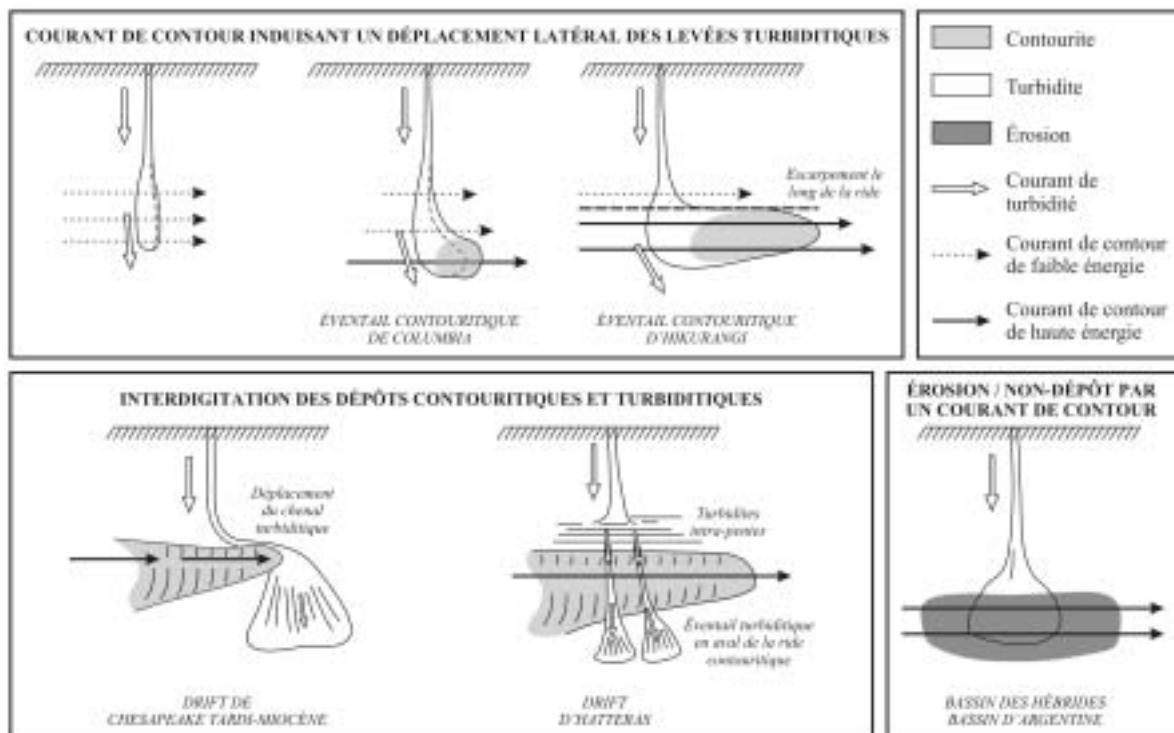


Figure I-12. Exemples d'interaction entre les processus contouritiques et gravitaires (d'après Faugères *et al.*, 1999).

¹ High-Amplitude Reflection Packets : sables tabulaires déposés à la base des systèmes chenaux-levées.

L'interaction entre les processus peut s'exprimer différemment suivant la nature et la complexité de ces derniers (Figure I-12) :

- une interdigitation des dépôts contouritiques et turbiditiques ;
- un déplacement latéral des levées turbiditiques induit par un courant de contour ;
- une érosion/non dépôt des dépôts turbiditiques par un courant de contour.

I.4. Les facteurs de contrôle de la sédimentation

La morphologie, la structure et la composition des dépôts sous-marins clastiques, qu'ils soient contouritiques ou turbiditiques, sont régis par la combinaison de plusieurs mécanismes de contrôle autocyclique et allocyclique, rarement exclusifs mais plutôt interdépendants (Richards *et al.*, 1998 ; Figure I-13). L'importance de ces facteurs sur la variation des processus de sédimentation depuis les continents jusqu'aux bassins profonds a été soulignée lors de l'émergence des concepts de stratigraphie séquentielle dans les années 80 et 90 (Vail et Mitchum, 1977; Posamentier et Vail, 1988 ; Haq, 1991), bien que le développement des *drifts* ne s'insère pas totalement dans les modèles proposés (Faugères *et al.*, 1999).

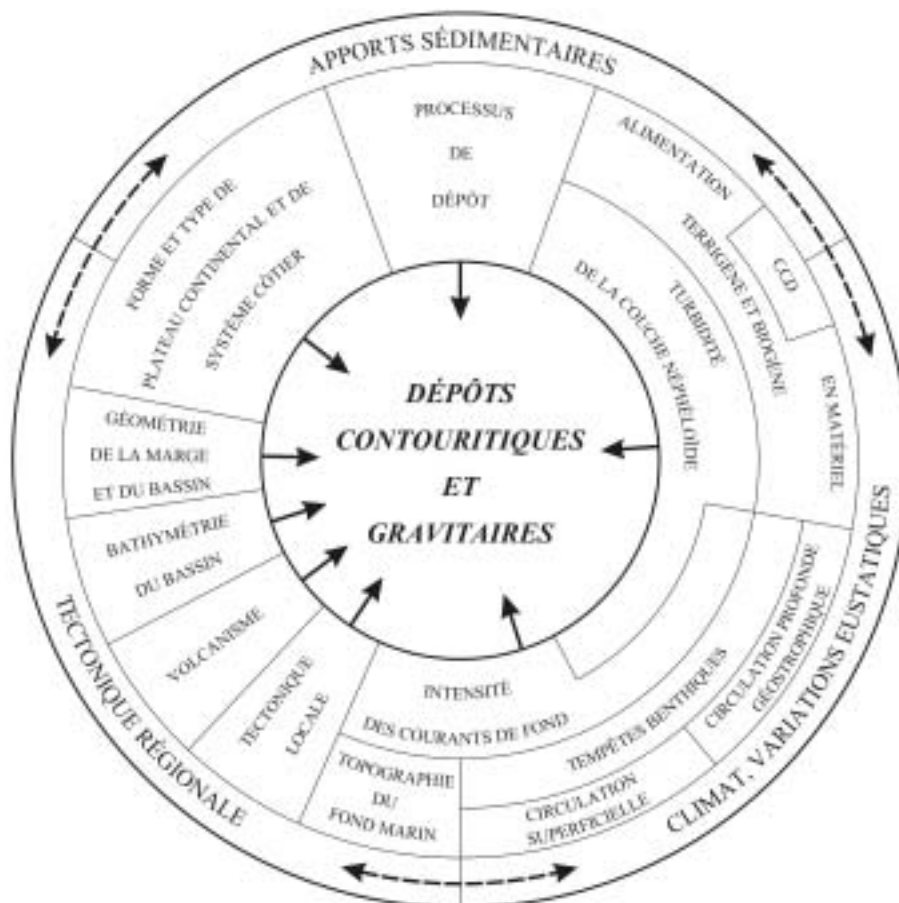


Figure I-13. Diagramme synthétique des différents facteurs contrôlant le développement des systèmes sous-marins clastiques (compilation réalisée à partir des travaux de Faugères et Stow, 1993 et Richards et al., 1998, modifié).

I.4.1. Le climat et les variations eustatiques

Le climat représente le mécanisme principal de contrôle du dépôt et de la distribution des contourites par la circulation de fond thermohaline. Ce facteur affecte la circulation atmosphérique et les conditions de formation des eaux de fond ainsi que l'intensité des courants de fond (*in* Faugères *et al.*, 1999). Ces derniers peuvent interagir avec les courants de surface dans les zones sujettes à d'importantes instabilités atmosphériques, et ainsi provoquer des tempêtes benthiques, événements de hautes énergies et de courtes durées ayant pour conséquence une augmentation des vitesses des courants de fond (Hollister et McCave, 1984).

Les variations du niveau marin agissent sur les apports en matériel terrigène vers les océans profonds, et par conséquent sur la construction des *drifts* et des éventails turbiditiques. Les bas niveaux marins relatifs aux maxima glaciaires correspondent à un remaniement accru des sédiments par les processus gravitaires, et ainsi à une activité masquée des courants de fond (Tucholke et Mountain, 1986; McMaster *et al.*, 1989; Faugères et Stow, 1993). Les hauts niveaux marins, quant à eux, correspondent à des périodes de piégeage de sédiments sur le plateau, et de déconnexion entre les fleuves et les canyons sous-marins, d'où une activité turbiditique réduite et une meilleure préservation de l'enregistrement de l'activité des courants de fond. Cependant, le lien direct entre le niveau marin et les taux d'accumulation ou de destruction des dépôts contouritiques est encore incertain (Corliss *et al.*, 1986; Faugères *et al.*, 1999).

I.4.2. La tectonique

La tectonique conditionne le type de marge, en particulier la morphologie et l'extension du plateau continental, ainsi que la forme générale et la taille du bassin qui va recevoir les apports sédimentaires. Dans certains cas, elle peut-être à l'origine d'une intensification de la circulation de fond, à la suite du passage des courants contre des pentes raides, ou de l'ouverture ou la fermeture de détroits et passages contrôlant les échanges de masses d'eau entre les bassins océaniques (Faugères *et al.*, 1993; Faugères *et al.*, 1999). Ce fut le cas lors de la mise en place, au début de l'Eocène terminal, de la circulation thermohaline longitudinale à la suite du détachement entre l'Antarctique et l'Australie.

I.4.3. Les apports sédimentaires

La morphologie du bassin et la topographie engendrée par la géométrie des dépôts sont des paramètres importants influençant le comportement des écoulements et affectant la localisation des dépôts et des faciès (Kneller, 1995; Kneller et McCaffrey, 1999; McCaffrey et Kneller, 2001; Mulder et Alexander, 2001a). Les taux d'accumulation de sédiments par les courants de fond ou les courants gravitaires dépendent de la disponibilité et du volume de sédiments (Faugères *et al.*, 1993) :

- l'apport en matériel terrigène est principalement contrôlé par la géologie, la tectonique, la morphologie de la marge, les variations eustatiques, et le climat. Les caractéristiques

du bassin versant, comme l'organisation du réseau fluvial (alimentation ponctuelle ou multiple), la nature des terrains drainés, l'existence de reliefs, et les conditions climatiques locales (paramètres conditionnant la nature et l'intensité du couvert végétal) ont une influence importante sur la nature, la quantité et la fréquence des apports sédimentaires au domaine marin (Wetzel, 1993) ;

- l'apport en matériel biogène est étroitement lié aux conditions hydrologiques, au climat, à la productivité et à la dissolution des tests d'organismes ;
 - l'apport direct, aérien ou marin, de débris volcanoclastiques peut être localement significatif dans l'augmentation des taux de sédimentation au sein des systèmes.
-

II. LE GOLFE DE CADIX

II.1. Cadre physiographique

Compris entre, d'une part les plateformes ibérique et marocaine, et d'autre part les plaines abyssales du Fer à Cheval et de Seine, le Golfe de Cadix se caractérise par une bathymétrie irrégulière et une morphologie concave vers le SW, héritage de son histoire géologique complexe (Heezen et Johnson, 1969; Roberts, 1970; Mélières, 1974; Malod, 1982 ; Figure I-14).

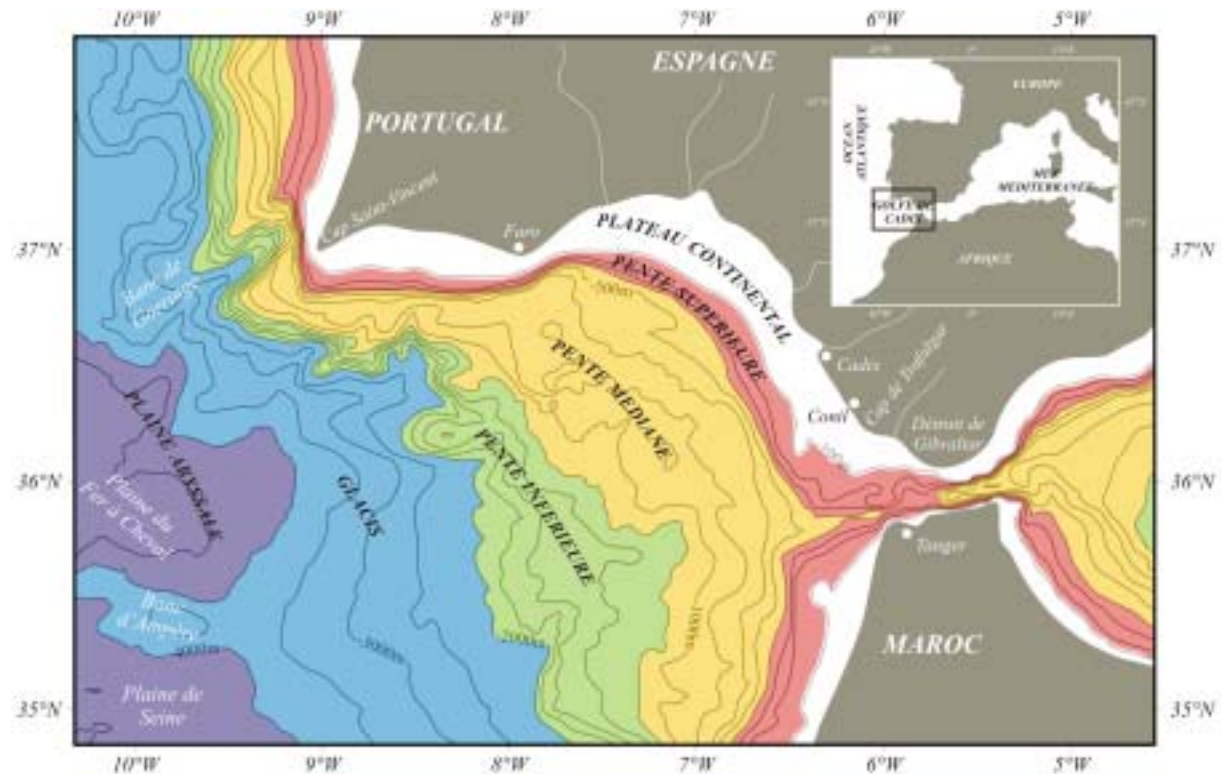


Figure I-14. Principaux traits physiographiques du Golfe de Cadix.

II.1.1. Le plateau continental

La marge du Golfe de Cadix est caractérisée par un plateau continental de 30 à 40 km de large, avec une rupture de pente localisée vers 120 m de profondeur (Heezen et Johnson, 1969; Vanney et Mougenot, 1981; Lobo *et al.*, 2001 ; Figure I-14). Au Sud de Faro et du Cap de Trafalgar, le plateau continental est plus étroit et s'étend sur une distance de l'ordre de 10 km avec une rupture de pente vers 100 m de profondeur (Lobo *et al.*, 2000). La pente du plateau continental varie entre 0,2 et 0,4°, à l'exception de la zone située entre Conil et le Cap de Trafalgar, où la pente du plateau interne n'atteint que 0,1°. Au niveau du détroit de Gibraltar, le plateau est entaillé par un profond sillon orienté E/W dont l'origine tectonique (Le Pichon *et al.*, 1971) a été récemment écartée au profit d'une importante érosion fluviale relative à la crise de salinité messinienne (Loget et Van Den Driessche, 2006).

II.1.2. La pente continentale

La bathymétrie de la pente continentale dans la partie orientale du Golfe de Cadix est irrégulière et montre d'importantes variations de gradients de pente amenant à la diviser en trois provinces (Nelson *et al.*, 1993 ; Figure I-14) :

- la pente supérieure (2-3°) formant une ceinture étroite entre 130 et 400 m de profondeur d'eau ;
- la pente médiane située entre 400 et 1200 m de profondeur d'eau. Sur les parties SE et NW de cette pente, deux terrasses larges et horizontales (pente < 1°) sont localisées entre 400 et 700 m de profondeur d'eau. Entre les terrasses, plusieurs rides curvilignes étroites (3 à 40 km de longueur) et raides (jusqu'à 30°) d'origine diapirique (Maldonado et Nelson, 1999), ainsi que des vallées (1 à 3 km de largeur) orientées NE/SW à EW entaillent la pente. De nombreux volcans de boue ont été également identifiés aux alentours de ce complexe de rides et de vallées (Kenyon *et al.*, 2000; Pinheiro *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003) ;
- la pente inférieure entre 1200 et 2000 m de profondeur d'eau. Cette partie de la pente, fortement inclinée (2-4°), est incisée par des vallées étroites de direction NE/SW dans sa partie septentrionale, et caractérisée dans sa partie méridionale par de petites dépressions similaires aux mini-bassins observés dans le Golfe du Mexique (Diegel *et al.*, 1995; Prather, 2000).

II.1.3. Le domaine marin profond

Le domaine marin profond est défini dans sa partie interne par un glacis s'étendant entre 2000 et 4000 m de profondeur d'eau (Figure I-14). Étroit (< 60 km) et incliné (jusqu'à 2°) dans la partie NW de la marge, le glacis évolue vers une pente plus douce (< 1,5°) et une extension de l'ordre de la centaine de kilomètres dans la partie SE de la marge.

Au-delà d'une bathymétrie de 4000 m, le domaine marin profond se caractérise par de grandes plaines abyssales (*e.g.*, plaines du Fer à Cheval et de Seine) séparées par des hauts fonds orientés ENE/WSW (bancs de Gorringer et d'Ampère ; Mélières, 1974).

II.2. Cadre tectonique

Les limites structurales du Golfe de Cadix sont définies à l'Ouest par les failles transformantes Açores-Gibraltar (ZFAG) et à l'Est par l'arc de Gibraltar qui intègre les chaînes montagneuses bétique et rifaine de l'orogénèse alpine (Maldonado, 1985; Sanz de Galdeano, 1990; Srivastava *et al.*, 1990; Roest et Srivastava, 1991; Kiratzi et Papazachos, 1995 ; Figure I-15).

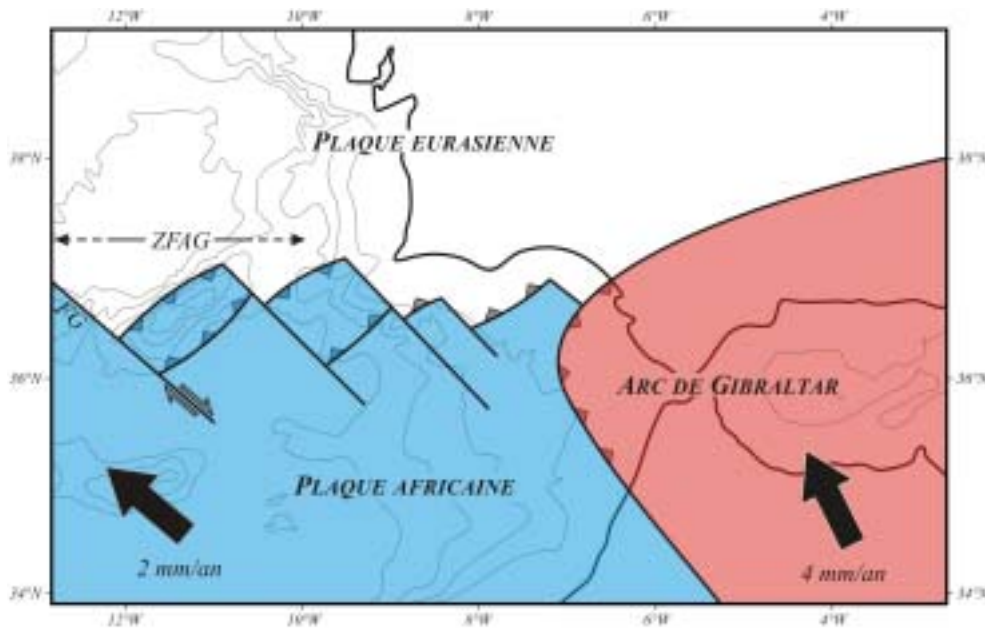


Figure I-15. Localisation de la limite entre les plaques africaine et eurasiennne. FG : faille de Gloria ; ZFAG : zone faillée Açores-Gibraltar (d'après Maestro et al., 2003).

Les modèles de cinématique des plaques montrent que le mouvement entre les plaques africaine et eurasiennne est faible (~ 4 mm/an ; Argus *et al.*, 1989) et qu'il évolue globalement d'un décrochement dextre, le long de la faille de Gloria (Laughton *et al.*, 1972), à une compression NW/SE depuis le méridien 14° W jusqu'au détroit de Gibraltar (Grimison et Chen, 1986). Dans cette région, la limite de plaque est mal définie et la convergence entre les plaques africaine et eurasiennne est accommodée par une zone de déformation active très étendue (Sartori *et al.*, 1994). Depuis le Trias, le Golfe de Cadix a connu une histoire géologique complexe en réponse aux changements de mouvement et à la localisation de cette limite de plaque (Srivastava *et al.*, 1990 ; Figure I-16).

II.2.1. Du Trias au Néogène

Au Trias, lors de la dislocation de la Pangée, une phase de rifting relative à l'ouverture de la Téthys entraîne le développement des marges sud ibérique et nord africaine, et le dépôt de calcaires et d'évaporites (Heymann, 1989; Ziegler, 1989; Maldonado et Nelson, 1999). Au Jurassique, l'expansion de la Téthys se produit par l'intermédiaire d'un décrochement séparant ces deux marges (Dercourt *et al.*, 1986; Mauffret *et al.*, 1989) et se traduit par la mise en place de demi grabens (Figure I-16). A cette période, des plates-formes carbonatées se développent dans le Golfe de Cadix (Maldonado et Nelson, 1999). Au début du Crétacé, la migration du rifting vers le nord et le « saut » de la dorsale vers l'ouest implique un abandon de l'expansion océanique au niveau de la plaine du Tage (Mauffret *et al.*, 1989). L'expansion océanique dans l'Atlantique Nord induit une phase d'extension dans le Golfe de Cadix déformant les dépôts syn-tectoniques du Crétacé inférieur, et réactivant des demi grabens. De l'Aptien à l'Albien, les plates-formes carbonatées jurassiques sont progressivement remplacées par des systèmes terrigènes silicoclastiques.

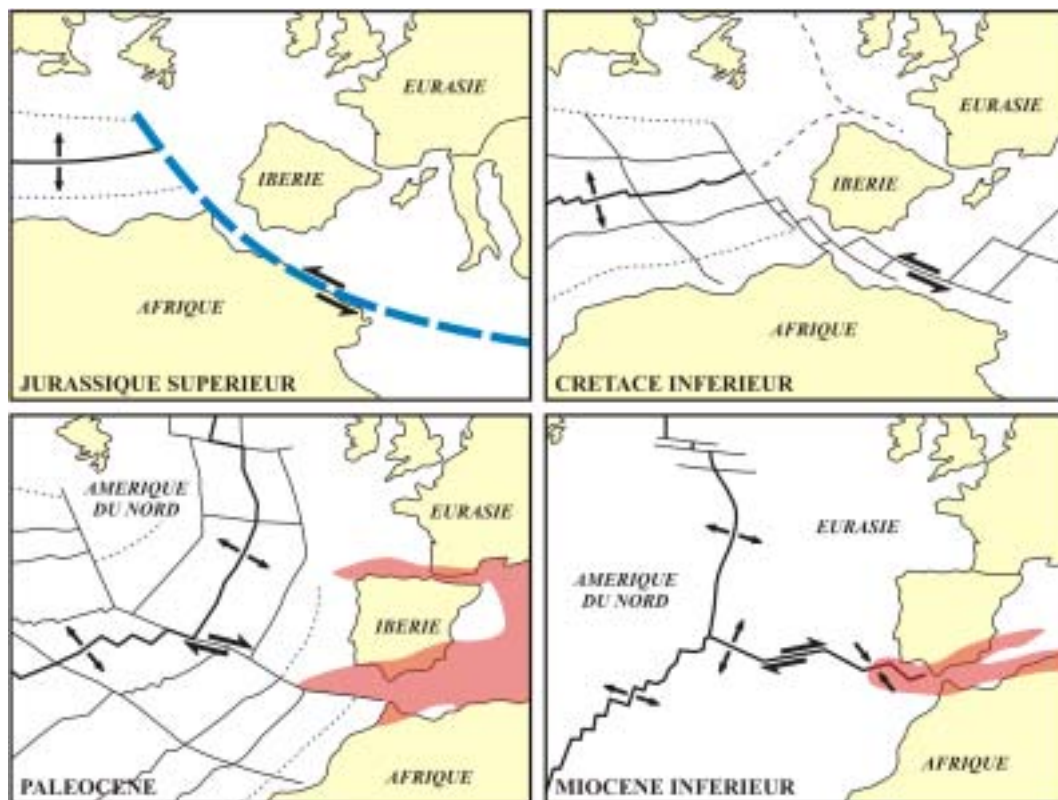


Figure I-16. Evolution cinématique des plaques africaine, ibérique et eurasiennne du Jurassique au Néogène. Les régions en gris foncé représentent les zones de compression principales (d'après Gràcia et al., 2003).

Durant le Crétacé moyen, l'Ibérie joue alors le rôle de plaque indépendante jusqu'à ce qu'elle se rattache à l'Afrique au Crétacé terminal (Srivastava *et al.*, 1990). Ce rattachement s'accompagne d'un amincissement crustal et de la mise en place de failles normales le long des fractures hercyniennes. A cette période, les dépôts montrent une distribution irrégulière et des variations latérales de faciès importantes (Maldonado et Nelson, 1999). A l'Eocène, l'Ibérie redevient une plaque indépendante. Le régime décrochant caractérisant la faille de Gloria évolue vers l'Est en régime compressif au niveau du banc de Gorringe (Roest et Srivastava, 1991). Cette phase de compression se traduit par une inversion tectonique des structures en demi grabens et une réduction des dépôts dans le Golfe de Cadix (Maldonado et Nelson, 1999). Un soulèvement régional, matérialisé par une discontinuité majeure, caractérise la période de temps entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène tardif (Hayes *et al.*, 1972).

Les chaînes bétique et rifaine et le domaine d'Alboran représentent des morceaux perturbés de la ceinture orogénique initiée entre les plaques africaine et eurasiennne lors de la phase compressive généralisée du Crétacé au Miocène inférieur (Monié *et al.*, 1991; Garcia-Duenas *et al.*, 1992; Jabaloy *et al.*, 1992). A cette époque, la dérive vers le nord de l'Afrique cause la fermeture progressive de la Téthys et la propagation rapide vers l'ouest de la ceinture de l'arc de Gibraltar (Balanya et Garcia-Duenas, 1987).

Depuis le milieu de l'Oligocène, le Golfe de Cadix et ses différents bassins sont situés le long d'un système de failles transformantes (Figure I-16) situé à proximité de la zone de subduction entre les plaques africaine et ibérique (Dewey *et al.*, 1989; Maldonado et Nelson, 1999). Au cours de l'Aquitanién et du Burdigalién, le régime extensif cause le relèvement de la majeure partie de la méditerranée occidentale et le développement de la mer d'Alboran en tant que bassin méditerranéen d'arrière arc (Comas *et al.*, 1992; Maldonado *et al.*, 1992). Du Serravalién au Tortonién terminal, l'augmentation du taux de subsidence ainsi que le mouvement vers l'ouest du front orogénique engendre la mise en place, dans des bassins d'avant-fosse, de plusieurs grands corps chaotiques allochtones (Perconing, 1962; Roberts, 1970; Lajat *et al.*, 1975; Auzende *et al.*, 1981; Maldonado et Nelson, 1999). Ces structures appelées olistostromes sont majoritairement issues de la superposition de dépôts gravitaires (endoolistostromes ; Torelli *et al.*, 1997). La migration des bassins d'avant-fosse ferme progressivement, à l'ouest, la zone de connexion entre les bassins méditerranéen et atlantique.

Au cours du Messinién, le champ de contrainte maximum évolue d'un axe orienté NNW/SSE à une orientation N/S (Sanz de Galdeano, 1990; Campillo *et al.*, 1992). Cette légère rotation de l'axe de compression, associée à la baisse globale du niveau marin (Haq *et al.*, 1987), conduit à la fermeture des détroits bétique et rifain (Campillo *et al.*, 1992) et entraîne de l'extension et des mouvements décrochants orientés E/W à ESE/WNW. La subsidence active dans le Golfe de Cadix facilite le développement de séquences de dépôt épaisses progradantes et aggradantes sur l'ensemble de la marge, ainsi que l'édification dans les bassins profonds de grands systèmes turbiditiques alimentés principalement par les apports terrigènes issus du Guadalquivir et du Guadiana (Maldonado et Nelson, 1999).

II.2.2. La mise en place des échanges Méditerranée/Atlantique

A la fin du Messinién, le champ de contrainte N/S facilite le développement de bassins en pull-apart (Maldonado *et al.*, 1992). Cette évolution tectonique provoque la réouverture de la connexion entre l'Atlantique et la Méditerranée à travers le détroit de Gibraltar, conduisant ainsi à la fin de la crise de salinité messiniénne (Campillo *et al.*, 1992). Une augmentation importante du taux de subsidence lors du Pliocène inférieur contribue à un changement majeur des modèles de dépôt. La zone centrale du Golfe de Cadix est marquée par la mise en place d'importants bassins en *roll-over* associés à un diapirisme marneux intense. A cette époque, le haut niveau marin favorise le drapage sédimentaire sur l'ensemble de la marge (Maldonado et Nelson, 1999).

Lors de la convergence NNW/SSE entre les plaques africaine et eurasiénne à la fin du Néogène, le secteur frontal de l'arc de Gibraltar commence à expulser du matériel à l'origine des nombreuses unités allochtones reconnues depuis le Golfe de Cadix jusqu'à la plaine du Fer à Cheval (Andrieux *et al.*, 1971; Bonnin *et al.*, 1975; Torelli *et al.*, 1997; Maldonado et Nelson, 1999; Gràcia *et al.*, 2003 ; Figure I-17). Le mélange tectonique composant ces olistostromes constitue une partie du prisme d'accrétion associé à la subduction océanique à vergence ouest initié par cette phase de compression (Torelli *et al.*, 1997; Bijwaard et Spakman, 2000; Gutscher *et al.*, 2002).

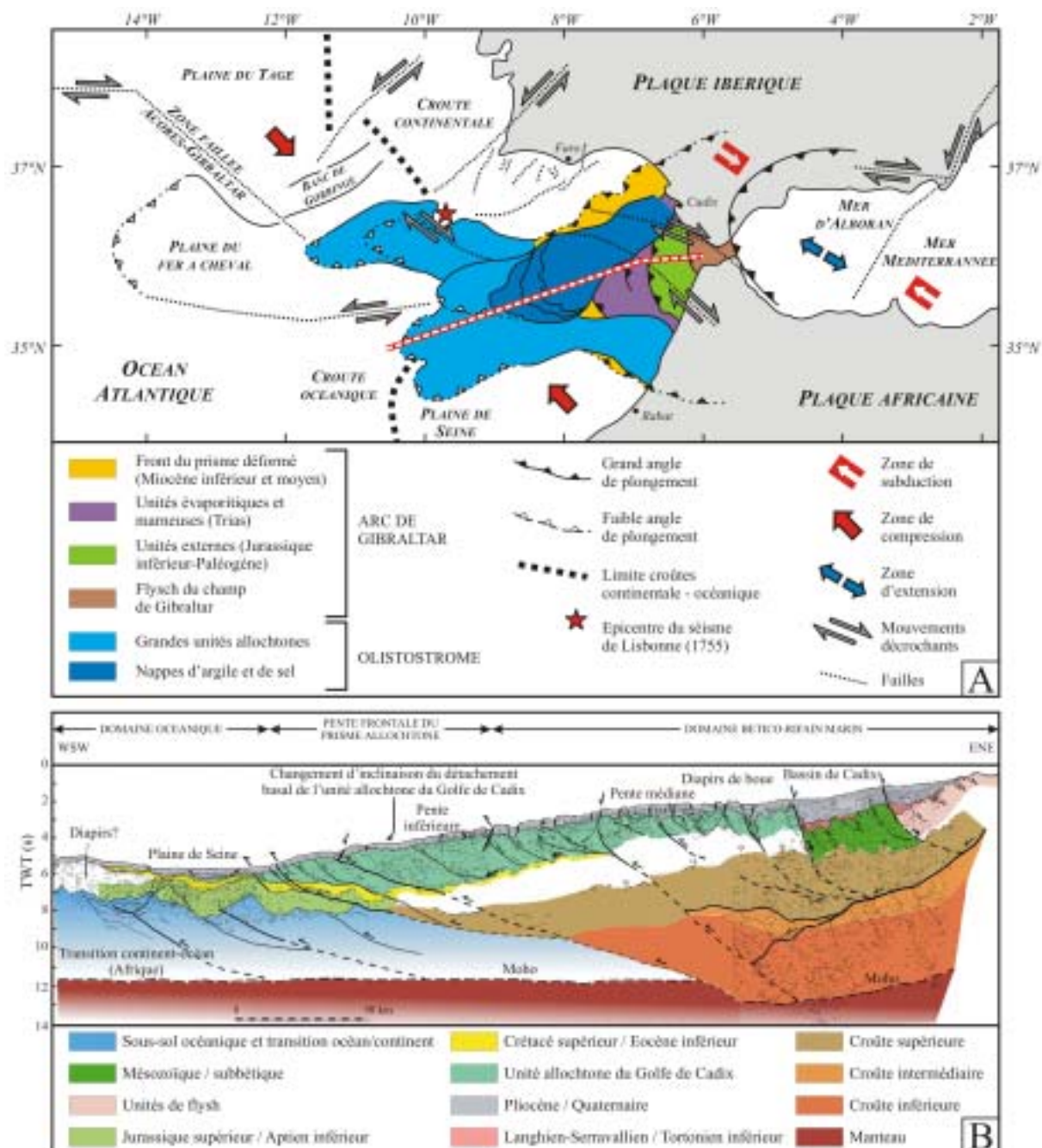


Figure I-17. A. Carte structurale simplifiée du contexte tectonique avec les unités tecto-sédimentaires composant « l'olistostrome / prime d'accrétion » du Golfe de Cadix (compilation réalisée d'après les travaux de Maldonado et Nelson, 1999; Díaz-del-Río et al., 2003; Maestro et al., 2003) ; B. Coupe sismique à travers le Golfe de Cadix (ligne pointillée rouge et blanche sur la Figure I-17-A ; d'après Medialdea et al., 2004).

Le régime tectonique au niveau de l'Ibérie méridionale connaît d'importantes variations au cours du Quaternaire. Le détroit de Gibraltar connaît des phases de soulèvement pendant que le Golfe de Cadix montre de l'extension dans sa partie occidentale, malgré le régime compressif généralisé NNW/SSE. Dans le même temps, des processus d'extension se mettent en place en mer d'Alboran (Maldonado *et al.*, 1992; Galindo-Zaldivar *et al.*, 1993). A partir du Pliocène terminal, les secteurs distaux de la marge subissent une rapide diminution des

taux de subsidence pendant que les changements climatiques globaux occasionnent des fluctuations importantes du niveau marin (Haq *et al.*, 1987), et par conséquent des changements considérables dans les échanges entre les bassins atlantique et méditerranéen à travers le détroit de Gibraltar (Nelson *et al.*, 1993; Nelson *et al.*, 1999). Les bas niveaux marins et la dégradation climatique provoquent depuis le Guadalquivir et le Guadiana de forts apports terrigènes qui se déposent sous la forme d'épaisses séquences sédimentaires dans les dépressions morphologiques (Maldonado et Nelson, 1999). Les dépôts Plio-Quaternaires sont caractérisés par des prismes de plate-forme progradants et des éventails sur la pente qui se mettent en place durant les épisodes de régressions forcées et les bas niveaux marins. La distribution de ces dépôts sur l'ensemble de la marge est contrôlée par l'interaction entre les variations eustatiques, les apports sédimentaires et l'influence des courants (Nelson *et al.*, 1993; Nelson *et al.*, 1999; Rodero *et al.*, 1999).

Actuellement, le régime tectonique est caractérisé par une subsidence modérée, une transpression locale et une cinématique de plaques complexe le long de la ZFAG (Grimison et Chen, 1986; Buforn *et al.*, 1988; Argus *et al.*, 1989; Westaway, 1990; Sartori *et al.*, 1994; Maldonado et Nelson, 1999 ; Figure I-17). Le *rollback* vers l'Ouest du panneau plongeant au niveau de la zone de subduction localisée sous Gibraltar engendre, d'une part, de l'extension et de la subsidence en mer d'Alboran et, d'autre part, de la compression au sein du prisme d'accrétion atlantique (Gutscher *et al.*, 2002). Cette activité tectonique, à l'origine d'une sismicité importante le long de la ZFAG (Argus *et al.*, 1989; Udías et Buforn, 1992; Sartori *et al.*, 1994), est responsable notamment du tremblement de terre de Lisbonne en 1755 (Zitellini *et al.*, 1999; Zitellini *et al.*, 2001). Cette sismicité se dissipe dans le Golfe de Cadix et l'arc de Gibraltar, indiquant le caractère plus diffus du contact entre les plaques dans ces zones, et la division du mouvement relatif le long de plusieurs zones de fracture (Buforn *et al.*, 1988).

II.3. Les apports continentaux

Les sources principales d'apports sédimentaires sur le plateau continental du Golfe de Cadix proviennent de différentes régions de l'Andalousie et de la péninsule ibérique, le Guadalquivir et le Guadiana constituant les deux sources principales de minéraux argileux (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1997; Gutiérrez-Mas *et al.*, 2003 ; Figure I-18).

Dans la partie occidentale de la péninsule ibérique, les apports sédimentaires sont issus de l'érosion, par le Guadiana, l'Odiel, le Tinto et le Guadalquivir, des roches métamorphiques et ignées de la Sierra Morena (massif ibérique, Schermerhorn, 1971 ; Figure I-18). Le Guadalquivir draine également une partie de la cordillère bétique ainsi que du matériel sédimentaire néogène post-orogénique (Ménières, 1974; Viguié, 1974).

Le Guadalete et le Barbate constituent les deux sources d'apports sédimentaires dans la partie orientale de la péninsule ibérique (Figure I-18). Ces fleuves fournissent des sédiments provenant de l'érosion d'affleurements pré-orogéniques de la chaîne bétique, en particulier les grès aquitaniens de la formation de Aljibe (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996). Les unités néogènes

post-orogéniques (e.g., calcarénites) constituent également une source de matériel détritique pour le plateau (Gutiérrez-Mas *et al.*, 2003).

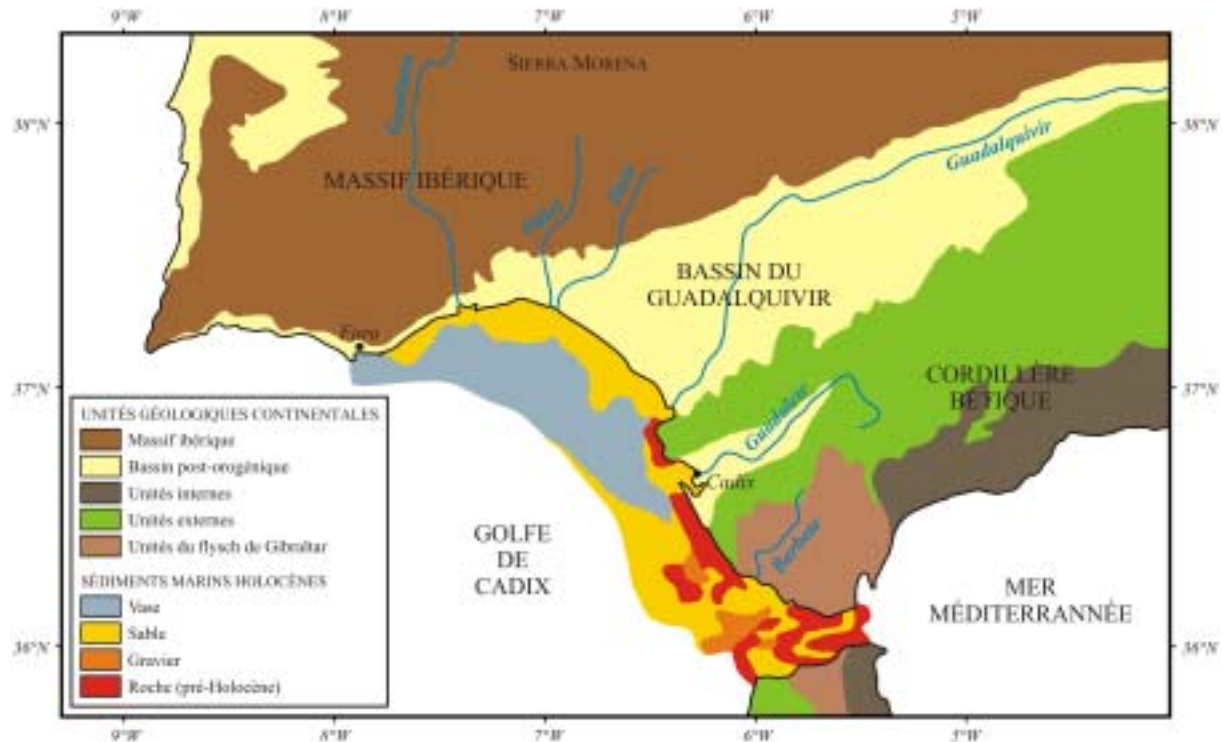


Figure I-18. Carte géologique simplifiée montrant les sources d'apports sédimentaires sur le plateau continental du Golfe de Cadix (compilation réalisée à partir des travaux de Gutiérrez-Mas *et al.*, 2003 et Gonzalez *et al.*, 1998).

II.4. Cadre hydrologique

Actuellement, la circulation sur la marge du Golfe de Cadix est fortement influencée par les échanges entre les masses d'eaux atlantiques et méditerranéennes à travers le détroit de Gibraltar (Figure I-19).

La Méditerranée est un bassin de concentration où l'évaporation est supérieure aux précipitations. Le bassin assure son équilibre par des échanges intenses avec l'Atlantique (Lacombe, 1971; Mélières, 1974; Béthoux, 1984). Le contraste de densité entre les eaux méditerranéennes et atlantiques provoque un flux d'eau à travers le détroit de Gibraltar. Le courant profond de sortie d'eaux méditerranéennes appelé veine d'eau méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW, Figure I-19) constitue l'élément fondamental de la dynamique des masses d'eau du Golfe (Madelain, 1967, 1970; Baringer et Price, 1999). Du Détroit de Gibraltar au Cap Saint-Vincent, ce courant balaye d'Est en Ouest les fonds de ce bassin et est actuellement le principal mécanisme d'érosion et de dépôt des sédiments dans le Golfe de Cadix.

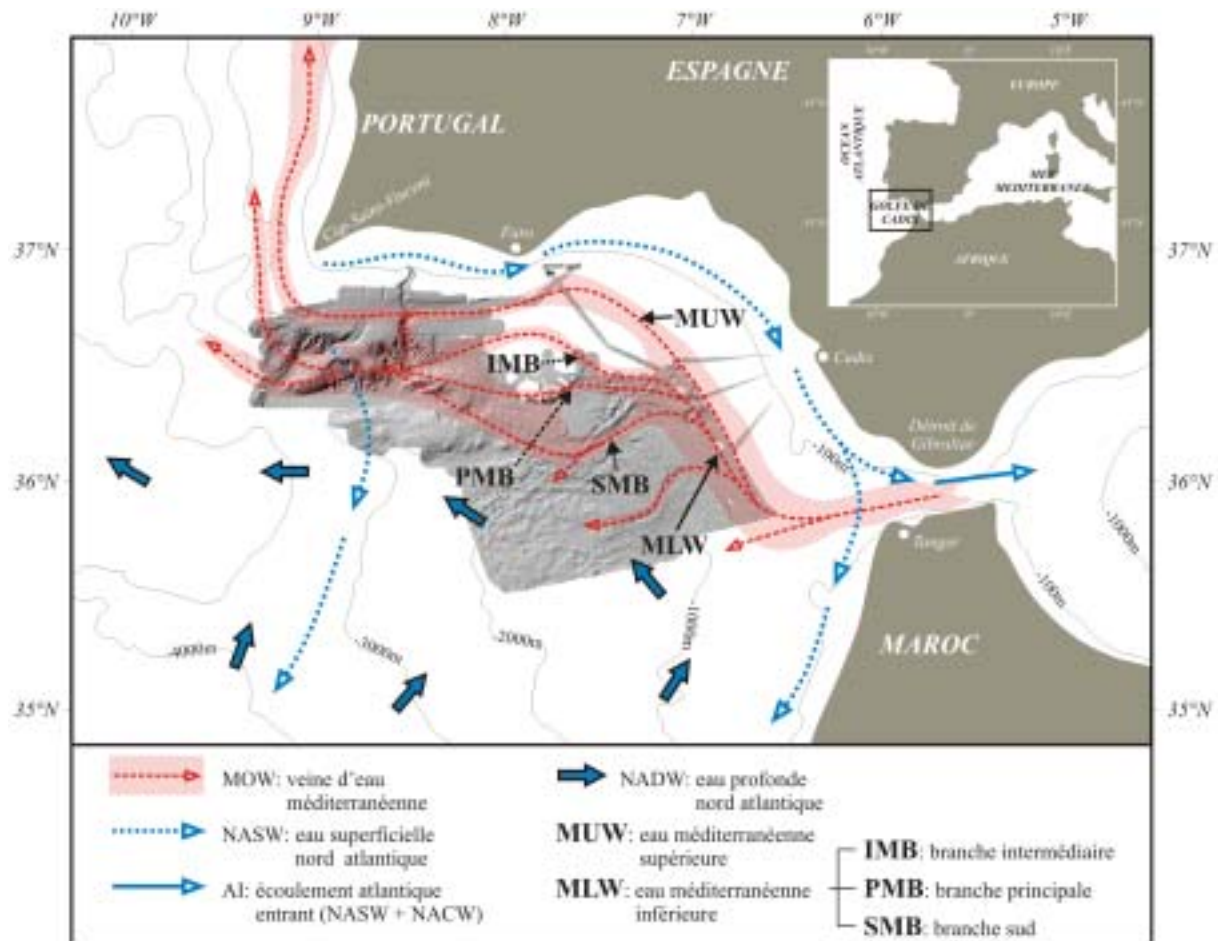


Figure I-19. Répartition de la circulation des masses d'eau dans le Golfe de Cadix (d'après Madelain, 1970 et Hernández-Molina et al., 2003).

II.4.1. Les masses d'eau superficielles

Sur le plateau continental de la marge ibérique, l'eau superficielle nord atlantique (*North Atlantic Surface Water*, NASW, Figure I-19) se dirige vers le SE depuis la surface jusqu'à une profondeur d'environ 300 m (Ambar et Howe, 1979a; Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996). Cette masse d'eau, caractérisée par une isohaline d'environ 36,4 ‰ (Figure I-20A) et une thermocline de 5°C/100 m, est formée par des phénomènes atmosphériques dans le Golfe de Cadix (Gascard et Richez, 1985).

L'eau centrale nord atlantique (*North Atlantic Central Water*, NACW ; Figure I-20) s'écoule vers le SE sur le plateau continental et la partie supérieure de la pente continentale du Golfe de Cadix, entre la base de la NASW et 600 m de profondeur environ. Cette masse d'eau d'origine atlantique est caractérisée par des températures de 12 à 16°C et des valeurs de salinité comprises entre 35,7 et 36,25 ‰ (Caralp, 1988, 1992 ; Figure I-20). La vitesse de la NACW peut atteindre 1 m.s⁻¹, et son épaisseur varier au cours de son trajet (Lacombe et Richez, 1982; Parilla et Kinder, 1987).

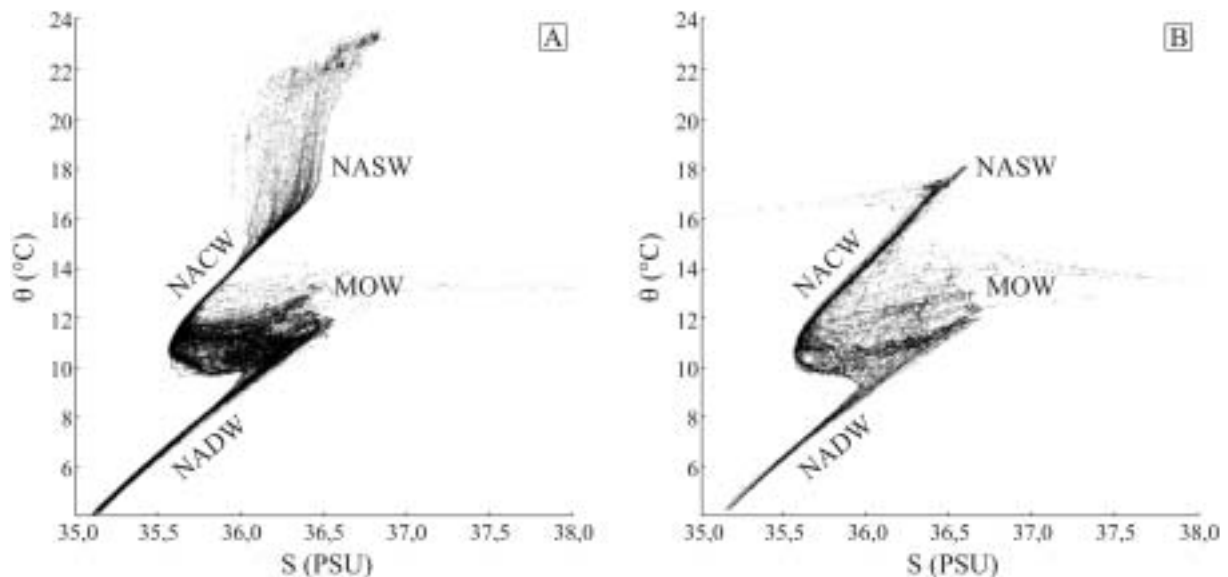


Figure I-20. Diagrammes θ/S de données collectées en septembre 1997 (A) et janvier 1998 (B) dans le Golfe de Cadix (d'après Ambar et al., 2002).

La NASW et la NACW constituent l'écoulement atlantique entrant (*Atlantic Inflow Water*, AIW, Figure I-19 ; Madelain, 1970; Mélières, 1974; Ochoa et Bray, 1991; Baringer et Price, 1999; Nelson *et al.*, 1999). Celui-ci contrôle actuellement la sédimentation sur le plateau continental, entraînant la migration de structures prodeltaïques (Gutiérrez-Mas *et al.*, 1996; Lopez-Galindo *et al.*, 1999). Cet écoulement s'intensifie et accélère près du Déroit de Gibraltar à cause de la faible bathymétrie et de la diminution de la section d'écoulement (Lobo, 1995; Nelson *et al.*, 1999; Rodero, 1999).

II.4.2. La veine d'eau méditerranéenne

La MOW est un contre-courant de fond de forte densité et de vitesse importante s'écoulant du SE au NO le long de la pente intermédiaire du Golfe de Cadix (Madelain, 1967, 1970; Zenk, 1975). La MOW provient du mélange, dans le bassin méditerranéen, de quatre masses d'eau (Millot *et al.*, 2006):

- les eaux intermédiaires levantines (*Levantine Intermediate Water*, LIW), d'une salinité atteignant 38,5 ‰ et d'une température de 13,2°C. Les LIW se forment en Méditerranée orientale à proximité de Rhodes (Lacombe et Tchernia, 1960; Sur *et al.*, 1993) ;
- les eaux de débordement est méditerranéennes (*Eastern Overflow Water*, EOW), d'une salinité de l'ordre de 38,75 ‰ et d'une température comprise entre 13,8 et 14,2°C (Bourdallé-Badie *et al.*, 2003). Les EOW sont formées de deux masses d'eau générées en mer Egée et Adriatique.
- les eaux profondes ouest méditerranéennes (*Western Mediterranean Deep Water*, WMDW) moins salées ($S < 38,4$ ‰) et plus froides ($T < 12,9$ °C) formées dans le Golfe du Lion (Bryden et Stommel, 1982; Jungclaus et Mellor, 2000).

- les eaux denses tyrrhéniennes (*Tyrrhenian Dense Water*, TDW), d'une salinité atteignant 36,8 ‰ et d'une température comprise entre 13 et 13,5°C. Les TDW se forment à la sortie du détroit de Sicile, vers 2000 m de profondeur, et proviennent d'un mélange entre les EOW et des masses d'eaux résidant dans le bassin occidental, en particulier la partie supérieure de la WMDW.

Dès le franchissement du détroit de Gibraltar, la MOW forme une masse d'eau turbulente de 150 à 200 m de large qui s'écoule le long d'un chenal étroit avec une direction W/SW. Dans cette zone, la MOW est caractérisée par une température d'environ 13,4°C et une salinité supérieure à 38 ‰ (Ambar et Howe, 1979b). Sous l'influence de la force de Coriolis, la MOW est très rapidement déviée vers le Nord-Ouest et acquiert une direction à près de 90° de sa direction initiale (Baringer et Price, 1997b). Sa vitesse diminue d'Est en Ouest passant d'environ 2,5 m.s⁻¹ à la sortie du Détroit de Gibraltar, à 0,8 m.s⁻¹ au Sud de Cadix (Boyum, 1967). En se mélangeant progressivement avec la NACW, la température et la salinité de la MOW décroissent (Ambar *et al.*, 2002 ; Figure I-20). La MOW s'écoule alors comme un courant indépendant (contre-courant géostrophique méditerranéen). Au-delà du méridien 7°W, la morphologie de la marge induit l'apparition de deux grands écoulements : l'eau méditerranéenne supérieure (*Mediterranean Upper Water*, MUW, Figure I-19), et l'eau méditerranéenne inférieure (*Mediterranean Lower Water*, MLW, Figure I-19 ; Madelain, 1970; Ambar et Howe, 1979b). La MOW n'est plus en contact avec le fond marin à des profondeurs variant de 1000 m dans la partie orientale du Golfe de Cadix, à 1400 m dans la partie occidentale (Hernández-Molina *et al.*, 2003).

II.4.2.1. L'eau méditerranéenne supérieure

La MUW est la branche la plus étroite de la MOW. Elle constitue sa composante géostrophique (Madelain, 1970; Ochoa et Bray, 1991; Baringer et Price, 1999). La MUW s'écoule vers le Nord-Ouest parallèlement à la pente continentale et se maintient en contact avec le fond marin en continuant sa progression entre 400 et 600 m de profondeur d'eau (Ambar, 1983; Baringer et Price, 1997a). Elle est caractérisée par une température élevée, de l'ordre de 11,5°C et une salinité de 36,1 ‰ (Ambar *et al.*, 2002). La vitesse de la MUW décroît graduellement jusqu'à 0,1-0,2 m.s⁻¹ au niveau du Cap Saint-Vincent, du fait de l'entraînement et du mélange avec l'AIW (Baringer et Price, 1999). Cette réduction de vitesse permet le dépôt de sédiments fins organisés en *drifts* (e.g., Faro et Albufeira ; Gonthier *et al.*, 1984; Faugères *et al.*, 1985a; Stow *et al.*, 1986; Llave *et al.*, 2001).

II.4.2.2. L'eau méditerranéenne inférieure

La MLW est l'écoulement principal de la MOW. Elle constitue sa branche agéostrophique (Madelain, 1970; Ochoa et Bray, 1991; Baringer et Price, 1999). Elle s'écoule globalement de façon perpendiculaire à la pente continentale entre 600 et 1400 m de profondeur. La MLW est caractérisée par une température de 13,6°C, une salinité de 37,42 ‰ et une vitesse moyenne comprise entre 20 et 30 cm.s⁻¹ (Madelain, 1970; Howe *et al.*, 1974; Zenk, 1975; Madelain,

1976; Reid, 1978; Ambar et Howe, 1979a, b; Ambar, 1983; Bower *et al.*, 1997; Ambar *et al.*, 2002). La morphologie de la pente continentale engendre la formation de trois écoulements secondaires au sein de la MLW :

- la branche intermédiaire (*Intermediate MOW Branch*, IMB, Figure I-19) qui s'écoule entre 700 et 900 m environ. Cet écoulement peut être localement canalisé par des vallées orientées SE/NO comme le chenal de Diego Cao où des vitesses de l'ordre de 0,4 à 0,8 m.s⁻¹ ont été mesurées, et des figures de courant observées (Mélières *et al.*, 1970) ;
- la branche principale (*Principal MOW Branch*, PMB, Figure I-19) générée au Sud du banc de Guadalquivir et s'écoulant dans le chenal de Guadalquivir (Hernández-Molina *et al.*, 2003) ;
- la branche sud (*Southern MOW Branch*, SMB, Figure I-19) formée à partir de courants canalisés par le chenal de Cadix et débouchant sur la pente continentale à des profondeurs comprises entre 1000 et 1200 m. Cet écoulement est caractérisé par des températures d'environ 10,4°C et une salinité de 36,3 ‰ (Ambar *et al.*, 2002). La vitesse de la SMB est de l'ordre de 0,3 à 0,5 m.s⁻¹ et permet l'édification de rubans sableux et de mégarides de sable et de vase dans les parties les plus profondes (Heezen et Johnson, 1969; Kenyon et Belderson, 1973). Plus à l'Ouest, la SMB continue son trajet en direction du Cap Saint-Vincent avec des vitesses qui décroissent (de l'ordre de 0,3 à 0,1 m.s⁻¹).

Au-delà du Cap Saint-Vincent, la MOW qui n'est plus en contact avec le fond marin, remonte vers le Nord à des profondeurs comprises entre 600 et 1500 m et à des vitesses de 0,3 à 0,05 m.s⁻¹ (Madelain, 1967; Ambar et Howe, 1979b). Au large de cette région, des tourbillons cycloniques et anticycloniques nommés *meddies* ont été reconnus (Armi et Zenk, 1984; Richardson *et al.*, 1991; Rhein et Hinrichsen, 1993). Le développement de ces *meddies* mettent en évidence des changements locaux dans la circulation de la MOW et un transfert d'une partie de cet écoulement depuis la pente continentale vers le large (Ambar *et al.*, 2002). Ces *meddies* jouent un rôle important dans la redistribution du sel dans l'océan Atlantique et accélère le mélange entre les masses d'eau.

La MOW influence considérablement l'hydrologie de l'Atlantique NE. L'anomalie de salinité associée à ce courant s'étend dans l'Atlantique Nord et a été observée jusqu'à l'archipel des Canaries (Reid, 1994; Lozier *et al.*, 1995; Iorga et Lozier, 1999) ainsi qu'au large de l'Islande, au niveau du banc de Porcupine et de la *Rockall Trough* (New *et al.*, 2001).

II.4.3. Les masses d'eau profondes

L'eau profonde nord atlantique (*North Atlantic Deep Water*, NADW, Figure I-19) constitue la masse d'eau principale de l'océan Atlantique. Elle se forme aux hautes latitudes à partir du plongement d'eaux de surface froides et salées au large du Groenland, de l'Islande et de la Norvège. Elle est caractérisée par une salinité de l'ordre de 35,5 ‰ et une température comprise entre 3 et 8°C (Figure I-20). Elle circule lentement entre le fond marin et la MOW

dans la partie SW du Golfe de Cadix (Zenk, 1975; Reid, 1979; Caralp, 1988, 1992). Le mélange des deux masses d'eau s'écoule vers le sud le long de la partie orientale de l'océan Atlantique (Knauss, 1978).

II.4.4. Les variations saisonnières de la veine d'eau méditerranéenne

Actuellement, des fluctuations dans les températures, salinités et vitesses de la MOW ont été observées de l'échelle journalière à saisonnière (Thorpe, 1976; Stanton, 1983; Ambar *et al.*, 1999; Ambar *et al.*, 2002). Ces fluctuations contrôlent la profondeur de l'interface AIW/MOW au niveau du détroit de Gibraltar (Bormans *et al.*, 1986). Ces changements rapides seraient reliés au forçage atmosphérique en Méditerranée occidentale et aux différences de pression barométrique entre le bassin méditerranéen et le Golfe de Cadix (Gründlingh, 1981). A l'échelle saisonnière, les variations observées concernent essentiellement la salinité dont les valeurs sont généralement plus élevées en période hivernale (Ambar *et al.*, 2002 ; Figure I-20).

II.4.5. Les variations séculaires à millénales de la veine d'eau méditerranéenne

La mise en place de la configuration actuelle de la circulation dans le Golfe de Cadix a débuté au cours du Messinien, juste après l'ouverture du Détroit de Gibraltar, celui-ci contrôlant et modulant, dès lors, la dynamique des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée (Nelson *et al.*, 1993; Nelson *et al.*, 1999). Le refroidissement global du Pliocène terminal (2,4 Ma) et le déplacement des conditions arides dans la région méditerranéenne ont induit la mise en place du système anti-estuarien actuel entre les masses d'eau atlantiques et méditerranéennes (Loubere, 1987; Thunell *et al.*, 1991). Bien que depuis cette époque les échanges entre les masses d'eau aient subi des variations significatives liées aux changements climatiques et eustatiques, la plupart des études se sont cantonnées à la reconstruction des échanges des 40 000 dernières années, en se focalisant en particulier sur les stades isotopiques marins 1 et 2 (Huang et Stanley, 1972; Diester-Haas, 1973; Caralp, 1988; Grousset *et al.*, 1988; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989; Caralp, 1992; Nelson *et al.*, 1993; Rohling et Bryden, 1994; Schönfeld et Zahn, 2000; Llave *et al.*, 2001; Mulder *et al.*, 2002; Rogerson *et al.*, 2005; Sierro *et al.*, 2005; Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006).

Au cours du dernier maximum glaciaire (DMG), la diminution de la section d'écoulement au niveau du détroit de Gibraltar et l'aridité du climat provoquent une augmentation de la salinité des eaux méditerranéennes (Béthoux, 1984; Rohling et Bryden, 1994; Myers *et al.*, 1998; Matthiesen et Haines, 2003). La MOW est alors plus dense et s'écoule à des bathymétries plus importantes qu'actuellement (Schönfeld et Zahn, 2000; Rogerson *et al.*, 2005; Llave *et al.*, 2006). L'activité de cette dernière s'intensifie au début de la déglaciation (événement d'Heinrich 1) et s'enregistre au sein des dépôts sédimentaires par des valeurs élevées du rapport $(smectite + kaolinite)/(illite + chlorite)$ (Grousset *et al.*, 1988) et des niveaux de contourites grossières (Faugères *et al.*, 1985b; Faugères *et al.*, 1986; Stow *et al.*, 1986). De façon plus générale, les périodes d'intensification de la MOW sont corrélées aux

refroidissements climatiques rapides observés tout au long de la dernière période glaciaire (événements de Heinrich et stades Dansgaard-Oeschger ; Cacho *et al.*, 2000; Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006).

Au cours du Bølling/Allerød, la MUW, mise en place lors de la terminaison 1A s'intensifie, alors qu'une diminution de l'activité et une remontée de la MLW (Schönfeld et Zahn, 2000) est enregistrée au sein des sédiments et se traduit par une baisse du rapport $(smectite + kaolinite)/(illite + chlorite)$ (Grousset *et al.*, 1988) et la présence de dépôts contouritiques fins (Faugères *et al.*, 1985b; Faugères *et al.*, 1986; Stow *et al.*, 1986). A l'inverse, le refroidissement rapide et les conditions climatiques rigoureuses du Younger Dryas s'accompagnent d'un net refroidissement des eaux de surface (Duprat, 1983; Devaux, 1985), et du dépôt de contourites grossières relatives à une intensification de la MOW (Faugères *et al.*, 1985b; Faugères *et al.*, 1986; Stow *et al.*, 1986).

Le début de l'Holocène marque l'entrée dans une période de réchauffement des eaux de surface en mer d'Alboran et en Atlantique (Duprat, 1983; Devaux, 1985; Turon et Londeix, 1988). Cette période est contemporaine de la faible oxygénation de la partie supérieure des eaux intermédiaires et méditerranéennes sortantes et liée à la stagnation des eaux profondes provoquant l'évènement sapropélique associé décrit en Méditerranée orientale entre 9000 et 7000 ans B.P. (Caralp, 1988, 1992; Béthoux et Pierre, 1999). Cet épisode conduit à un net ralentissement de la formation d'eaux profondes en Méditerranée. La faible ventilation de ces eaux (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989) s'accompagne d'une faible activité de la MOW s'enregistrant par le dépôt de contourites vaseuses dans le Golfe de Cadix (Faugères *et al.*, 1985b; Faugères *et al.*, 1986; Stow *et al.*, 1986). A partir de 7000 ans B.P., les conditions climatiques, hydrologiques et écologiques actuelles se mettent en place (Caralp, 1988, 1992; Schönfeld et Zahn, 2000). La MLW s'établit alors à une bathymétrie de 1300 m, pendant que la MUW s'installe vers 800 m de profondeur (Schönfeld et Zahn, 2000). Cet épisode s'accompagne d'une nouvelle augmentation de la granularité des dépôts contouritiques et du rapport $(smectite + kaolinite)/(illite + chlorite)$ dans le Golfe de Cadix (Faugères *et al.*, 1985b; Faugères *et al.*, 1986; Stow *et al.*, 1986; Grousset *et al.*, 1988).

II.5. La sédimentation en domaine marin

II.5.1. Le plateau continental

Les sédiments marins récents du plateau continental dans le Golfe de Cadix sont un mélange de sédiments reliques, déposés durant les bas niveaux marins, et de sédiments contemporains (Figure I-18). Les dépôts sableux du domaine infralittoral interne évoluent vers des dépôts sableux à vaso-sableux à partir de 25 m de profondeur d'eau, avec localement des affleurements rocheux d'âge Holocène de faible extension contenant des graviers (Moita, 1986; Rey et Medialdea, 1989; Fernández-Salas *et al.*, 1999; Lobo *et al.*, 2000). Le plateau médian quant à lui est caractérisé par un mélange de sédiment argilo-sableux à argilo-graveleux et d'une vase argileuse de grande extension (Nelson *et al.*, 1999; Gonzalez *et al.*, 2004). Sur le plateau externe, les dépôts sédimentaires sont dominés par des sables et des

argiles silteuses, interrompus localement par de grands placages sableux à gravelo-sableux à la limite de rupture de pente (Gonzalez *et al.*, 2004).

II.5.2. La pente continentale

Bien que le système de dépôt contouritique du Golfe de Cadix soit un système mixte turbiditique/contouritique, la sédimentation sur la majeure partie de la pente est gouvernée par les processus contouritiques. D'après la classification de Faugères *et al.* (1999), ce système de dépôt peut être assimilé à un « éventail contouritique détaché conjugué » composé de dépôts contouritiques variés divisibles en cinq secteurs morpho-sédimentaires (Figure I-21 ; Hernández-Molina *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2006) :

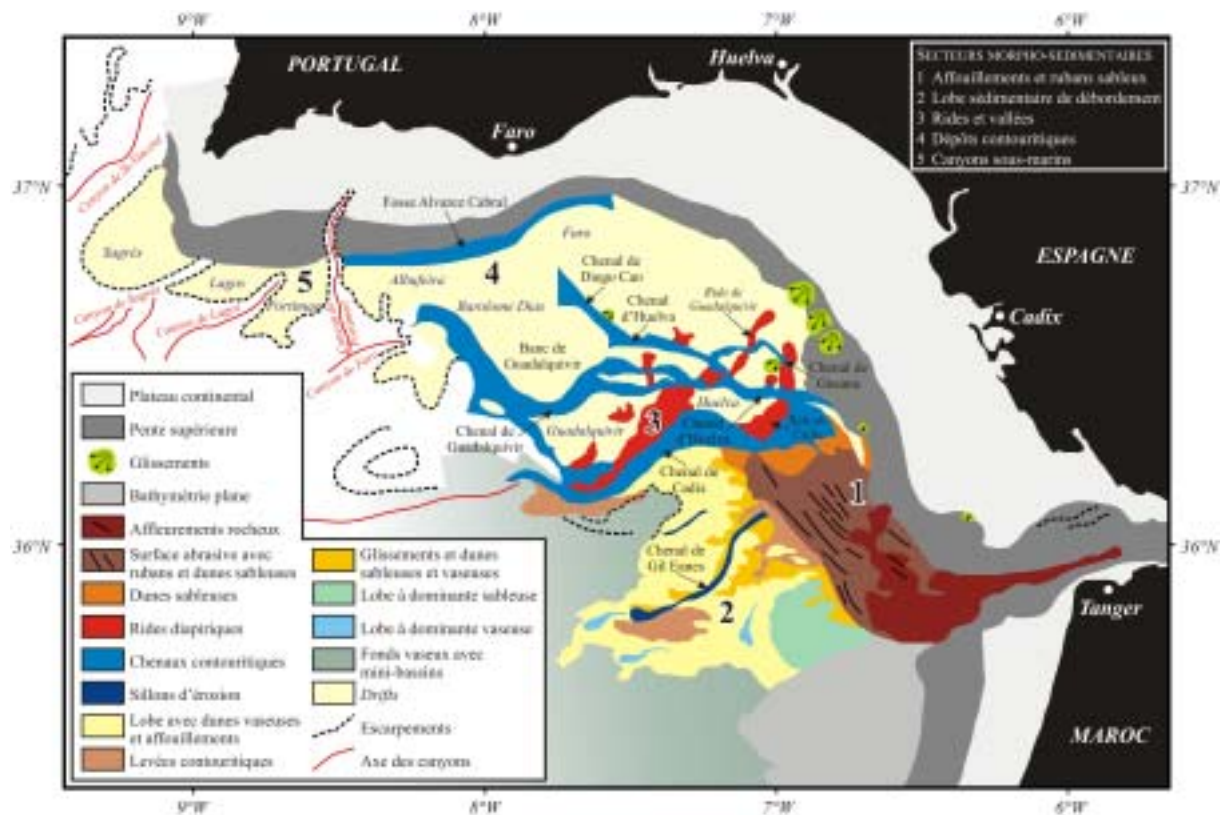


Figure I-21. Carte morpho-sédimentaire du système de dépôt contouritique sur la pente médiane du Golfe de Cadix. Les chiffres noirs représentent les cinq secteurs morpho-sédimentaires (d'après Hernández-Molina *et al.*, 2003).

- le secteur 1 situé à la sortie du détroit de Gibraltar caractérisé par des affouillements et des rubans sableux. Ce secteur est dominé par l'érosion dans la partie SE, avec la présence d'affouillements érosifs, de graviers et de petites rides sableuses, alors qu'au NW, les dunes et les rubans sableux identifiés montrent la prédominance des processus de dépôt (Heezen et Johnson, 1969; Mélières *et al.*, 1970; Kenyon et Belderson, 1973; Nelson *et al.*, 1993; Habgood *et al.*, 2003) ;

- le secteur 2 situé entre 750 et 1600 m de profondeur, à l'ouest du précédent secteur, dominé par le lobe sédimentaire de débordement. Ce secteur est complexe et se compose d'un vaste lobe sédimentaire, association de plusieurs lobes sableux et vaseux, et de dunes sableuses et vaseuses (Heezen et Johnson, 1969). Les glissements gravitaires fréquents et les nombreux chenaux secondaires, comme le chenal de Gil Eanes morcellent ce secteur (Kenyon et Belderson, 1973; Habgood *et al.*, 2003). Récemment, cette zone a été interprétée comme une levée contouritique géante instable (Mulder *et al.*, 2003; Mulder *et al.*, soumis ; Annexes 2 et 3) ;
- le secteur 3 situé dans la partie centrale de la pente dominé par les rides et les vallées. Cette zone est caractérisée par la présence de cinq chenaux contouritiques (Cadix, Guadalquivir, Huelva, Diego Cao et Gusano). Le plus important d'entre eux, le chenal de Cadix, est caractérisé par des figures sédimentaires variées (Nelson *et al.*, 1993). Le tracé de ces chenaux est accentué par le banc de Guadalquivir et les rides diapiriques de Cadix, de Donana et de Guadalquivir. De nombreuses vallées marginales sont également observées sur les flancs nord des rides précédemment citées. Ce secteur, mis en place sur un système de dépôt contouritique fossile affecté par des phénomènes tectoniques et diapiriques, est actuellement dominé par l'érosion (Maldonado et Nelson, 1999; Llave *et al.*, soumis) ;
- le secteur 4 situé dans les parties centrale et nord occidentale du Golfe de Cadix dominé par les dépôts contouritiques. Les dépôts s'agencent majoritairement en *drifts* de types *separated mounded drift* (Faro-Albufeira) et *sheeted drift* (Bartolome Dias, Faro-Cadix, Portimao, Lagos et Sagres ; Faugères *et al.*, 1984; Gonthier *et al.*, 1984; Faugères *et al.*, 1985a; Faugères *et al.*, 1985b; Stow *et al.*, 1986; Faugères *et al.*, 1994) ;
- le secteur 5 situé dans la partie occidentale du Golfe de Cadix dominé par les canyons sous-marins. La sédimentation résulte de l'interaction entre les courants de turbidité empruntant les canyons de Portimao, Lagos, Sagres et St Vincent, et la MOW, responsable de l'édification des *drifts* de Portimao, Lagos et Sagres de part et d'autre de ces incisions (Mulder *et al.*, 2006; Marchès *et al.*, accepté ; Annexes 4 et 5).

CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES

I. GENERALITES

I.1. Origine des données

Les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse reposent, pour la majeure partie d'entre eux, sur des données acquises lors des missions CADISAR (2001) et CADISAR2 (2004) à bord du N/O « *Le Suroît* » (Tableau II-1). Néanmoins, cette étude a été complétée par l'utilisation de carottes prélevées durant les missions IMAGES-V/GINNA (1999), PRIVILEGE-ALIENOR (2004) à bord du N/O « *Marion Dufresne II* », et CADIZ-GORRINGE (2004) à bord du N/O « *Urania* ».

<i>Campagne</i>	<i>Année</i>	<i>Sondeur multifaisceaux EM300</i>	<i>Sismique Sparker</i>	<i>Sismique Chirp</i>	<i>Sonar latéral SAR</i>	<i>Carottes</i>	<i>Bathysondes</i>
<i>IMAGES V-GINNA</i>	1999	∅	∅	∅	∅	◆	∅
<i>CADISAR</i>	2001	◆	◆	◆	◆	◆	◆
<i>PRIVILEGE-ALIENOR</i>	2004	∅	∅	∅	∅	◆	∅
<i>CADISAR2</i>	2004	◆	∅	◆	◆	◆	◆
<i>CADIZ-GORRINGE</i>	2004	∅	∅	∅	∅	◆	∅

Tableau II-1. Récapitulatif des données traitées dans cette étude. (◆) Données utilisées ; (∅) données non disponibles.

I.2. Le positionnement

Des données de grande qualité seraient inutilisables sans un positionnement fiable. Les progrès réalisés dans ce domaine au cours de la dernière décennie permettent de positionner un navire avec une marge d'erreur d'environ 2 m grâce au GPS Différentiel, système de positionnement mise en oeuvre lors de l'acquisition des données utilisées pour cette étude.

II. LES OUTILS D'INVESTIGATION ACOUSTIQUE

II.1. Le sondeur multifaisceaux EM300

Le sondeur multifaisceaux EM300 mis en oeuvre par SIMRAD est destiné à l'exploration des fonds océaniques dans une gamme de profondeur variant de 20 à 4000 m. Dans cette étude, plus de 12 000 km² de couverture EM300 ont été utilisés afin de visualiser la morphologie de cette partie du Golfe de Cadix à des profondeurs variant entre 400 et 2000 m. Le sondeur multifaisceaux EM300 permet d'obtenir de manière précise et rapide des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie, Figure II-1) et des images sonar présentant la réflectivité locale du fond, et donc sa nature (imagerie, Figure II-2).

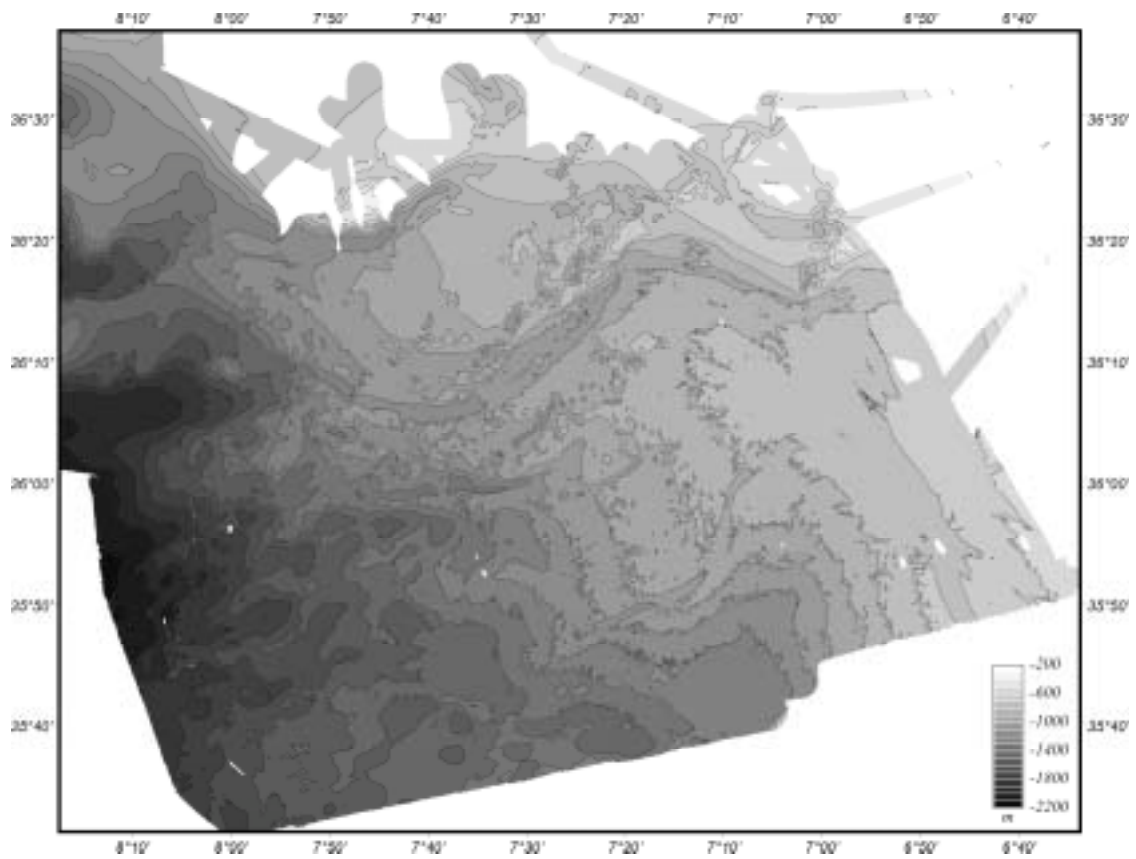


Figure II-1. Bathymétrie EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix.

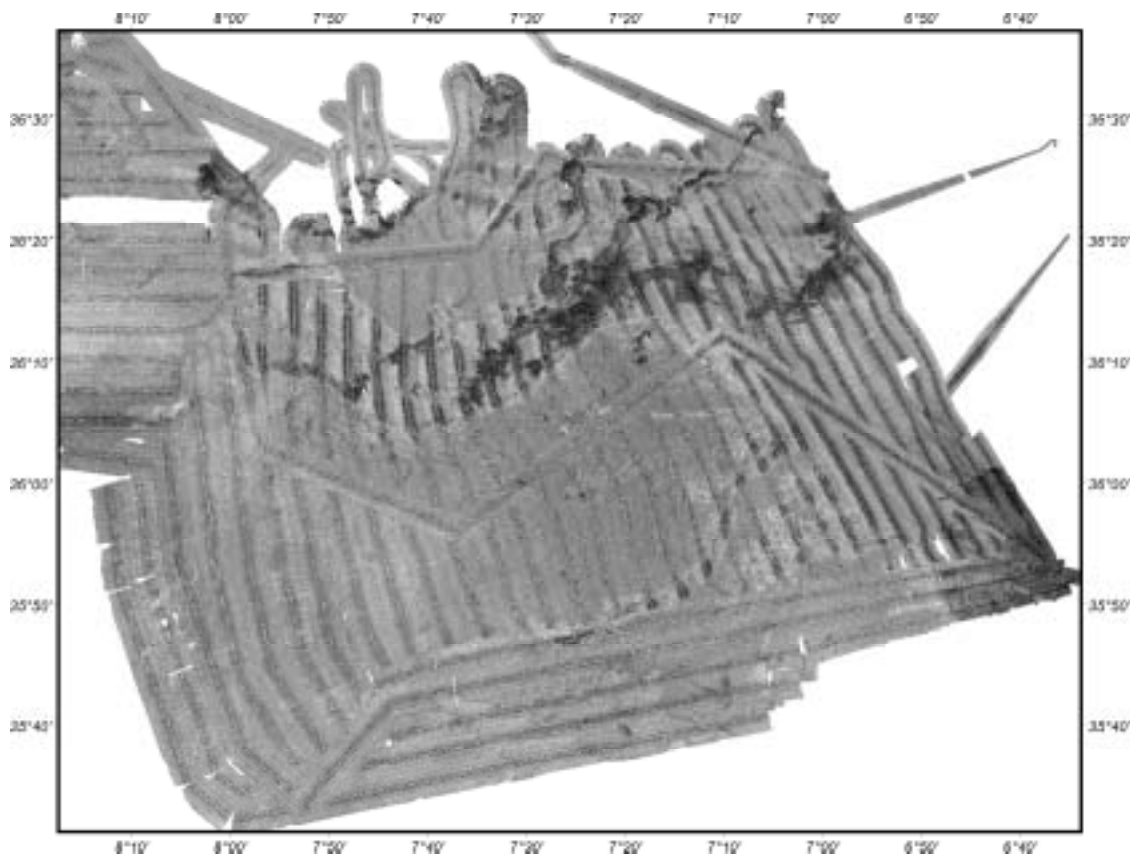


Figure II-2. Imagerie acoustique EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix.

L'EM300 fonctionne selon la technique dite des faisceaux croisés (Figure II-3A). Cette technique consiste à émettre une impulsion sonore de 32 kHz à travers un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale, et large transversalement. La réception se fait à l'aide des 135 faisceaux étroits dans le plan transversal. Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée correspond à l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception. L'EM300 mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions, déterminées par les faisceaux de réception du système. Ces faisceaux forment une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire. On explore ainsi le fond sur une large bande (Figure II-3B), avec une très grande résolution de l'ordre du mètre en vertical et de la vingtaine de mètres en spatial.

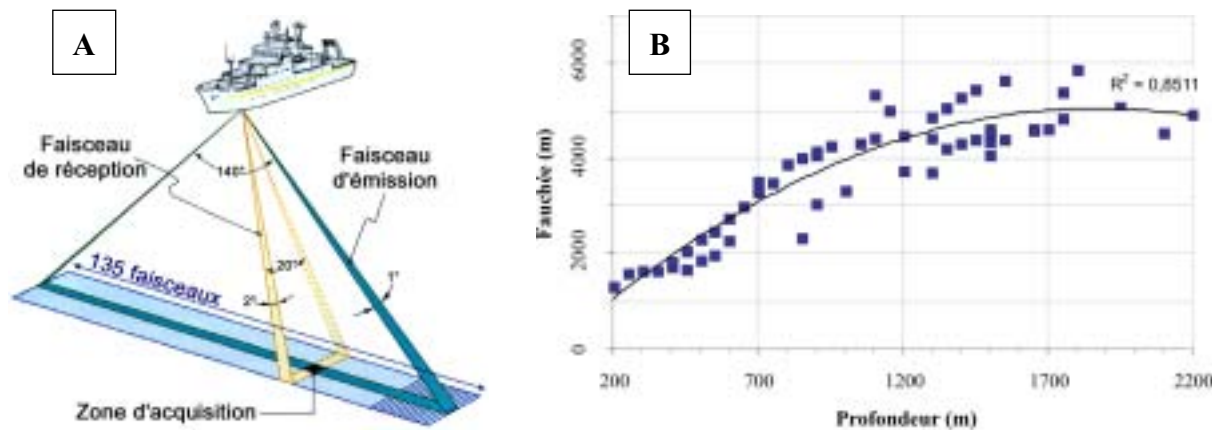


Figure II-3. A. Technique des faisceaux croisés de l'EM300 (d'après Augustin et al., 1996). B. Fauchée en fonction de la profondeur d'eau dans la partie orientale du Golfe de Cadix.

II.1.1. La calibration

8 mesures de température/salinité (CTD SBE19) et 119 thermosondes Sippican ont été effectuées parallèlement à l'enregistrement EM300. Ces outils permettent la reconnaissance et la caractérisation des différentes masses d'eau à partir des variations de température, de salinité, et de vitesse du son mesurées dans la tranche d'eau. Hormis leur intérêt hydrologique, l'intégration de ces mesures au cours de l'acquisition EM300 permet de corriger les profils de vitesse théoriques utilisés dans le calcul de la bathymétrie et ainsi d'augmenter la fiabilité de ces données.

II.1.2. La bathymétrie

La mesure de la bathymétrie consiste à exploiter les signaux de chaque faisceau pour déterminer l'instant de retour de l'impulsion sonore (détection bathymétrique). La technique de détection du signal par les antennes de réception situées sous le bateau repose sur l'énergie du signal reçu. Pour les faisceaux les plus perpendiculaires au fond, cette détection se fait par amplitude, alors que pour les faisceaux les plus obliques au fond, une détection par phase (interférométrie) est employée (détails sur le site <http://www.ifremer.fr/exploration/>).

II.1.3. La réflectivité

L'amplitude du signal réfléchi au voisinage de la verticale est très élevée. En outre, le signal s'atténue en fonction de la distance parcourue, donc du temps. Afin d'éviter une saturation des amplificateurs et pour garder un niveau de signal le plus régulier possible, une loi de *time varying gain* (TVG) est appliquée au signal reçu (détails sur le site <http://www.ifremer.fr/exploration/>). La TVG est prédite avant réception à partir des cycles précédents et est construite de façon à optimiser le niveau moyen du signal par rapport aux fluctuations aléatoires de la réverbération de fond. Une fois cette compensation établie, l'amplitude du signal reçu est appelée réflectivité. Les changements de réflectivité du fond observés (Figure II-2) sont classiquement interprétés comme des variations de la nature, de la texture et de l'état des sédiments et/ou de la morphologie. Les travaux récents d'Unterseh (1999) ont mis en évidence la complexité de l'interprétation de l'imagerie. Dans certains cas des fonds de nature différente peuvent présenter une réflectivité acoustique équivalente. Une calibration par prélèvements est donc indispensable avant toute interprétation.

II.2. La sismique réflexion

II.2.1. Principe

La sismique réflexion permet l'étude en profondeur de l'épaisseur et de l'agencement des couches du sous-sol, à partir de la mesure des temps de propagation d'ondes acoustiques artificielles dans les couches du sous-sol. Les ondes acoustiques produites en surface sont réfléchies à l'interface de deux milieux avec des impédances acoustiques différentes, comme l'interface eau-sédiment ou l'interface entre deux couches sédimentaires. Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par l'intermédiaire de flûtes monotraces ou multitraces. Les informations sont généralement retranscrites sous la forme de coupes « temps » et exprimées en temps aller-retour (*Two Way Travel Time*, TWTT).

La propagation des ondes acoustiques dans le sédiment et la résolution sont fonction de la fréquence d'émission employée. La bonne pénétration du signal lors de l'emploi d'une source basse fréquence se fera au détriment de la résolution verticale, au contraire de l'utilisation d'une source haute fréquence qui permettra une étude haute résolution mais sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur tout au plus. La sismique haute résolution (HR, 10-15 m de résolution) est définie par des fréquences d'émissions comprises entre 50 et 400 Hz et une pénétration du signal de 500 à 2000 m. La sismique très haute résolution (THR, 1-2 m de résolution) utilise des fréquences comprises entre 300 et 2000 Hz lui conférant une pénétration de 50 à 200 m. Il est donc courant de combiner plusieurs sources acoustiques tels que les étincelleurs (Sparkers 100-1000 Hz) afin de caractériser à grande échelle la géométrie des corps sédimentaires, et les sondeurs de sédiments (2-7 kHz) pour corrélérer les carottes ou observer la géométrie des corps sédimentaires à plus petite échelle.

II.2.2. Le sondeur de sédiment THR Triton Elics

Le sondeur de sédiment Triton Elics développé par la société ERAMER et par l'IFREMER est un appareil de sismique très haute résolution (2-5,2 kHz). En fonction des fonds rencontrés, il permet plusieurs types d'émission : signal court « impulsif » ou modulation de fréquence « Chirp ». Il est particulièrement bien adapté à l'étude des couches superficielles puisqu'il permet l'acquisition de données avec une résolution verticale pouvant atteindre 75 cm et une pénétration du signal de 0 à 75 m en fonction de la nature du fond. L'information sismique est d'une résolution suffisamment élevée pour permettre une analyse lithosismique par comparaison avec la lithologie des carottes prélevées dans les faciès rencontrés. Cependant, la faible pénétration du signal, en particulier dans les sédiments grossiers, ne permet pas l'étude complète des grands corps sédimentaires. Dans cette étude, plus de 1000 km d'enregistrement ont été utilisés (Figure II-4) afin de caractériser la sédimentation en sub-surface et de déterminer *a posteriori* les processus à l'origine de ces dépôts.

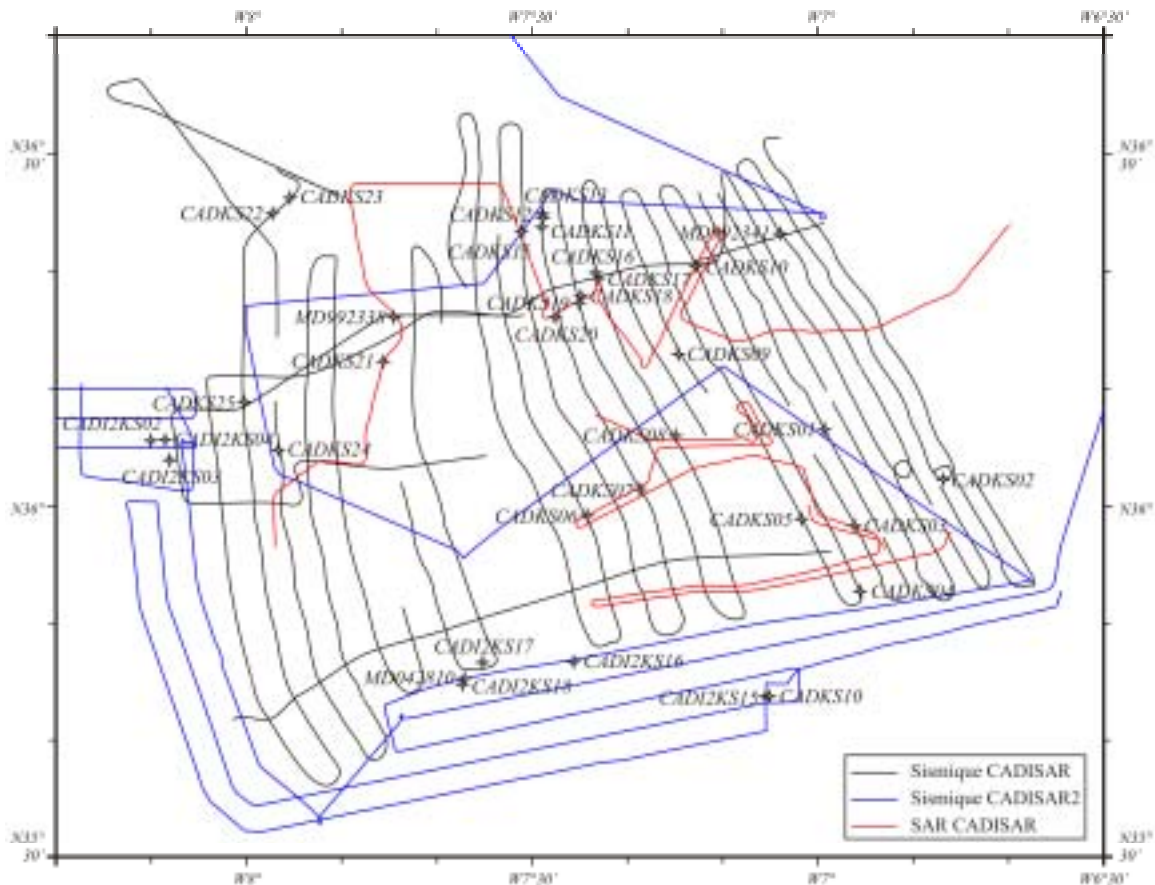


Figure II-4. Localisation de la couverture Chirp, Sparker et SAR, et des carottes utilisées dans cette étude.

II.2.3. La sismique HR Sparker

Basé sur une flûte numérique 72 traces et un système d'acquisition SERCEL, le Sparker 1000 J permet l'acquisition de sismique haute résolution (100-325 Hz) à une profondeur

d'eau de 150 à 2000 m. Acquis de façon simultanée avec le sondeur de sédiments (Figure II-4), la sismique Sparker permet une pénétration du signal de 300 m, une résolution verticale de l'ordre de 1 à 2 m et une résolution horizontale d'environ 6 m. L'utilisation de cette source acoustique permet donc l'obtention d'une information sur une grande profondeur, mais au détriment de la résolution. Cette étude se basant essentiellement sur l'analyse détaillée des sédiments superficiels, ce type de sismique n'a été que très ponctuellement employée.

II.3. Le SAR

Le SAR (*Système Acoustique Remorqué*, Figure II-5) est un outil de géophysique multicapteurs haute résolution développé par l'Ifremer en 1984 en collaboration avec THOMSON CSF et ECA (Farcy et Voisset, 1985). Le SAR est basé sur l'utilisation d'antennes rectangulaires très allongées, créant une directivité largement ouverte dans le plan vertical et très étroite dans le plan horizontal. Ces antennes sont installées de part et d'autre d'un « poisson » remorqué à une centaine de mètres au-dessus du fond et dont la forme hydrodynamique assure une bonne stabilité mécanique ainsi qu'une faible rasance aux signaux émis (Augustin et Voisset, 1989).

Conçu pour l'étude de la nature et de la structure géologique des fonds marins par grande profondeur (200 à 6000 m), ce système est équipé d'un sonar latéral de haute fréquence (170-190 kHz) et d'un sondeur de sédiments 3,5 kHz. Cet outil permet par sa résolution en imagerie sonar latéral (1 pixel pour 25 cm) d'aborder l'étude détaillée des fonds marins en complément des autres systèmes destinés à des reconnaissances à plus grande échelle (sondeur multifaisceaux EM300).



Figure II-5. Photographie du SAR. Crédit photo : V. Hanquiez.

Dans cette étude, 20 profils SAR (Figure II-1) couvrant une surface totale de 487 km² à des bathymétries s'étalant entre 580 et 1650 m de profondeur ont été étudiés afin de préciser les faciès reconnus à l'imagerie EM300.

III. LES OUTILS DE PRELEVEMENT

III.1. Le carottier de type Küllenberg

Le carottier de type Küllenberg (Figure II-6A) est un outil de prélèvement utilisé depuis les années 70. Contrairement à ses homologues, tel que le carottier boîte Usnel, il permet le

prélèvement sur la verticale de quantités importantes de sédiment et de les conserver dans l'ordre dans lequel ils se sont déposés au fond.

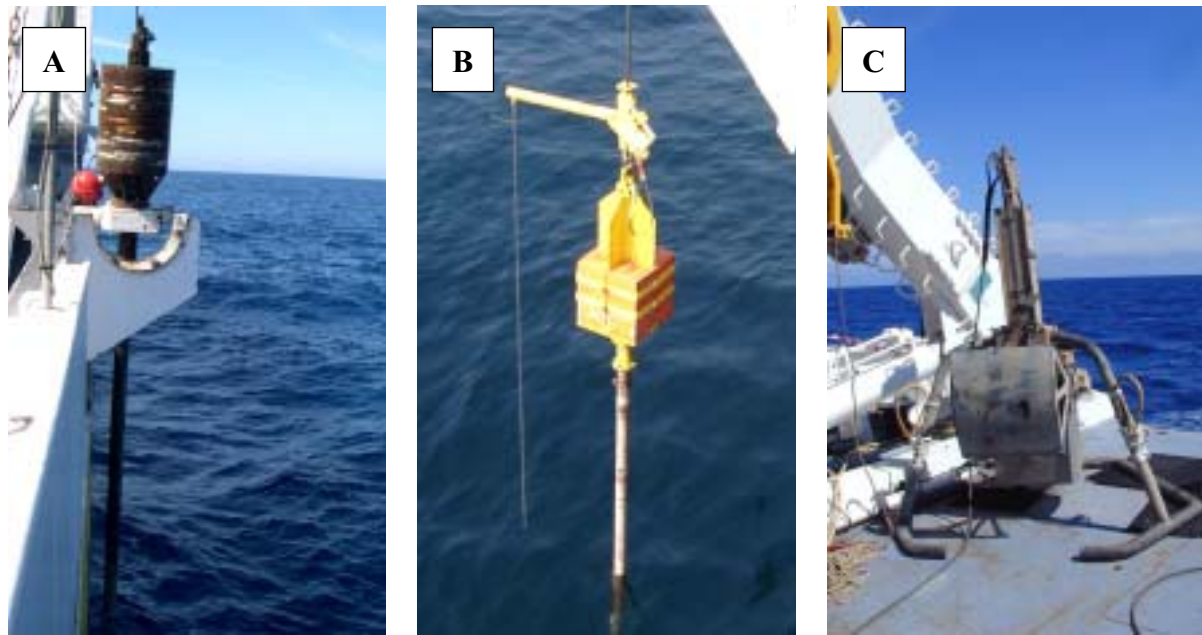


Figure II-6. A. Le carottier de type Küllenberg. B. Le carottier de type Calypso. C. Le carottier de type Usnel.

Le carottier Küllenberg se compose :

- d'un tube en acier de 60 ou 100 mm de diamètre interne dans lequel est insérée une gaine PVC qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. Sur les navires océanographiques de l'Ifremer, la longueur du tube en acier varie de quelques mètres à un maximum de 30 m ;
- d'un lest de 800 à 1000 kg qui surmonte le tube ;
- d'un système de largage de l'ensemble lest/tube contrôlé par un bras de déclenchement auquel est relié un carottier « pilote » de 60 ou 100 mm de diamètre et de 1 m de long.

Le carottier, suspendu à un câble, est descendu à travers la colonne d'eau lorsque le navire est en station. Au cours de la descente, il est précédé de quelques mètres par le carottier pilote. Ce dernier atteint le fond le premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, actionne le largage. La présence du lest permet au carottier d'acquérir une énergie cinétique suffisante à son enfoncement dans le sédiment. A l'intérieur du tube, un piston crée une dépression à la partie supérieure des sédiments et favorise ainsi la pénétration du carottier par effet d'aspiration de la colonne sédimentaire. Le carottier est ensuite arraché du sédiment par l'intermédiaire du câble. A la base du tube, la « peau d'orange », système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut, retient les sédiments les plus cohésifs au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments peu cohésifs, tels que les sables, d'être lessivés et souvent perdus avant que le carottier n'ait été ramené à bord du navire.

Le carottier Küllenberg est très efficace pour le prélèvement des sédiments fins (argiles et silts) mais de nombreuses améliorations techniques seraient souhaitables afin d'améliorer le prélèvement des sables. L'effet d'aspiration créé par le piston engendre parfois une déformation des niveaux les plus grossiers pouvant aller jusqu'au fluage complet de ces niveaux tout le long du tube. Ces déformations ne sont pas linéaires et peuvent affecter des niveaux à différentes profondeurs dans la carotte. Les déformations les plus importantes sont observées dans les sédiments non compactés du sommet et dans les niveaux sableux.

Pour ce travail, 28 carottages Küllenberg prélevés dans la partie orientale du Golfe de Cadix ont été étudiés (Tableau II-2).

Carotte	Lat (N)	Long (W)	Prof (m)	Type	Mission	Année
MD9923-37	36°52,02'	7°43,02'	598	Calypso	IMAGESV-GINNA	1999
MD9923-38	36°16,23'	7°44,39'	960	Calypso	IMAGESV-GINNA	1999
MD9923-41	36°23,35'	7°03,94'	582	Calypso	IMAGESV-GINNA	1999
CADKS01	36°06,7'	6°59,28'	753	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS02	36°2,438'	6°46,847'	621	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS03	35°58,506'	6°56,171'	754	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS04	35°52,92'	6°55,57'	814	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS05	35°59,08'	7°01,71'	857	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS06	35°59,425'	7°24,17'	999	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS07	36°01,624'	7°18,664'	1006	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS08	36°06,19'	7°14,89'	879	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS09	36°13,1'	7°14,59'	814	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS11	36°23,877'	7°28,913'	757	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS12	36°24,64'	7°28,79'	746	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS13	36°25,026'	7°29,268'	750	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS14	36°24,998'	7°31,044'	738	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS15	36°23,464'	7°31,027'	766	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS16	36°20,04'	7°23,264'	813	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS17	36°19,51'	7°23,07'	852	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS18	36°18,018'	7°24,78'	1001	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS21	36°12,46'	7°45,51'	1008	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS22	36°25,04'	7°57,12'	786	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS23	36°26,375'	7°55,273'	737	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS24	36°04,944'	7°56,523'	1316	Küllenberg	CADISAR	2001
CADKS25	36°09,05'	8°00,09'	1259	Küllenberg	CADISAR	2001
CADUS20	36°16,224'	7°27,514'	818	Usnel	CADISAR	2001
CADI2KS02	36°05,75'	8°09,87'	1989	Küllenberg	CADISAR2	2004
CADI2KS15	35°43,938'	7°05,473'	1227	Küllenberg	CADISAR2	2004
CADI2KS16	35°46,89'	7°25,55'	1182	Küllenberg	CADISAR2	2004
CADI2KS17	35°46,85'	7°35,10'	1446	Küllenberg	CADISAR2	2004
CADI2KS18	35°44,98'	7°37,192'	1227	Küllenberg	CADISAR2	2004
CADI2USN1	36°05,80'	6°30,20'	121	Usnel	CADISAR2	2004
CADI2USN2	36°02,70'	6°29,20'	188	Usnel	CADISAR2	2004
CADI2USN3	35°39,74'	6°28,20'	314	Usnel	CADISAR2	2004
SWIM04-41	35°43,00'	7°05,00'	1220	Küllenberg	CADIZ-GORRINGE	2004
MD0428-10	35°45,49'	7°37,00'	1464	Calypso	PRIVILEGE-ALIENOR	2004

Tableau II-2. Position des carottes étudiées (localisation des carottes sur la Figure II-4).

III.2. Le carottier de type Calypso

Le carottier de type Calypso (Figure II-6B) présente le même principe de fonctionnement que le carottier de type Küllenberg. Les différences existantes entre ces deux systèmes ne concernent que leurs caractéristiques, le carottier de type Calypso étant volumineux et donc plus difficile à mettre en oeuvre. En effet, sa longueur de tube peut atteindre 70 m et le lest nécessaire à son fonctionnement 6500 kg.

Pour ce travail, quatre carottages Calypso effectués à bord du N/O « Marion Dufresne II » dans la partie orientale du Golfe de Cadix ont été étudiés (Tableau II-2).

III.3. Le carottier de type Usnel

Utilisé à l'origine en biologie pour l'étude de la macrofaune benthique, le carottier de type « boîte » à lame USNEL (Figure II-6) permet le prélèvement de sédiment non perturbé. Ce carottier fonctionne de la même manière que le carottier à piston. Les tubes sont simplement remplacés par un boîtier benne métallique d'un m³ logé dans un cadre. Ce cadre supporte le lest d'une tonne qui est accroché au bras déclencheur, le tout étant équilibré par un contrepoids. Comme pour les carottiers précédents, l'arrivée du contrepoids sur le fond provoque la chute libre du carottier "boîte" qui va pénétrer dans le sédiment sur une profondeur de 1 m environ. Le câble du treuil, par traction, va arracher l'ensemble au fond et fermer, par un système de câbles, les pelles situées à la base.

Pour ce travail, quatre carottages Usnel prélevés dans la partie orientale du Golfe de Cadix ont été étudiés (Tableau II-2).

IV. LES METHODES D'ANALYSES

IV.1. Traitement des données acoustiques

IV.1.1. Le logiciel CARAÏBES

Le logiciel CARAÏBES (*CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux*) est le système Ifremer de traitement des données sondeurs multifaisceaux et sonars latéraux. Il se compose de deux logiciels :

- CARAÏBES_TR, logiciel temps-réel installé à bord du navire chargé d'effectuer des relevés cartographiques, et d'assurer entre autre, l'acquisition et l'archivage des données, la création de profils de célérité, la visualisation en temps réel de données bathymétriques sous forme d'isobathes et de données d'imagerie.
- CARAÏBES_TD, logiciel temps-différé destiné aux laboratoires de cartographies à terre ou embarqués. Il propose un ensemble de fonctions de traitement de la bathymétrie et de l'imagerie des sondeurs multifaisceaux et des sonars latéraux. Ces modules peuvent être exécutés à la suite grâce à un éditeur de chaînes de traitements, les sorties d'un traitement alimentant le traitement suivant.

Les données stockées numériquement ont été traitées à l'Ifremer-Brest et à l'Université Bordeaux 1. Les principaux traitements appliqués aux données EM300 et SAR se décomposent comme tels :

- pour la bathymétrie EM300 : importation des données (module *Tfem300*), fusion ou extraction des données de navigation et de bathymétrie (module *Creaxy/Genexy*), correction de navigation (module *Ananav*), visualisation interactive et filtrage manuel dans un éditeur de cycles multifaisceaux (module *Batmul*), filtrage par comparaison avec un MNT de référence (module *Filtxy*), maillage des données avec interpolation (modules *Mailla/Mailp*). Au cours de ce traitement, certaines opérations comme le lissage (module *Spline*) peuvent être intégrées en vue d'améliorer la qualité du MNT final. Une fois le MNT calculé, une visualisation en isobathes (module *Comail*), en fausse couleur (module *Cocoul*), en bloc 3D (module *View3D*) précède la dernière étape visant à imprimer des cartes ou à exporter (module *Mntasc*) les données afin, par exemple, de les intégrer à un SIG (Arcview) ;
- pour l'imagerie EM300 : importation des données (module *TfimSi*), préparation d'image mosaïque avec positionnement des pixels utilisant la navigation et la bathymétrie locale (module *Epremo*), création de mosaïque (module *Ereamo*). Un traitement du signal (gommage du spéculaire, gains d'antennes, égalisation de la réflectivité latérale, correction du coefficient d'absorption) sur la mosaïque brute obtenue peut par la suite être effectué afin d'obtenir une « belle image ». Une fois ces traitements effectués un rehaussement de contraste (module *Analim*) précède l'étape finale de visualisation (module *Cartim*) puis d'impression et d'exportation (module *MosAsc*) ;
- pour l'imagerie SAR : importation des données (module *Imisol*), correction d'obliquité (module *Corire*), détection de hauteur et réduction de portée (module *Edihop*), correction des capteurs (module *Edilin*), réalisation de mosaïque (modules *Spremo* et *Sreamo*). L'étape finale consiste, comme pour l'EM300, à effectuer un rehaussement de contraste (module *Analim*) en vue de la visualisation (module *Cartim*) puis de l'impression et l'exportation (module *MosAsc*).

Le logiciel CARAÏBES a été employé pour réaliser les cartes bathymétriques en fausses couleurs 2D/3D et en isobathes ainsi que les cartes d'imagerie acoustique EM300 et SAR utilisées dans cette étude.

IV.1.2. Le logiciel Arcview

Arcview est un SIG (*Système d'Information Géographique*) édité par ESRI (*Environmental System Research Institute*), permettant la création et l'analyse de cartes, et la gestion de données.

Cet outil a permis la numérisation des cartes de répartition sédimentaire et de faciès acoustiques, ainsi que des cartes en isopaques des unités sismiques superficielles utilisées dans cette étude. Ce logiciel, également mis à contribution pour la réalisation de cartes de

pentés, de profils bathymétriques et de cartes en isochrones des unités sismiques superficielles, a été utilisé en complément du logiciel CARAÏBES pour la mise en forme des MNT. L'ensemble de ces informations est archivé et constitue une base de données géoréférencées selon la projection MERCATOR liée au système géodésique WGS84.

IV.1.3. Le logiciel SITHERE

SITHERE (*Sismique Très HautE Resolution*) est un logiciel de traitement de données sismiques mis au point par l'Ifremer permettant certains traitements mathématiques de base consistant pour l'essentiel à renforcer le rapport signal/bruit (Lericolais *et al.*, 1990 ; Figure II-7). La méthode appliquée à la sismique utilisée dans cette étude s'articule autour de deux points :

- le traitement des données : (1) conversion au format SITHERE des données (module *idlp24*), (2) normalisation d'amplitude et centrage du signal (module *norm*), (3) filtrage temporel des fréquences (module *felics*), (4) contrôle du gain (modules *gain* et *agc*), (5) moyenne sur tirs successifs (module *moyenn*), (6) atténuation de la colonne d'eau (module *mute*), (7) filtre de houle (module *swell*), (8) correction de navigation (module *navcte*) ;
- la représentation des données : (1) visualisation du sismogramme d'un tir donné (module *sismo*), (2) trace du spectre de puissance (module *specm*), (3) visualisation à l'écran des différentes étapes du traitement (module *desech*), (4) impression sur traceur thermique *Oyo 12 pouces* (module *vldesech*).

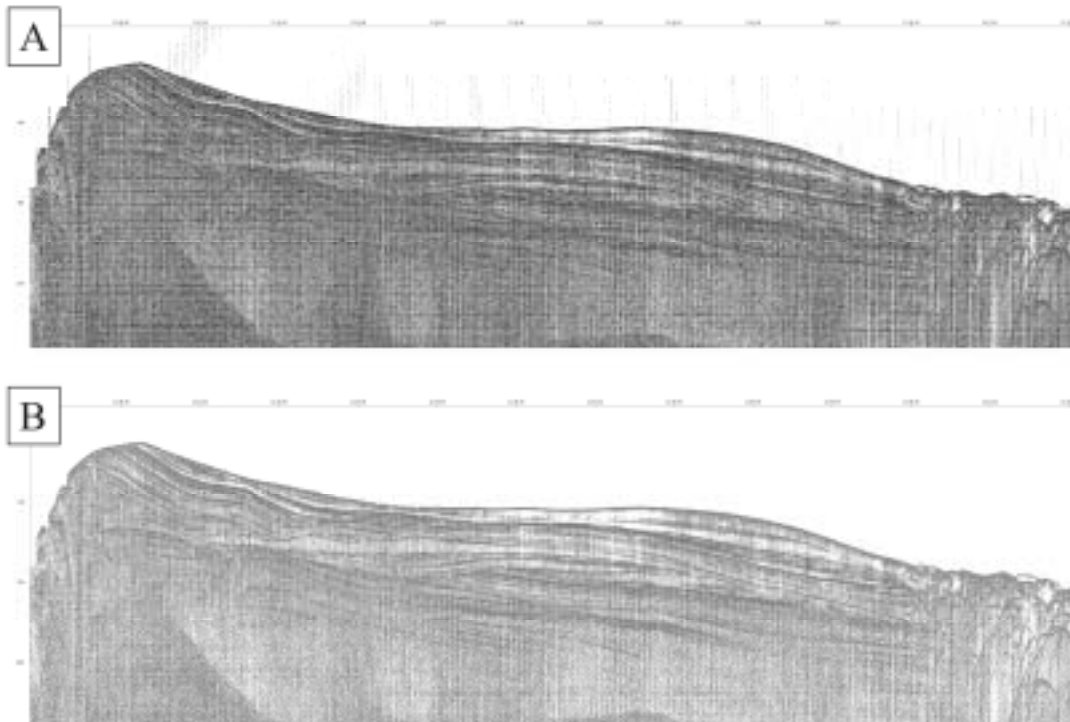


Figure II-7. A. profil Chirp brut acquis lors de la mission CADISAR. B. profil Chirp après traitement sur le logiciel Sithere.

La sismique Chirp utilisée dans ce travail a été traitée à l'Université Bordeaux 1, après un prétraitement nécessaire effectué sur le logiciel DELPH à l'Ifremer-Brest. Le traitement de la sismique Sparker a quant à lui été effectué à Bordeaux.

En comparant les tirages bruts navire avec les sorties papiers après traitement des profils Chirp sous SITHERE, un décalage est apparu à la lecture des horaires de fin de profils. Ce problème, dû à des changements de cadence de tir durant l'acquisition à bord, a pu être en partie résolu en intégrant au cours du traitement une cadence de tir moyennée.

IV.2. Protocole d'étude des données sédimentologiques

Un nombre important de méthodes, non destructrices ou destructrices, permet l'étude des carottes (Bouma, 1969). Les développements techniques récents réalisés pour quelques unes de ces méthodes permettent de décrire avec une grande précision les séquences sédimentaires et les mécanismes dynamiques de dépôt associés.

IV.2.1. Le banc multiparamètres (Geotek ltd.)

Le banc MSCL (*Multi-Sensor Core Logger*) permet de mesurer de façon simultanée et automatisée (1) la gamma densité, (2) la vitesse du son et (3) la susceptibilité magnétique des sédiments au sein de carottes non ouvertes ou de demi carottes. Dans cette étude, ces mesures, effectuées au sein de l'Ifremer, ont été réalisées sur des carottes non ouvertes.

(1) La mesure de la gamma densité utilise une source radioactive de ^{137}Cs de faible activité. Avant chaque analyse, le système est étalonné à l'aide de six matériaux de densité différente et connue. Au cours de l'analyse, le faisceau de particules γ est focalisé par un diaphragme d'ouverture réglable. Selon le principe de l'effet Compton, le faisceau incident va être atténué en fonction de la densité et de l'épaisseur du matériau traversé. En fonction de l'atténuation du rayonnement et du diamètre externe de la carotte, le logiciel donne directement la densité humide du sédiment.

(2) La mesure de la vitesse acoustique (V_p) se fait par l'intermédiaire d'une émission de haute fréquence (230 kHz) et d'un récepteur intégrés au système de mesure du diamètre de la carotte. La différence entre l'instant t d'émission et l'instant $t+l$ de réception fournit le temps de propagation de l'onde dans la carotte. Le temps de propagation, fonction de la nature du matériau traversé, est ensuite automatiquement converti en vitesse.

(3) La mesure de la susceptibilité magnétique est basée sur les variations d'induction magnétique engendrées par le passage de la carotte dans une bobine. La susceptibilité magnétique mesurée est fonction de la quantité de minéraux ferromagnétiques présents. En domaine marin, elle est principalement influencée par la teneur en magnétite et ses dérivés, en sulfures, et en minéraux argileux.

Les mesures de la gamma densité et de la vitesse du son sont d'un grand intérêt puisqu'elles nous renseignent sur la nature des sédiments avant ouverture de la carotte. Elles

peuvent mettre en évidence des séquences de dépôts et permettre de réaliser des corrélations entre les carottes. Les résultats sont toutefois à utiliser avec prudence car, au sein des carottes, des vides dus à un mauvais remplissage ou à un tassement de sédiment induiront des valeurs de densité et de vitesse erronées. En raison d'une grande sensibilité aux conditions environnementales, la susceptibilité magnétique est un paramètre très utilisé en sédimentologie et paléoclimatologie. Cependant, ce paramètre n'a pas été intégré dans cette étude en vue des faibles teneurs mesurées et de l'absence de variations significatives au sein des carottes étudiées.

IV.2.2. La photographie

Une fois les carottes séparées en deux tronçons la première étape d'analyse consiste à photographier chaque tronçon. Le banc permettant l'acquisition de tirages numériques est constitué d'une plate forme mobile sur laquelle est disposée l'échantillon à photographier qui se présente sous la forme de demi carotte ou de plaquette sédimentaire d'une longueur de 1,50 m. Une échelle graduée et une charte des couleurs sont placées à côté de l'échantillon. La prise de vue est réalisée à partir d'une potence sur laquelle est fixé un appareil photographique numérique (*MINOLTA RD175*) équipé d'un objectif zoom 24-85 mm avec une ouverture de focale de 3,5 à 4,5 dont la résolution est de 1,75 Mo. 2 boîtes à lumière de 2000 watts chacune assurent l'éclairage de la scène. Une fois les tirages effectués, les reconstitutions de tronçons ont été faites à partir du logiciel Adobe Photoshop à l'Université Bordeaux 1.

IV.2.3. La radioscopie rX (SCOPIX)

La radiographie rX classique est une méthode non destructrice très largement utilisée pour l'analyse des carottes. Cette technique possède toutefois de nombreuses limites : temps d'exposition longs, reproductibilité de l'image... Les documents obtenus sont souvent difficiles à interpréter et ne peuvent être retouchés et améliorés. Afin de résoudre les problèmes et désavantages de cette méthode d'analyse, une nouvelle procédure de radiographie/radioscopie numérisée SCOPIX (Migeon *et al.*, 1999) a été développée à l'Université Bordeaux 1, en collaboration avec les sociétés CEGELEC et GRAFTEK & Alliance Vision.

Ce système est composé d'un équipement classique à rayons X associé à une chaîne de radioscopie haute définition. Dans une enceinte de protection plombée, un rayonnement X issu d'un tube dont la puissance et l'intensité sont modulables (maximum 160 kV – 19 mA), traverse l'échantillon qui peut être déplacé latéralement sur un chariot motorisé; il est ensuite récupéré par un ensemble de radioscopie (amplificateur de brillance – caméra *CCD CRI 77* – moniteur vidéo) permettant de visualiser au mieux l'organisation du dépôt. L'image est améliorée en temps réel en fonction des structures recherchées. Une sortie numérisée permet alors de l'enregistrer sur support informatique pour être analysée sur un PC aux moyens des applications spécifiques *AM Geol* et *TR Geol*. Les paramètres d'acquisition de l'image sont conservés pour une sortie radiographique haute résolution.

Pour obtenir une résolution maximale, un pré-échantillonnage des carottes sous forme de plaquettes de 0,7 à 1 cm d'épaisseur et de 10 cm de largeur est nécessaire. Cependant l'échantillon à analyser peut se présenter sous la forme d'une carotte entière de section ronde (60 ou 100 mm de diamètre) ou carrée (100 mm de côté), ou d'une demi carotte découpée longitudinalement.

Les données issues de SCOPIX peuvent être visualisées et interprétées sous deux formes différentes :

- les images numériques qui permettent une reconnaissance de l'organisation interne de la carotte et une observation détaillée des structures d'origine dynamique, diagénétique et biologique pour la plupart invisibles ;
- des courbes d'intensité de niveaux de gris qui permettent de quantifier la réponse des sédiments au passage des rayons X. Ces courbes mettent parfois en évidence des séquences de dépôt ainsi que des granoclassements.

Enfin, divers traitements sur les images peuvent être effectués à l'aide du logiciel Adobe Photoshop, afin de souligner les structures présentes et faciliter le travail d'analyse (Lofi et Weber, 2001) : (1) égalisation manuelle des niveaux de gris, (2) rehaussement de luminosité et de contraste, (3) convolution orientée pour accentué la présence de structures par effet d'ombrage.

IV.2.4. La mesure de la granularité

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser *Malvern MASTERSIZER S* à l'Université Bordeaux 1. Ce granulomètre basé sur le principe de la diffraction laser (Mie, 1908) mesure la taille de particules comprises entre 0,05 et 878,67 μm . Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés par des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Une série d'algorithmes est alors utilisée pour interpréter les signaux en terme de distribution granulométrique. Pour que les résultats soient fiables, les particules doivent être séparées les unes des autres, ce qui implique l'utilisation d'un petit volume de sédiment et l'élimination des agrégats, surtout pour les minéraux argileux. Malgré ces précautions, le granulomètre surestime la taille des argiles (McCave *et al.*, 1986; Weber *et al.*, 1991; Konert et Vandenberghe, 1997). Pour corriger ce problème, la limite silts – argiles a été estimée à 10 μm et non à sa limite théorique de 4 μm (Chamley, 1989).

Les paramètres granulométriques utilisées dans cette étude et obtenus à partir de méthodes mathématiques (Folk, 1966) correspondent à : (1) la médiane (D50) qui permet une représentation simple des variations granulométriques des échantillons en nous renseignant sur la taille globale des grains, (2) le 90^{ème} centile (D90) qui fournit la granularité des 90 % de sédiments les plus grossiers contenu dans chaque échantillon.

Durant cette étude, deux stratégies d'échantillonnage ont été réalisées :

- un prélèvement systématique tous les 10 cm dès l'ouverture des carottes afin de suivre l'évolution de la granularité des dépôts au sein de chaque carotte puis entre les carottes, fournissant ainsi des informations à grande échelle sur la dynamique des écoulements ;
- un échantillonnage de détail avec un pas variant entre 0,5 et 5 cm afin de caractériser de façon précise les faciès sédimentaires et les séquences de dépôt reconnues lors de la description et de l'interprétation des images rX. En fonction du granoclassement et/ou de la teneur en sédiments fins ou grossiers, l'agent de transport et de la dynamique de dépôt des sédiments au sein d'une séquence a pu être caractérisé et la vitesse des écoulements estimée.

IV.2.5. La mesure de la teneur en carbonates

Les teneurs en carbonates (CaCO_3) ont été mesurées à l'aide d'un calcimètre automatique à l'Université Bordeaux 1. Cet appareil suit le même principe de fonctionnement que le calcimètre Bernard, mais permet le calcul direct de la quantité de carbonates par série de 20 échantillons. Une petite quantité de sédiment broyé est attaqué par une dose d'acide chlorhydrique, provoquant ainsi un dégagement de CO_2 . La pression de gaz dégagé est mesurée par un capteur électronique compensé en température, avant d'être convertie en pourcentages de carbonates de calcium.

Un prélèvement systématique tous les 10 cm a été effectué lors de l'ouverture des carottes.

Les teneurs en carbonates sont généralement utilisées en tant qu'outil stratigraphique puisqu'elles peuvent fournir des indications sur les variations climatiques enregistrées au sein des carottes et permettre des corrélations entre ces dernières. Dans cette étude, ces analyses ont soulignées de façon nette la limite entre l'Holocène et le Pléistocène au sein des carottes à caractère majoritairement hémipélagique et ont permis d'orienter les prélèvements pour l'étude du contenu faunistique.

IV.2.6. Les analyses des constituants

La réalisation de frottis et de lavages (récupération des tamis 63 et 150 μm) permettent de caractériser les principaux constituants contenus dans les échantillons (teneur en détritiques et en minéraux argileux, matière organique, faunes, etc...).

IV.2.7. La minéralogie des argiles

La diffraction des rayons X constitue la technique la mieux adaptée et la plus répandue pour identifier de façon qualitative et semi-quantitative les argiles, minéraux de petite taille, souvent mal cristallisés et hydratés, de forme lamellaire ou fibreuse, et souvent présents en mélange complexe d'espèces.

IV.2.7.1. Principe de la diffraction des rayons X (DRX)

Comme tout corps cristallisé, les argiles sont constitués d'atomes qui s'arrangent suivant des plans cristallins spécifiques appelés plans réticulaires. Lors de l'analyse, un faisceau de rayons X vient diffracter sur des plans spécifiques selon le principe de la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

où n est l'ordre de diffraction (nombre entier) ; λ , la longueur d'onde de la source ; d , la distance interréticulaire, c'est-à-dire l'espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin ; θ , l'angle entre le faisceau incident et le réseau de plans. Ainsi, pour une source émettrice de rayons X donné (λ), le balayage selon un angle d'incidence θ d'une préparation représentative d'un échantillon, permet d'accéder à la connaissance de tous les espacements réticulaires (d) de cet échantillon (Holtzapffel, 1985).

L'étude de la minéralogie des argiles a été effectuée au moyen d'un diffractomètre X Philips PW 1729 muni d'une anticathode en cuivre, au sein de l'Université Lille 1. Les réglages de l'appareil sont optimisés pour travailler dans les petits angles (de $3^\circ 2\theta$ à $32^\circ 2\theta$) où diffractent principalement les minéraux argileux.

IV.2.7.2. Protocole expérimental

La préparation des échantillons a été réalisée selon la procédure de Holtzapffel (1985). Malgré les progrès instrumentaux de ces deux dernières décennies, ce protocole expérimental est resté le même. Ce protocole expérimental engendre des incertitudes : (1) une partie de la fraction fine du sédiment peut être perdue lors des différents rinçages ; (2) l'application de la loi de Stokes pour des particules de formes « aplaties » peut entraîner un prélèvement de 5 à 10 % de sédiments dont la granularité est supérieure à $2 \mu\text{m}$; (3) une aspiration trop rapide lors du prélèvement engendre des turbulences et peut avoir le même type de conséquences.

IV.2.7.3. Analyse qualitative et semi-quantitative

L'analyse diffractométrique complète nécessite plusieurs traitements mettant en évidence la variabilité de l'équidistance entre les feuillets d'argiles. Chaque échantillon subit trois passages au diffractomètre :

- dans des conditions naturelles après séchage à température ambiante, insuffisantes pour distinguer entre elles certaines espèces argileuses, dont les espacements interfoliaires sont voisins ou variables ;
- après saturation à l'éthylène glycol, dans le but de « faire gonfler » les feuillets smectitiques ;
- après chauffage à 490°C , afin de caractériser les minéraux hydratés, particulièrement sensibles à la chaleur (kaolinite).

L'analyse qualitative de chaque diffractogramme (Figure II-8) consiste à identifier chaque minéral argileux à partir des pics du spectre correspondant aux différents rayons diffractés par les minéraux argileux. Cette détermination se fait en quatre étapes : (1) observation de la forme, du nombre et de la position des réflexions sur les trois diffractogrammes, afin d'avoir une vision globale de l'échantillon et ainsi d'estimer la qualité de la préparation analysée ; (2) recherche sur l'essai naturel des réflexions basales qui caractérisent les différentes espèces argileuses ; (3) recherche des réflexions harmoniques correspondant aux réflexions basales précédemment identifiées ; (4) détermination du comportement d'une réflexion sur les essais glycolés et chauffés.

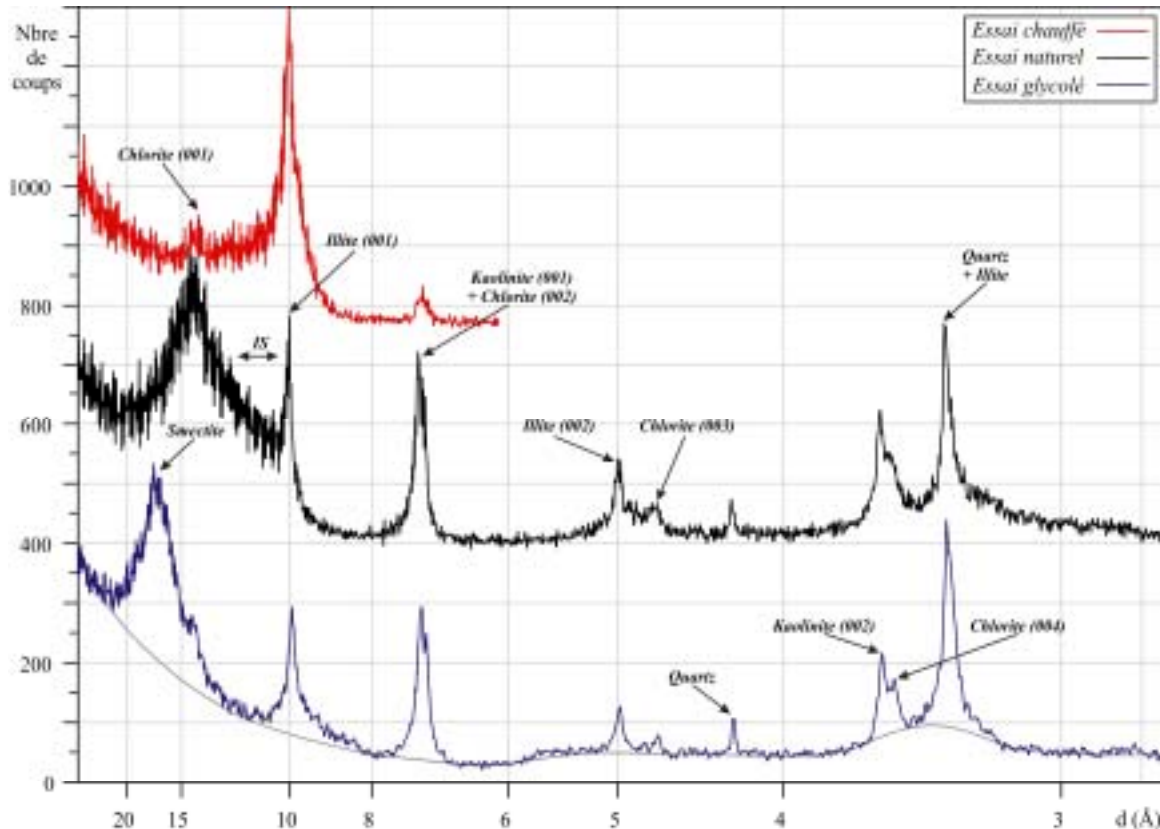


Figure II-8. Exemple d'un diffractogramme avec annotation des minéraux argileux en présence (niveau 44 cm de la carotte CADKS17).

La présence d'interstratifiés riches en feuillets smectitiques est apparue suite à l'analyse qualitative de l'ensemble des diffractogrammes obtenus. Afin que les corrélations entre carottes soient plus aisées, et la comparaison de nos données avec les travaux antérieurs de Mélières (1974) sensée, les quelques pourcents d'interstratifiés reconnus ont été intégrées à la famille des smectites *s.l.*

L'évaluation semi-quantitative (précision de $\pm 5\%$) est basée sur la détermination des aires des pics à partir du logiciel *MacDiff_4.2.5* développé par R. Petschick à l'Université de Frankfort. Pour cette analyse, il est impératif de prendre en compte les pics correspondant à une intensité de 100 % pour chaque constituant : 15 Å pour la smectite, 10 Å pour l'illite, 12 Å pour les interstratifiés, et 7 Å pour la kaolinite et la chlorite. La proportion de ces deux

derniers au sein du mélange est estimée à partir des pics à 3,53 Å pour la chlorite et à 3,57 Å pour la kaolinite.

IV.2.8. Les indurations sur lames minces

Cette technique, élaborée à l'Université Bordeaux 1, permet la réalisation de lames minces en vue de leur observation au microscope optique polarisant. Elle offre la possibilité d'une étude fine des composants des dépôts sédimentaires et de leurs structures dynamiques (Zaragosi *et al.*, 2005). La réalisation de ces lames minces nécessite un temps de préparation d'environ huit semaines et s'effectue en quatre étapes :

- l'échantillonnage sur demi-carottes de sédiments par l'intermédiaire de petites plaquettes en aluminium (100 mm × 45 mm × 10 mm) ;
- la déshydratation. L'échantillon est immergé dans une solution d'eau et d'acétone à 25 %. La quantité d'acétone est portée progressivement à 75 % avant une immersion totale dans l'acétone pure. Durant cette phase, l'excès d'eau est évacué par le biais d'un tamis moléculaire. La déshydratation totale de l'échantillon est ensuite vérifiée par un test au distillat de pétrole ;
- l'imprégnation de l'échantillon dans une solution composée d'un mélange de résine Epoxy, d'un catalyseur, d'acétone et d'un pigment fluorescent en vue de futures observations sous lumière fluorescente. L'échantillon est ensuite placé dans un dessiccateur ou le vide est appliqué durant 48 heures avant la polymérisation sous hotte à température ambiante et le durcissement à la lumière naturelle ;
- la préparation des lames. Une première section est effectuée au milieu du bloc induré avec une scie diamantée. Le talon obtenu est poli manuellement avec un tour lapidaire et du carbonate de silicium avant d'être fixé par de la résine d'imprégnation sur une lame de verre. L'échantillon, dont l'épaisseur a été ramenée à 30 µm avec une microscie et le tout lapidaire, est recouvert d'une lamelle grâce à la résine d'imprégnation.

Les lames sont ensuite intégralement numérisées par un scanner. Les prises de vue en lumière transmise, réfléchie, halogène ou fluorescente sont assurées par la station de microscopie numérique *LEICA DM6000B*. La motorisation complète du microscope dans les trois directions de l'espace permet notamment la réalisation de mosaïques de plusieurs cm².

Une vingtaine de ces lames ont été effectuées dans le cadre de ce travail, en vue d'affiner la caractérisation des faciès et séquences sédimentaires et de mieux appréhender les processus dynamiques à leur origine.

IV.2.9. La chronostratigraphie

IV.2.9.1. La mesure des teneurs en ²¹⁰Pb en excès et ¹³⁷Cs

Les mesures des teneurs en ²¹⁰Pb_{exc} et ¹³⁷Cs, réalisées à l'Université Bordeaux 1, permettent de préciser l'âge des dépôts les plus récents, généralement situés dans les parties

les plus superficielles des carottes. Une activité de plomb (1) sans activité de césium correspond à un dépôt dont l'âge est supérieur à 40 ans et inférieur à 100 ans, et (2) associée à une activité de césium, à un dépôt dont l'âge est inférieur à 40 ans.

IV.2.9.2. La datation ^{14}C

En domaine continental, tout organisme vivant présente la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. Cette radioactivité, supposée constante sur au moins les derniers 40 000 ans, est entretenue par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C et celui-ci se désintègre alors selon une demi-vie de 5568 ± 30 ans (fixé par convention ; Stuiver et Braziunas, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante. Dans les océans, ce principe est compliqué par la présence de carbone sous diverses formes (gaz carbonique dissous, bicarbonates et carbonates, carbone organique fossile ou actuel) qui contiennent une teneur en ^{14}C différente de la teneur atmosphérique originelle. Dans l'Atlantique Nord, il faut donc considérer une correction dépendante du réservoir mondial des océans fixée par convention à 400 ans, même si des âges réservoir de 2000 ans ont pu être établis récemment lors des événements climatiques rapides. Pour une meilleure comparaison avec les données continentales, la terminologie d'âges ^{14}C conventionnelle (B.P. *Before Present*) doit être étalonnée afin d'obtenir des *âges calibrés calendaires* qui s'expriment en *calendrier années réelles* (Cal. B.P.). Cette calibration a été effectuée à partir du logiciel *CALIB_4.0* (Stuiver et Braziunas, 1998). Dans les environnements contouritiques, le remaniement du matériel pose le problème de la validité de ces datations. C'est pourquoi, le plus souvent possible, les échantillons sont choisis dans des niveaux hémipélagiques se trouvant à la base des niveaux contouritiques à dater.

Pour cette étude, 14 datations ^{14}C AMS ont été effectuées. Quatre d'entre elles ont été réalisées sur les foraminifères planctoniques *Globigerina Bulloides*, *Globigerinoides ruber* et *Globorotalia inflata*, au *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* de Gif-sur-Yvette. Les dix datations restantes ont été réalisées sur les foraminifères planctoniques *Globigerina Bulloides* de la carotte MD9923-41 au *Leibniz-Labor Radiometric Dating and Isotope Research* de Kiel (Allemagne).

IV.2.9.3. Les isotopes de l'oxygène

Les molécules d'eau réparties dans les grands réservoirs mondiaux présentent une inégalité de distribution entre les deux isotopes de l'oxygène ^{18}O et ^{16}O , les molécules constituées d'un atome d' ^{16}O étant majoritaires (98,8 % pour l'océan), plus légères et donc plus facilement mobilisables lors de l'évaporation. D'après ce modèle de fractionnement, un nuage est donc naturellement enrichi en ^{16}O par rapport à l'eau de mer. Au fil de sa course et des fronts de condensation rencontrés, il s'appauvrit en ^{18}O . Il en résulte donc, au niveau des pôles, des précipitations neigeuses à faible teneur en ^{18}O . Pendant les périodes glaciaires, le stockage de

l'eau riche en ^{16}O sous forme de glace au sein des calottes polaires et des glaciers provoque un enrichissement des océans en ^{18}O . Ces changements sont archivés dans les sédiments par le biais de l'oxygène piégé dans les tests des organismes marins, et leur amplitude, par l'analyse de leur $\delta^{18}\text{O}$.

Le $\delta^{18}\text{O}$, mesuré par spectrométrie de masse, matérialise la teneur en isotopes lourds contenue dans les carbonates fossiles :

$$\delta^{18}\text{O}(\%) = \left[\left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{référence}}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

- Quant les mesures concernent des organismes planctoniques, elles donnent accès aux changements de volume des glaces et de températures ayant affecté les couches superficielles des océans. Elles peuvent aussi traduire des événements plus localisés, comme des arrivées d'eau douce (fontes) ou des anomalies liées à une exceptionnelle pluviosité.
- Quant les mesures concernent des organismes benthiques, sensés ne pas avoir été contraints par des changements de température superficielle, c'est un signal plus global du changement du volume des glaces, et donc du niveau marin, qui est obtenu.

Dans cette étude, les analyses isotopiques ont été effectuées sur les foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) de la carotte MD9923-37 à l'Université Bordeaux 1.

IV.2.10. La biostratigraphie

L'approche biostratigraphique est basée sur l'étude des variations qualitatives et quantitatives des associations de foraminifères planctoniques. Cette méthode repose sur les trois faits suivants :

- ces organismes se répartissent en associations biogéographiques distinctes (Be et Hamlin, 1967) ;
- la distribution géographique de ces organismes rappelle celle des ceintures climatiques. Il est alors d'usage de parler d'associations fauniques à affinités froides (associations arctiques et subarctiques), tempérées (associations transitionnelles ou subtropicales d'hiver), ou chaudes (associations subtropicales d'été ou tropicales ; Caralp, 1971; Pujol, 1980) ;
- le Quaternaire est caractérisé par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires induisant des migrations latitudinales des ceintures climatiques et, par conséquent, des associations de foraminifères planctoniques.

Diverses biozones sont ainsi distinguées dans les séquences sédimentaires, reflétant à un moment donné et pour une zone donnée, un environnement particulier. Les nombreux phénomènes de diachronisme, dus aux diverses positions latitudinales des carottes étudiées, ne font de la biostratigraphie un outil à valeur strictement chronologique (Devaux, 1985).

L'analyse biostratigraphique, basée sur l'étude de la fraction granulométrique supérieure à 150 µm, s'effectue en observant les apparitions et disparitions d'espèces, les modifications phénotypiques (sens d'enroulement), la fréquence des associations fauniques. Afin d'obtenir une biostratigraphie fine des carottes étudiées, cette analyse s'est focalisée sur l'observation des espèces suivantes :

- *Neogloboquadrina pachyderma* senestre et *Turborotalia quinqueloba* (espèces arctiques à subarctiques) pour définir le Younger Dryas et les événements d'Heinrich ;
- *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia truncatulinoides* (espèces subtropicales d'été) pour contraindre l'Holocène et le Bølling/Allerød ;
- *Globorotalia hirsuta* (espèce transitionnelle / subtropicale d'hiver) qui, par son sens d'enroulement, a permis de préciser l'Holocène.

V. SYNTHÈSE DES DONNÉES ET DES TRAITEMENTS

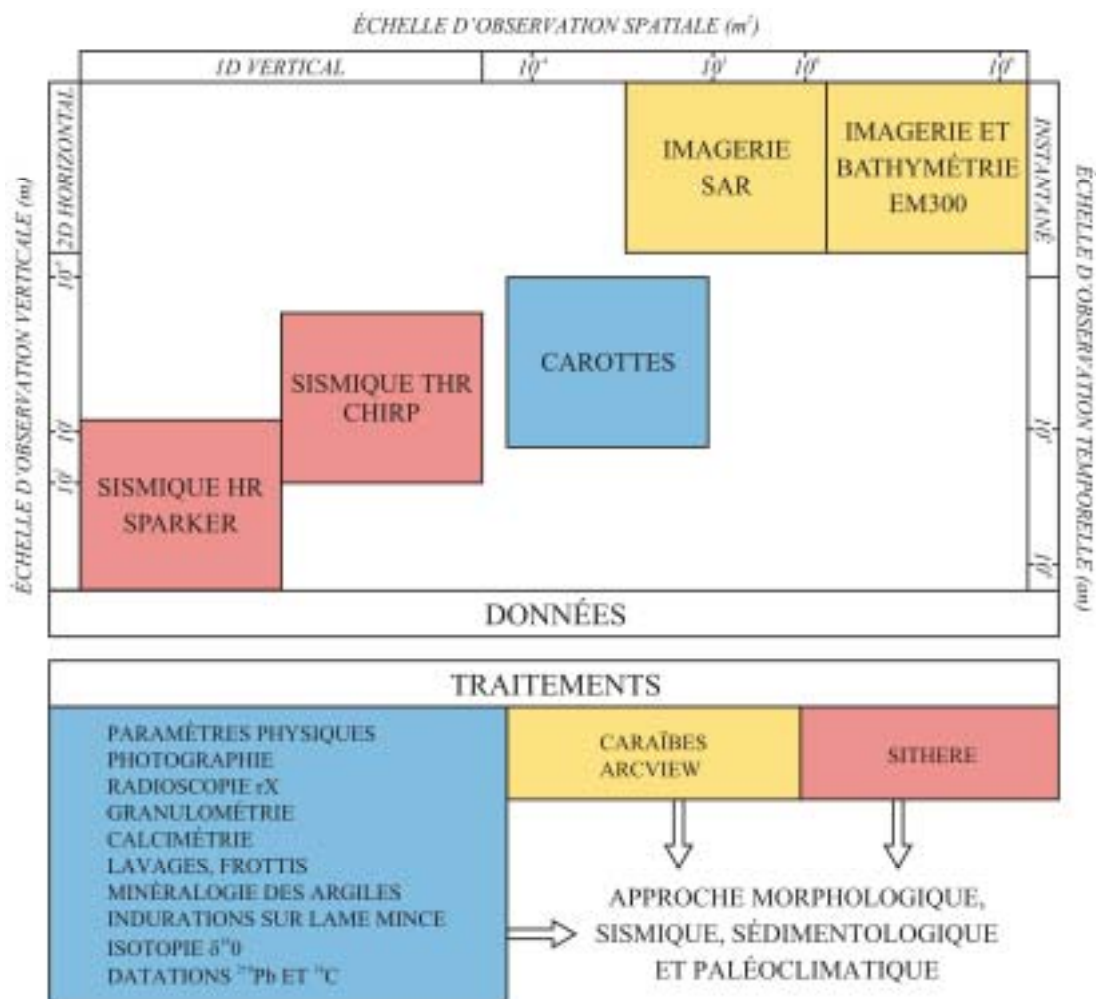


Tableau II-3. Synthèse des données utilisées et des traitements effectués dans ce mémoire.

CHAPITRE III. LE SYSTEME ACTUEL

I. CIRCULATION DE LA VEINE D'EAU MÉDITERRANÉENNE

I.1. Circulation de la Veine d'Eau Méditerranéenne à l'échelle de l'océan atlantique nord-est

La compilation des données hydrologiques issues de la *World Ocean Database 1998* (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NODC/WOA98/>) met en évidence la signature thermohaline de la MOW à l'échelle du bassin nord atlantique. Les informations apportées par les données de température (Figure III-1) et de salinité (Figure III-2) convergent vers une distribution verticale de la MOW entre 400 et 1500 m de profondeur d'eau.

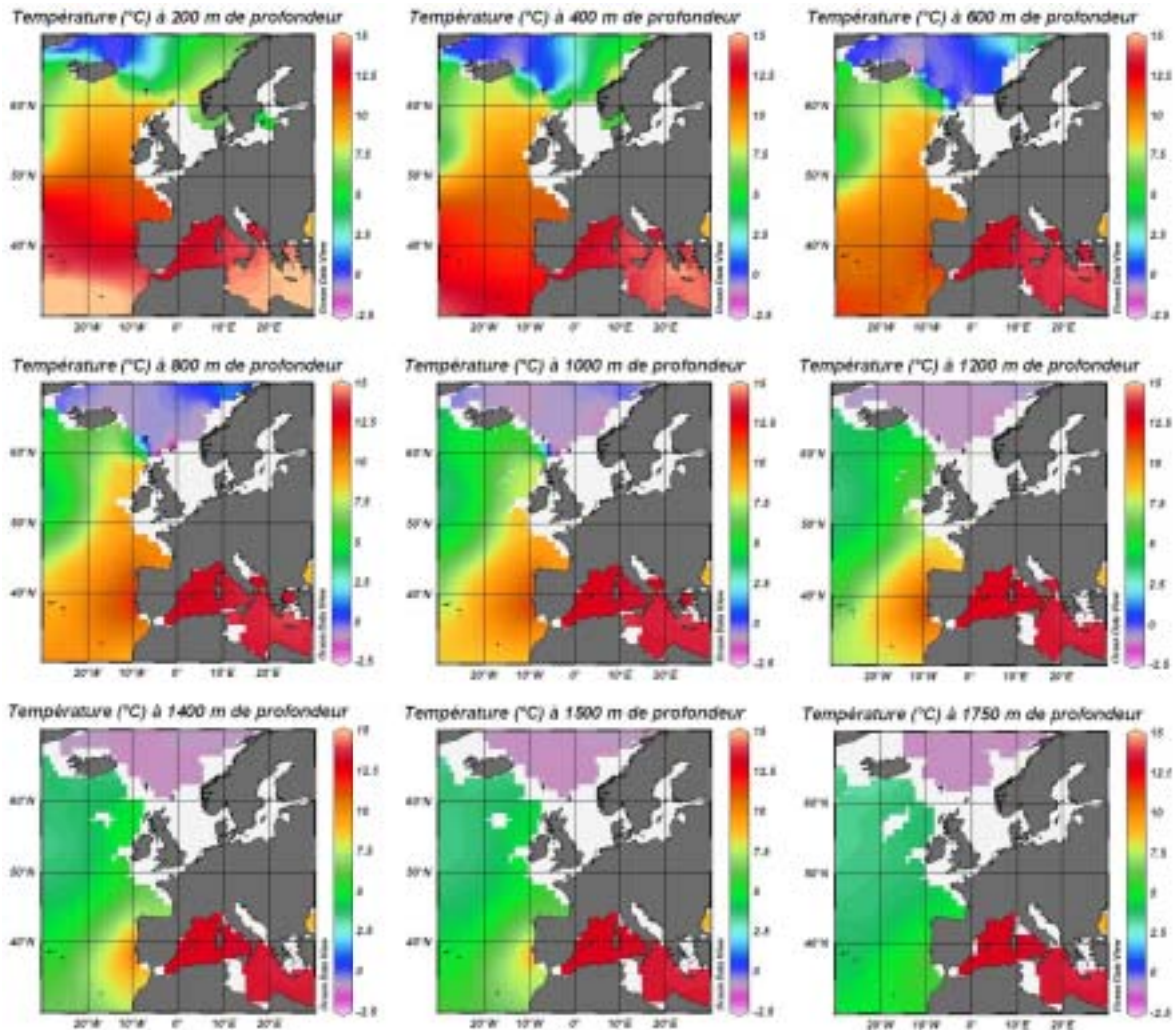


Figure III-1. Cartes de répartition des températures entre 200 et 1750 m de profondeur dans l'océan atlantique nord-est (données de la World Ocean Database 1998).

Les contrastes de températures et salinités dans l'océan atlantique nord permettent d'observer une influence de ce courant jusqu'aux Açores et l'Irlande. Au-delà de ces régions, le mélange progressif avec les masses d'eau sus et sous-jacentes, entamé depuis le Détroit de Gibraltar, ne permet plus de caractériser cet écoulement. Malgré cette importante extension latitudinale et longitudinale, la distribution des températures et salinités montre que le noyau de la MOW est cantonné à la péninsule ibérique avec un signal plus important vers 1000-

1200 m de profondeur, où les enregistrements des températures et salinités atteignent respectivement 13°C et 36,6 ‰.

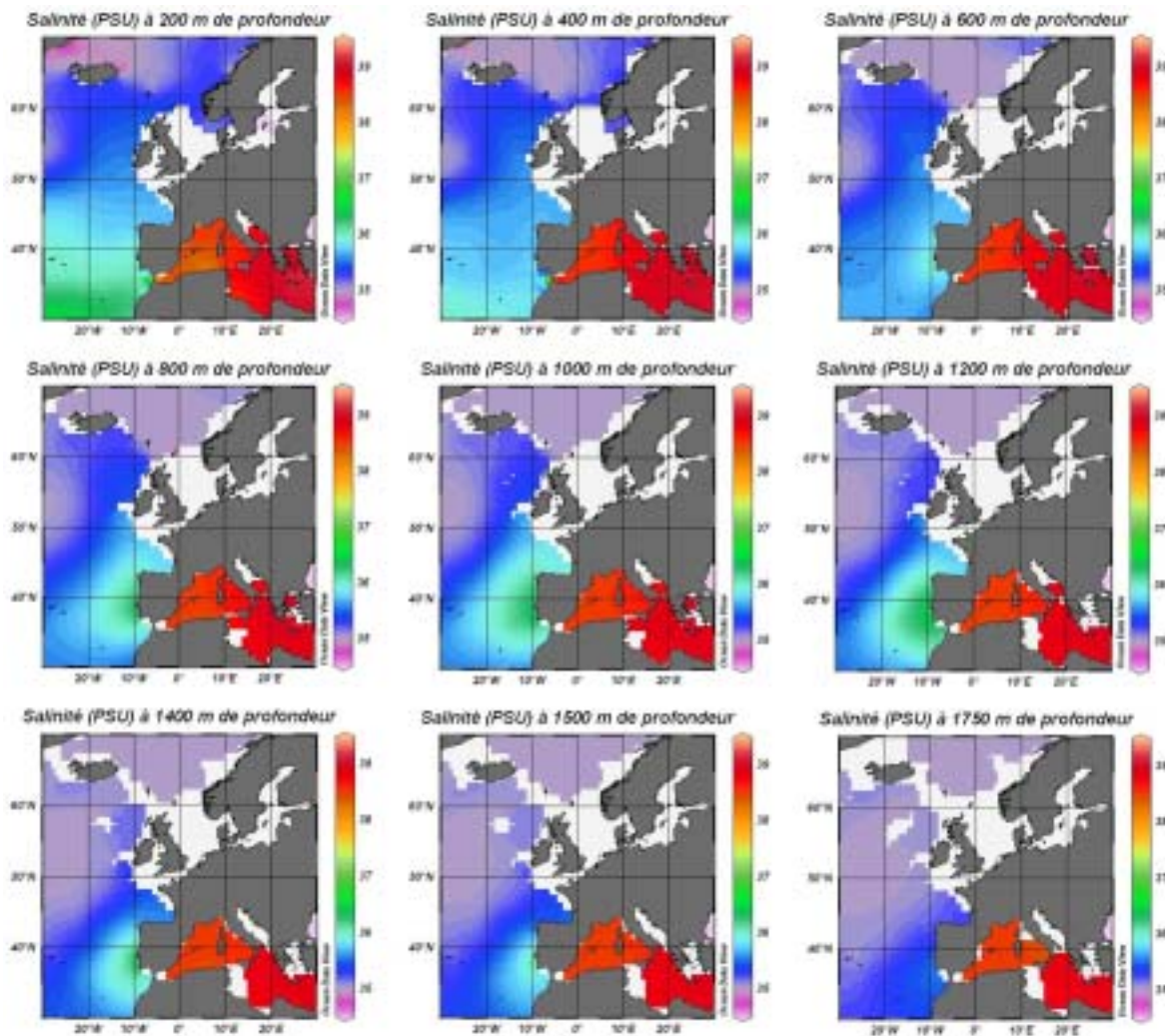


Figure III-2. Cartes de répartition des salinités entre 200 et 1750 m de profondeur dans l'océan atlantique nord-est (données de la World Ocean Database 1998).

I.2. Répartition de la veine d'eau méditerranéenne dans le Golfe de Cadix

Dans cette étude à l'échelle du Golfe de Cadix, la compilation des données fournies par le SISMER (<http://www.ifremer.fr/sismer/>) permet d'affiner la signature thermohaline de la MOW, obtenue précédemment à partir des données de la *World Ocean Database 1998*, dans cette partie de l'océan atlantique NE. L'essentiel des enregistrements à notre disposition ayant été effectués dans la partie supérieure de la tranche d'eau, entre la surface et 800 m de profondeur, ces données hydrologiques n'ont pas permis une caractérisation spatiale de la partie inférieure de la MOW.

L'orientation NNW/SSE que prend La MOW dès sa sortie du Déroit de Gibraltar montre l'impact de la force de Coriolis sur la trajectoire de cet écoulement (Figure III-3). Les valeurs les plus élevées de température (entre 13 et 14°C) et de salinité (entre 36,5 et 37 ‰), aux trois profondeurs de représentation choisis (400, 550 et 700 m), sont enregistrées près du fond

marin dans les parties les plus proches du Déroit de Gibraltar, montrant ainsi le placage de la MOW contre la pente continentale.

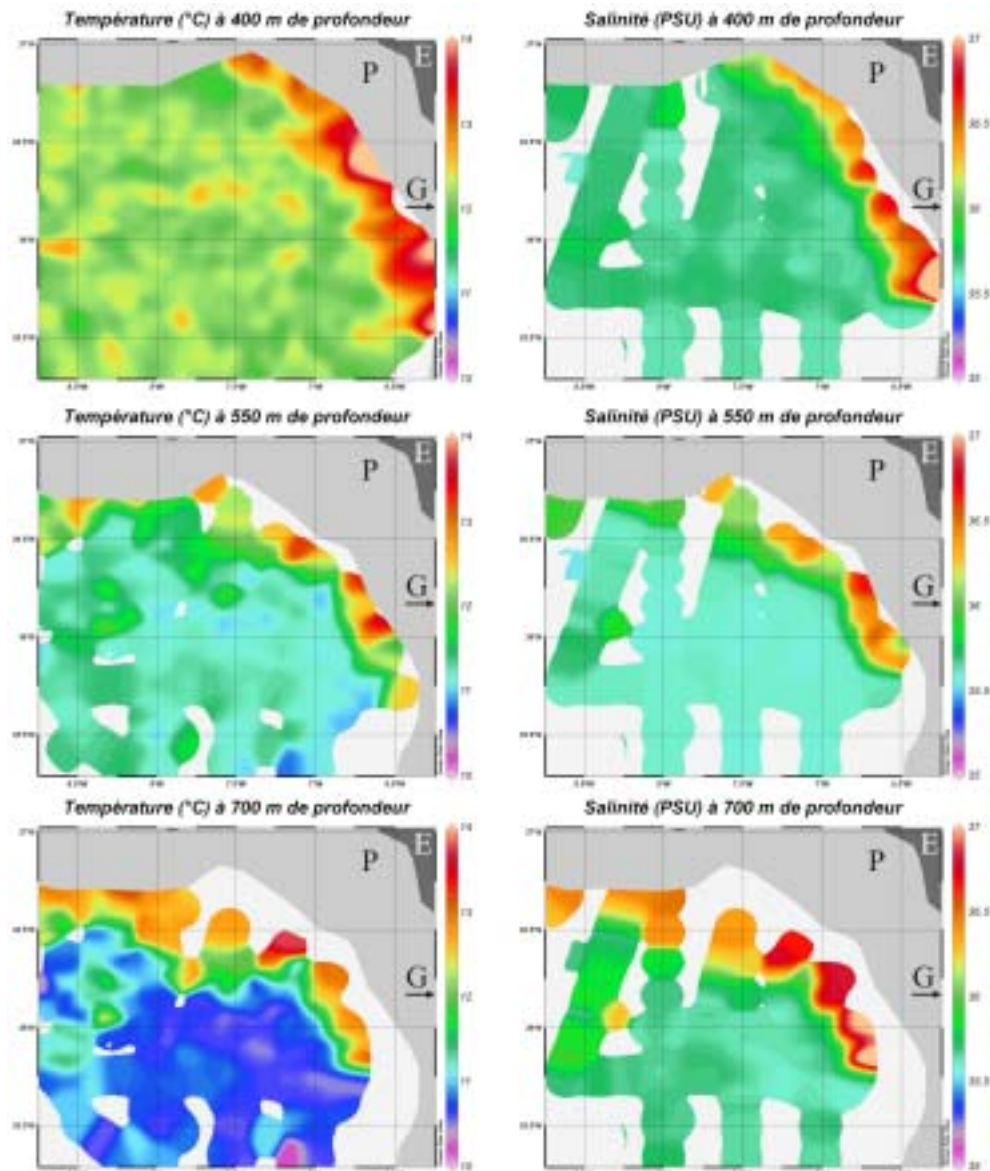


Figure III-3. Cartes de répartition des températures et salinités à 400, 550 et 700 m de profondeur dans le Golfe de Cadix (données du SISMER) ; E : Espagne, G : Déroit de Gibraltar, P : plateau continental.

Malgré des enregistrements incomplets à travers la colonne d'eau, les coupes effectuées le long des méridiens 7°W et 8°W et des parallèles 36°N et 36°30'N (Figure III-4) permettent d'observer ce lien étroit entre la bathymétrie et la MOW.

Le long du parallèle 36°30'N (Figure III-4A), la distribution des températures et des salinités montre que la MOW est en contact avec le fond marin sur l'ensemble de ce transect. Les maxima de salinité relatifs à la MOW varient peu le long de ce profil (entre 36,4 et 36,8 ‰), alors que les températures les plus élevées, de 14°C en moyenne, sont enregistrées en amont du méridien 7°W.

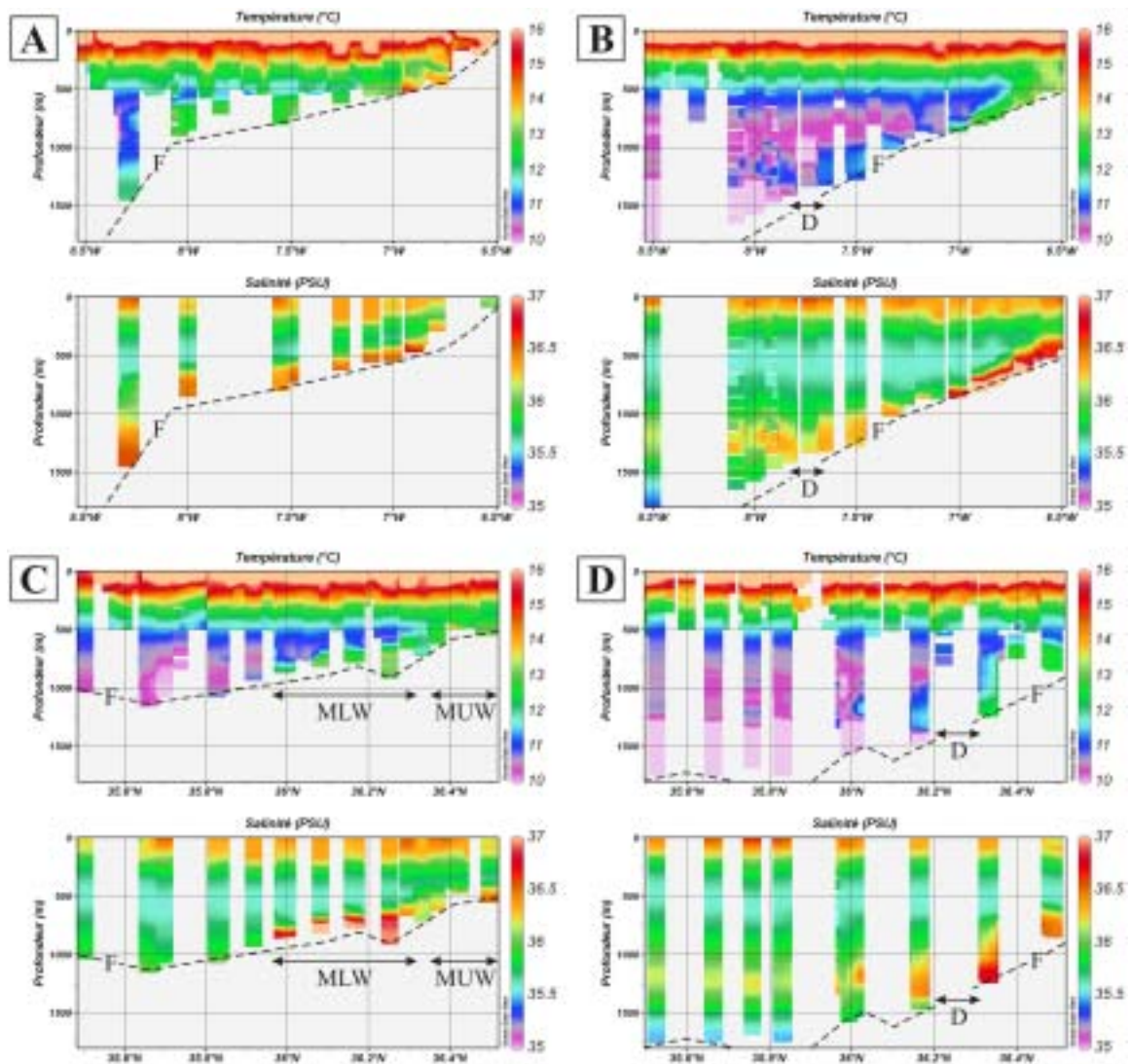


Figure III-4. Profils de température et de salinité dans le Golfe de Cadix (données du SISMER) ; A : le long de $36^{\circ}30'N$; B : le long de $36^{\circ}N$; C : le long de $7^{\circ}W$; D : le long de $8^{\circ}W$; D : zone de décollement de la MOW ; F : fond marin.

Le long du parallèle $36^{\circ}N$ (Figure III-4B), l'impact de la MOW sur la pente continentale est observé jusqu'aux alentours de $7^{\circ}40'N$. Les températures et les salinités les plus élevées sont enregistrées en haut de pente, entre 400 et 800 m de profondeur, avec des maxima atteignant respectivement $14^{\circ}C$ et 37 ‰ aux environs de 600 m de profondeur. Au-delà de $7^{\circ}40'N$, la MOW n'est plus en contact avec le fond et s'insère entre la NADW et la NACW à une profondeur moyenne de 1200 m et un noyau caractérisé par des températures d'environ $11^{\circ}C$ et des salinités de l'ordre de 36,4 ‰.

Le long du méridien $7^{\circ}W$ (Figure III-4C), les données de salinité montrent que la MOW n'est plus en contact avec le fond marin au-delà de $36^{\circ}N$. Au sud de $35^{\circ}50'N$, la signature thermohaline de la MOW n'est plus observable. Des températures de près de $14^{\circ}C$ et des salinités pouvant atteindre 37 ‰ sont enregistrées au niveau de la pente supérieure, entre 400 et 900 m de profondeur, l'enregistrement d'une baisse en températures ($11,6^{\circ}C$) et salinités (36 ‰) permet de caractériser deux masses d'eau. Au

nord de $36^{\circ}20'N$, les températures ($14^{\circ}C$) et les salinités ($36,4\text{‰}$) témoignent de la présence de la MUW. Au sud de $36^{\circ}20'N$, les températures plus basses ($< 13,4^{\circ}C$) et les salinités plus élevées (37‰) attestent de la présence de la MLW.

Le long du méridien $8^{\circ}W$ (Figure III-4D), les données de température et de salinité montrent que la MOW quitte la pente continentale entre $36^{\circ}12'N$ et $36^{\circ}20'N$. A cette longitude, la MOW présente toujours des salinités élevées ($36,8 \text{‰}$) mais les températures mesurées ($< 13^{\circ}C$) apparaissent plus basses que celles enregistrées en haut de pente le long des transects précédemment décrits. Cette baisse de température est à attribuer à la position du profil qui traverse uniquement des zones sous l'action de la MLW.

I.3. Schéma de circulation à l'échelle régionale

Les données fournies par les bathy-sondes et thermo-sondes acquises durant les missions CADISAR et CADISAR2 permettent de proposer un schéma de distribution de la MOW dans la partie orientale du Golfe de Cadix (Figure III-5).

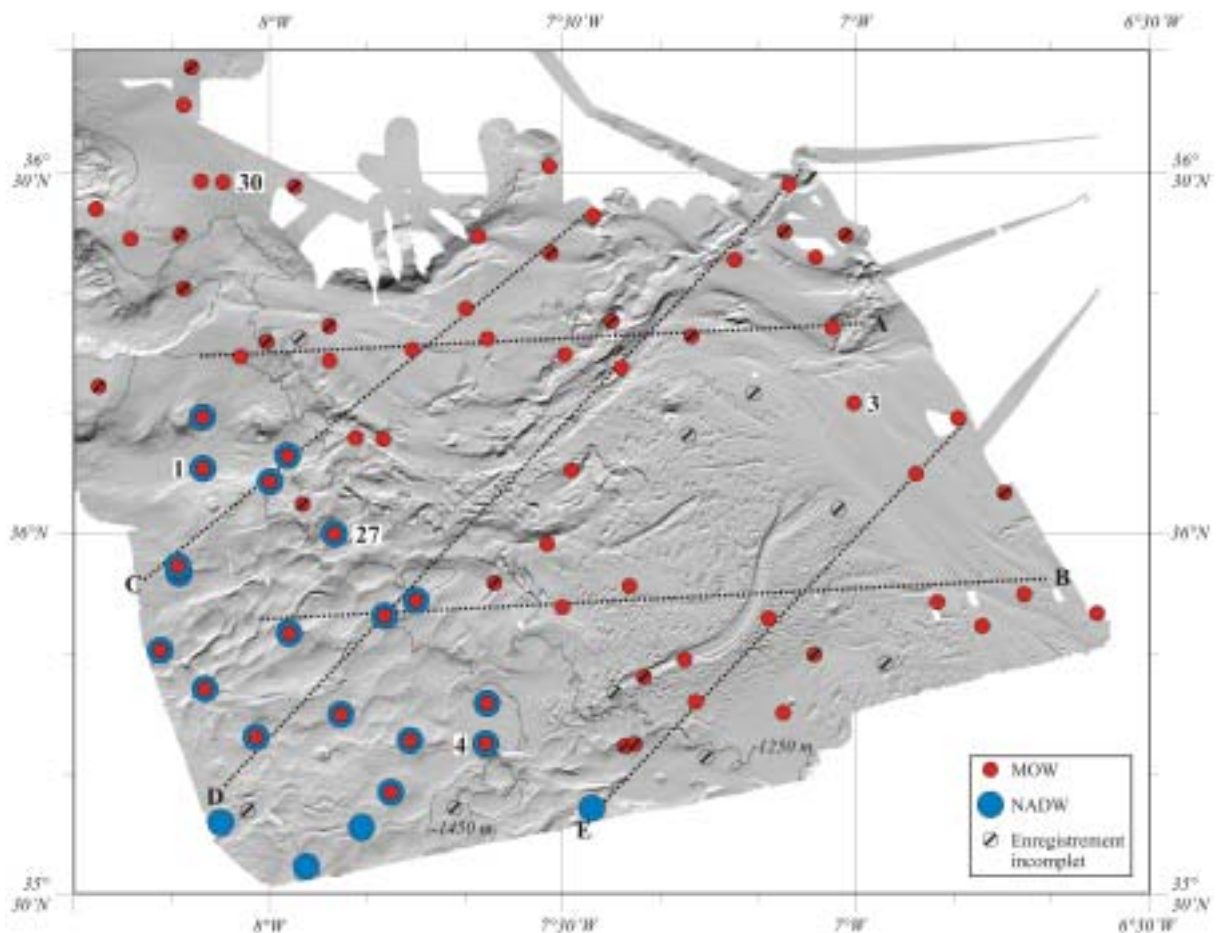


Figure III-5. Distribution des masses d'eau profondes dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Les traits en pointillés se rapportent aux profils visibles en Figure III-6 ; les numéros correspondent aux bathy-sondes et thermo-sondes de la Figure III-7. Une description détaillée de la zone est proposée sur la Figure III-8.

Cette représentation spatiale montre que la majeure partie de la zone d'étude est soumise à l'influence de ce courant. La MOW n'est plus en contact avec le fond à des profondeurs variant de 1450 m, en aval du chenal de Cadix, à 1250 m, au sud de 35°50'N. En dessous, la MOW s'insère entre la NADW et la NACW. Au Sud de 35°38'N, la MOW n'est plus observée dans les enregistrements.

A partir des coupes hydrologiques effectuées dans la zone d'étude, la MOW apparaît comme une langue d'eau épousant parfaitement la bathymétrie lors de son trajet sur le fond marin (Figure III-6). Malgré ce lien étroit existant entre la bathymétrie et la MOW, des variations dans l'épaisseur de cet écoulement sont observées.

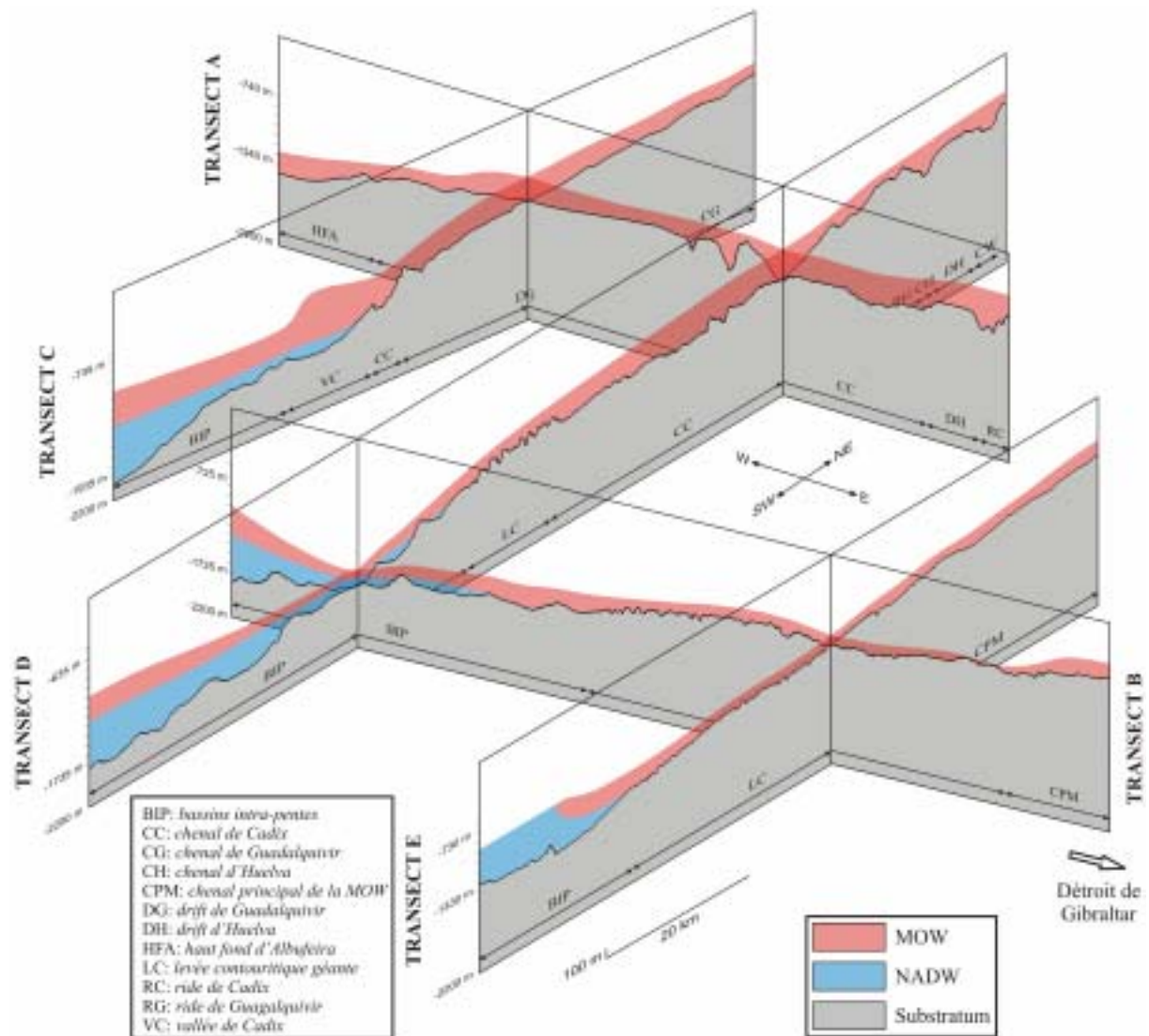


Figure III-6. Représentation 3D de coupes hydrologiques effectuées dans la partie orientale du Golfe de Cadix ; voir la localisation des profils sur la Figure III-5 ; G : Détroit de Gibraltar.

Dans les zones les plus proximales du Détroit de Gibraltar, l'épaisseur moyenne de la MOW est de 160 m. Les thermo-sondes acquises le long du chenal principal de la MOW

montre la présence, au sein de ce courant, de 2 masses d'eau pouvant être attribuées à la MUW et la MLW (*XBT3-CADISAR* ; Figure III-7). Dans cette partie de la zone, la MUW est à environ 11,7°C et la MLW à environ 12,9°C. Les profils de célérité montrent des vitesses de propagation plus importantes dans la MLW, démontrant ainsi son caractère plus salé.

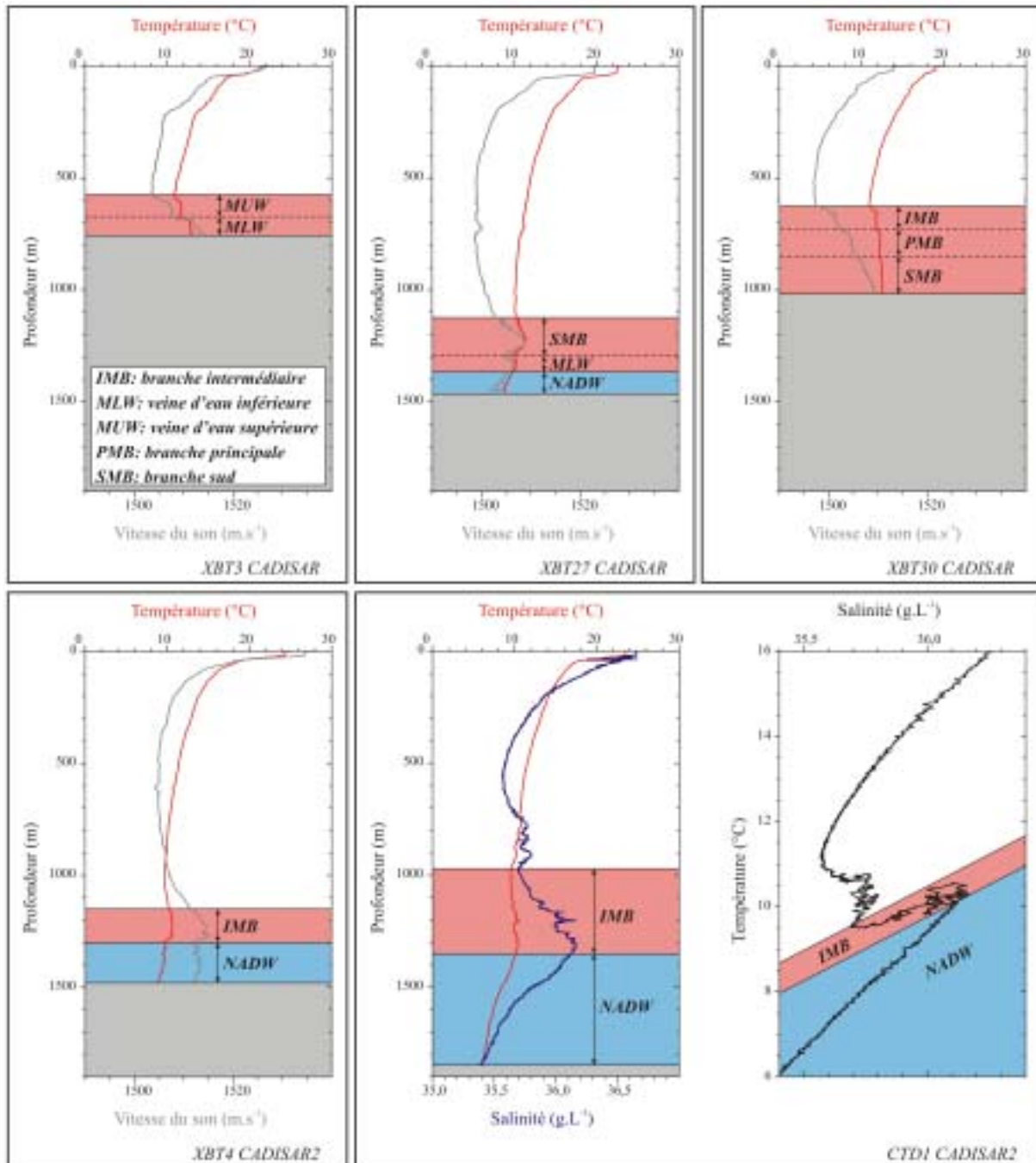


Figure III-7. Profils de bathy-sondes et thermo-sondes illustrant la superposition des différentes masses d'eau constituant la MOW ; voir la localisation des sondes sur la Figure III-5.

Lors de son trajet vers le Nord et l'Ouest, la MOW s'épaissit progressivement (Figure III-6). Au nord du Chenal de Cadix et le long de ce dernier, les épaisseurs moyennes

observées varient de 100 à 350 m avec une moyenne de 230 m. En aval du chenal de Guadalquivir, les épaisseurs observées sont globalement les plus importantes enregistrées dans la zone d'étude, avec des valeurs oscillant entre 160 et 520 m et une moyenne de 360 m. Le profil de célérité de la thermo-sonde XBT30 acquise à la sortie du chenal de Guadalquivir montre la superposition de plusieurs masses d'eau au sein de la MOW (Figure III-7). La position de cet enregistrement suggère la présence de l'IMB, la PMB et la SMB, se caractérisant respectivement par des températures de 11,8°C, 12,2°C et 12,4°C.

A l'Est du chenal de Cadix et dans la partie SE de la zone, où la MOW n'est plus en contact avec le fond, les épaisseurs rencontrées sont en moyenne de 230 m avec des maxima enregistrés aux alentours de la vallée de Cadix (400 m). La bathy-sonde CTD1 effectuée dans cette vallée montre la présence de la SMB (Figure III-7). Cette dernière est caractérisée par une température d'environ 10,1°C et une salinité moyenne de 36 g.L⁻¹.

La thermo-sonde XBT27 acquise dans la partie nord des bassins intra-pentes montre la présence de deux masses d'eau au sein de la MOW (Figure III-7). La position de cette sonde suggère le débordement, sur la levée contouritique géante, de la MLW et de la SMB. A cet endroit, ces écoulements se caractérisent respectivement par des températures atteignant 10,2°C et 11,3°C.

Plus au sud, un amincissement progressif de la MOW jusqu'à des épaisseurs avoisinant la soixantaine de mètres est observé au sein des enregistrements. Les thermo-sondes acquises dans cette zone montre que la MOW n'est constitué que d'un seul écoulement (*XBT4-CADISAR2* ; Figure III-7) correspondant à la partie de la MLW qui déborde sur la levée contouritique géante. Dans cette zone, cet écoulement se caractérise par des températures de l'ordre de 10,3°C.

I.4. Résumé des principaux résultats

- La salinité paraît être le meilleur traceur de la MOW depuis le Déroit de Gibraltar jusqu'aux hautes latitudes.
- A l'échelle de l'océan Atlantique nord, la signature thermohaline de la MOW est observée jusqu'aux Açores et l'Irlande.
- La distribution des températures et salinités montre que la MLW est la composante principale de la MOW.
- Dans les parties les plus proximales du Déroit de Gibraltar, la MOW est peu épaisse du fait de sa vitesse importante représentant un obstacle majeur au mélange avec les masses d'eau environnantes. Les salinités et températures les plus élevées sont enregistrées au débouché de ce déroit.
- Au fur et à mesure de son trajet vers les hautes latitudes, la MOW s'épaissit, se refroidit et subit une légère dessalure, du fait du mélange progressif avec les masses d'eau sus et sous-jacentes.
- Les variations d'épaisseur de la MOW peuvent être localement dues à la présence de plusieurs masses d'eau au sein de cet écoulement.
- Chaque branche de la MOW se caractérise par une signature thermohaline bien distincte. Dans le Golfe de Cadix, lorsque différentes branches de la MOW sont superposées, elles conservent leurs propres caractéristiques hydrologiques.
- Dans la partie orientale du Golfe de Cadix, au Sud de 35°38'N, la MOW n'est plus observée dans les enregistrements.

II. ANALYSE MORPHO-BATHYMETRIQUE

La partie du Golfe de Cadix étudiée dans ce travail se situe dans le quadrilatère $35^{\circ}31'N/8^{\circ}17'W - 35^{\circ}31'N/6^{\circ}34'W - 36^{\circ}37'N/6^{\circ}34'W - 36^{\circ}37'N/8^{\circ}17'W$ (Figure III-8). Cette zone s'étend à des bathymétries de 400 m dans la partie nord orientale à 2100 m dans la partie occidentale, avec une pente régionale inférieure à un degré à vergence NE. Le fond marin présente une bathymétrie complexe que l'on peut organiser en cinq secteurs morpho-bathymétriques :

- la zone des chenaux marquée principalement par sept chenaux contouritiques majeurs : (1) le chenal principal de la MOW (CPM, Figure III-8), (2) le chenal de Gil Eanes (CGE, Figure III-8), (3) le chenal de Cadix (CC, Figure III-8), (4) le chenal d'Huelva (CH, Figure III-8), (5) le chenal de Gusano (CGo, Figure III-8), (6) le chenal de Diego Cao (CDC, Figure III-8), et (7) le chenal de Guadalquivir (CG, Figure III-8) ;

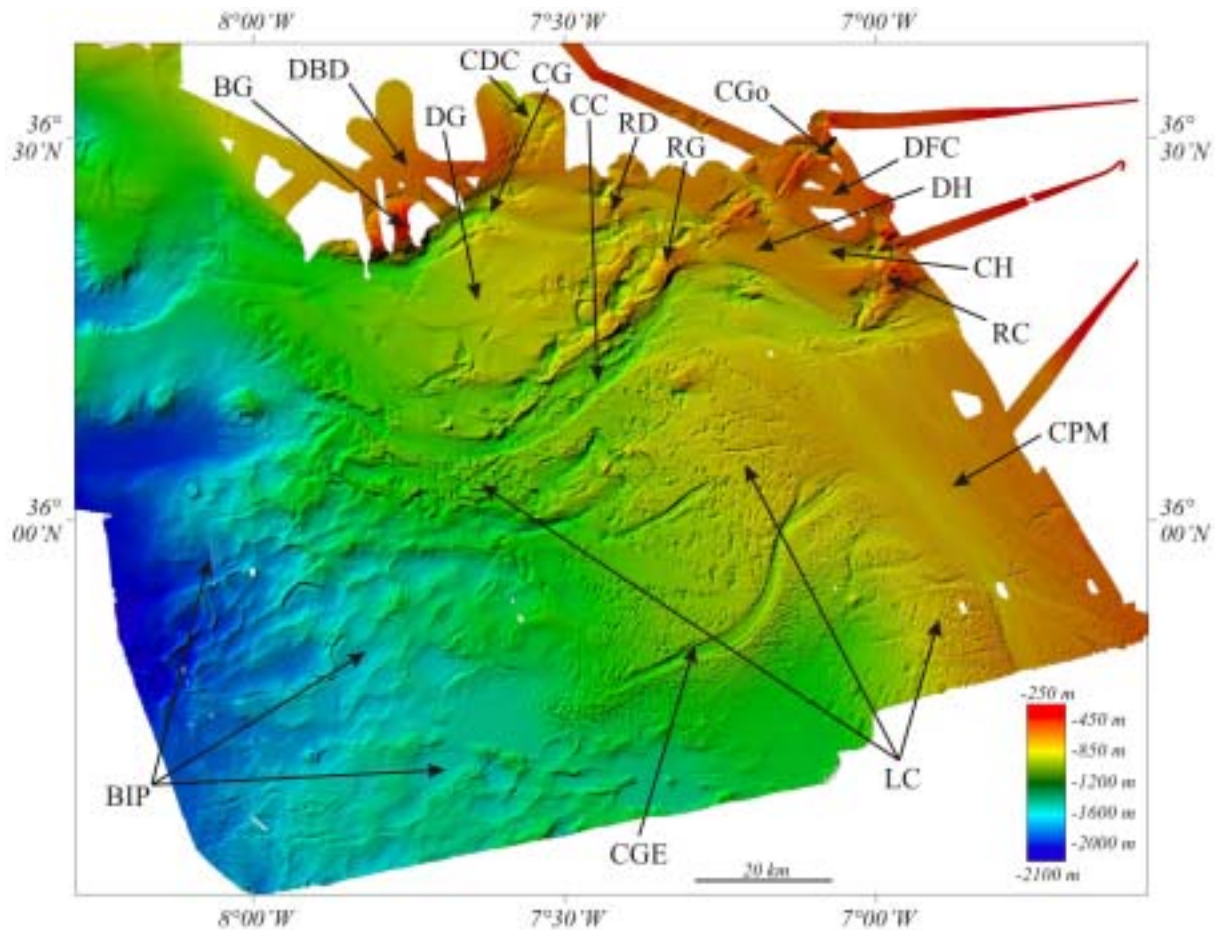


Figure III-8. Carte bathymétrique EM300 de la partie orientale du Golfe de Cadix. BG : Banc de Guadalquivir ; BIP : bassins intra-pente ; CC : chenal de Cadix ; CDC : chenal de Diego Cao ; CGE : chenal de Gil Eanes ; CG : chenal de Guadalquivir ; CGo : chenal de Gusano ; CH : chenal d'Huelva ; CPM : chenal principal de la MOW ; DBD : drift de Bartolome Dias ; DFC : drift de Faro-Cadix ; DG : drift de Guadalquivir ; DH : drift d'Huelva ; LC : levée contouritique géante ; RC : ride de Cadix ; RD : ride de Donana ; RG : ride de Guadalquivir.

- les reliefs bathymétriques représentés par : (1) la ride de Cadix (RC, Figure III-8), la ride de Donana (RD, Figure III-8), (2) la ride de Guadalquivir (RG, Figure III-8), et (3) le banc du Guadalquivir (BG, Figure III-8) ;
- les zones caractérisées par une faible rugosité : (1) le *drift* d'Huelva (DH, Figure III-8), (2) le *drift* de Faro-Cadix (DFC, Figure III-8), (3) le *drift* de Bartolome Dias, et (4) le *drift* de Guadalquivir (DG, Figure III-8) ;
- la levée contouritique géante (LC, Figure III-8) ;
- les bassins intra-pente (BIP, Figure III-8), localisés dans la partie SW de la zone d'étude.

La nomenclature des différentes structures étudiées dans la suite de ce mémoire se base principalement sur la terminologie employée par Kenyon et Belderson (1973), Vanney et Mougenot (1982), Hernandez-Molina *et al.* (2003), Mulder *et al.* (2003) et Llave (2004).

II.1. Les chenaux

II.1.1. Le chenal principal de la MOW

Le chenal principal de la MOW, uniquement cartographié dans ses parties aval et occidentale s'étend de façon rectiligne sur plus de 60 km de long et 25 km de large. Sa bathymétrie est comprise entre 550 m et 800 m et sa pente moyenne est d'environ 0,2° (Figure III-9D). Ce chenal, drainant la totalité de la MOW, présente de grands sillons pluri-kilométriques (*furrows*) globalement orientés NW/SE dans la partie amont et NNW/SSE dans la partie aval (Figure III-9). Ces derniers, d'une profondeur comprise entre 10 et 30 m et d'une largeur atteignant 600 m, sont observés plus fréquemment dans la partie amont du chenal, à l'Ouest de 6°48'W.

Deux secteurs sont distingués de part et d'autre d'une fosse concave discontinue de 11 km de long, d'une soixantaine de mètre de haut et de 800 m de large (Figure III-9). Le secteur sud, hautement réflectif et à vergence NNW, a une morphologie accidentée en raison de la présence de nombreuses petites entailles orientées NNE/SSW de longueur pluri-hectométrique, d'une trentaine de mètre de haut et de 300 à 600 m de large (Figure III-9A). Ce secteur se caractérise également par de nombreuses petites dépressions circulaires interprétées comme des pockmarks dont les plus importantes atteignent 400 m de diamètre pour une profondeur d'environ 15 m.

Le secteur nord du chenal présente en revanche une morphologie beaucoup plus plane et une réflectivité moyenne. La pente générale y est globalement dirigée vers l'W-SW avec une rupture de pente notable entre la partie orientale et occidentale de ce secteur (Figure III-9E). Des irrégularités bathymétriques sont cependant observées dans cette zone. Ces dernières, classées en deux catégories, confèrent à ce secteur une certaine rugosité. Le premier groupe d'irrégularités s'observe le long de la partie occidentale du chenal et se présente sous la forme de dunes orientées NE/SW organisées de façon régulière en champs étroits et allongés d'orientation NW/SE (Figure III-9B). Ces dunes se caractérisent par des amplitudes

comprises entre 2 et 8 m et des longueurs d'ondes de 200 à 300 m. Le deuxième groupe d'irrégularités observé au Nord du chenal présente une réflectivité plus faible et se matérialise sous la forme de dunes orientées ENE/WSW à NNE/SSW (Figure III-9C). Ces dernières, organisées en réseau dense, se caractérisent par des amplitudes comprises entre 2 et 8 m et des longueurs d'ondes de 200 à 300 m.

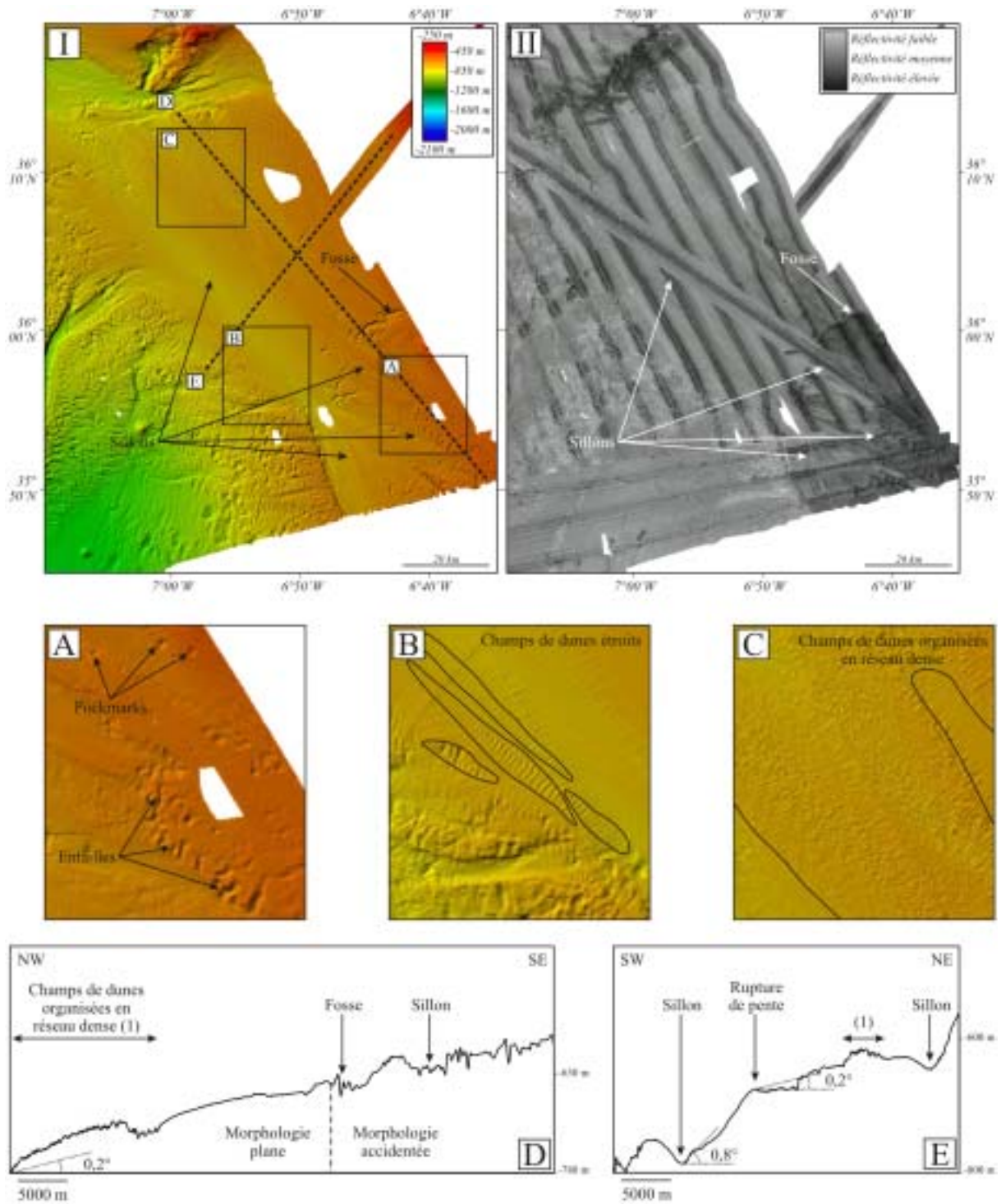


Figure III-9. Physiographie du chenal principal de la MOW. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B-C : détails bathymétriques ; D-E : profils bathymétriques.

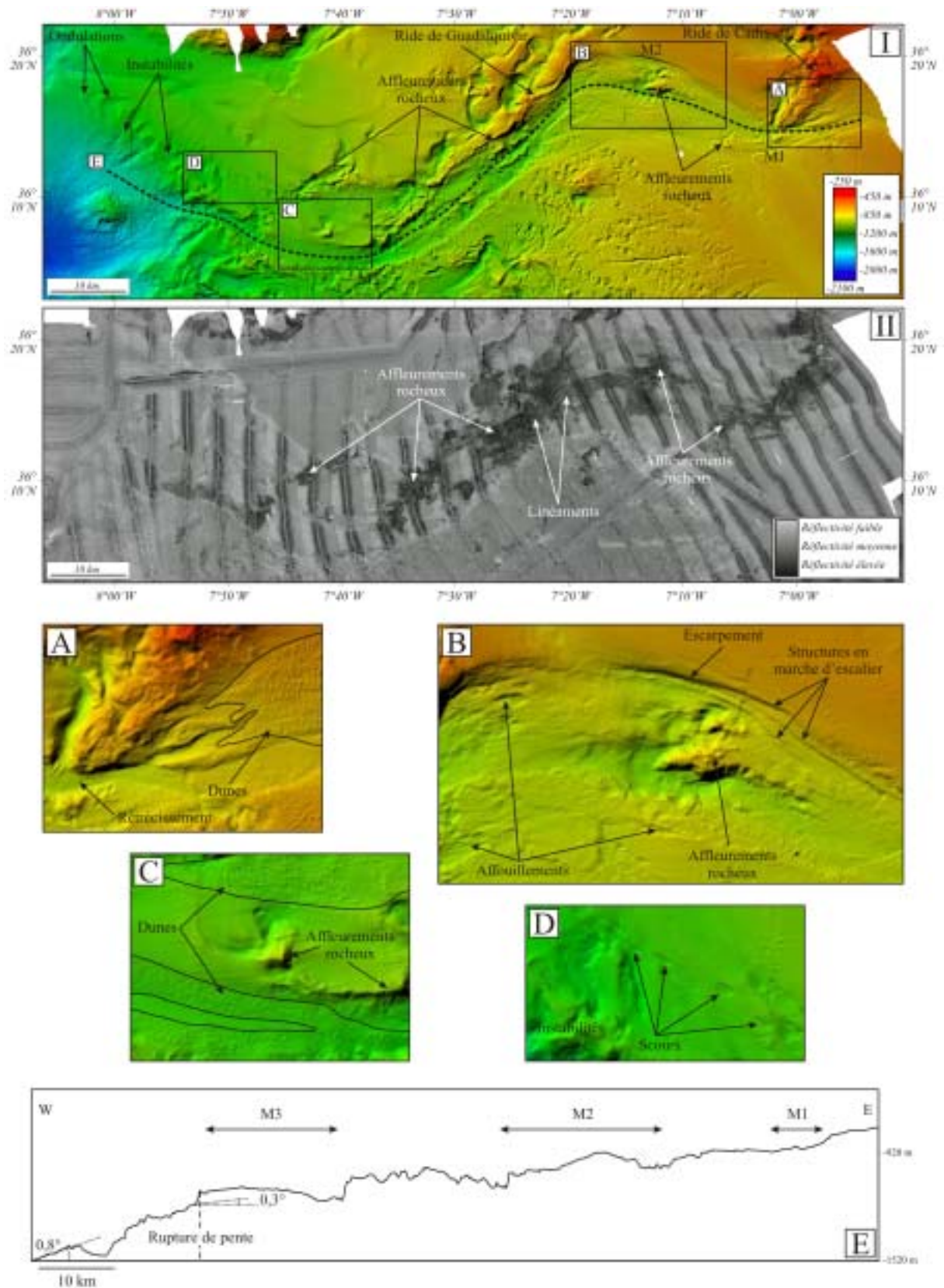


Figure III-10. Physiographie du chenal de Cadix. I: bathymétrie EM300 ; II: imagerie EM300 ; A-B-C-D : détails bathymétriques ; E : profil bathymétrique correspondant à l'incision principale du chenal ; M1, M2, M3 : méandres.

II.1.2. Le chenal de Cadix

Le chenal de Cadix draine la SMB. Il traverse d'Est en Ouest la pente médiane du Golfe sur une distance de plus de 110 km et à des bathymétries comprises entre 650 m dans sa partie amont et 1 500 m dans sa partie aval (Figure III-10). Une incision plus marquée est observée le long de son thalweg. Cette dernière atteint localement 2 km de large et 150 m de profondeur. Elle correspond au tracé du chenal *sensu stricto* (Figure III-10E). Une rupture de pente est observée dans le chenal aux alentours de 7°47'W, la pente moyenne passant de 0,3° dans la partie orientale à 0,8° dans la partie occidentale (Figure III-10E). Cette augmentation d'inclinaison s'accompagne d'une réduction de la largeur du chenal *sensu stricto* et d'une augmentation de la réflectivité.

Le chenal dont la sinuosité est de 1,1 montre trois méandres à rayons de courbure importants (M1 à M3, Figure III-10) dont la position apparaît gouvernée par la présence des rides de Cadix et de Guadalquivir. En moyenne de 6 km, la largeur du chenal atteint 12 km à l'aplomb des méandres M2 et M3. En revanche, cette valeur décroît à 2 km au niveau du méandre M1. Ce resserrement s'accompagne de la disparition du champ de dunes observé dans la partie amont de ce méandre (Figure III-10A). Les dunes, de 2 à 4 m d'amplitude et d'environ 250 m de longueur d'onde, présentent une orientation N/S à NNE/SSW évoluant progressivement vers le NNW/SSE à l'approche du rétrécissement (Figure III-10A). Les méandres sont marqués dans leur partie convexe par un escarpement présentant, dans le cas du méandre M2, une morphologie en marche d'escalier (Figure III-10B).

A l'Ouest du rétrécissement, le fond de chenal est marqué par des affouillements principalement localisés le long du méandre M2 et de la ride de Guadalquivir, et par des affleurements rocheux identifiables par leur réflectivité très élevée (Figure III-10B). Ces affleurements présentent également des linéaments de moindre réflectivité orientés parallèlement à l'axe du chenal. Quelques zones d'affleurements sont également observées plus distalement dans la partie occidentale du chenal, zone caractérisée par une réflectivité moins élevée. Le méandre M3 présente une surface grumeleuse attribuable à des dunes de 2 à 8 m d'amplitude, 200 à 300 m de longueur d'onde, dont les crêtes présentent une orientation N/S à NNE/SSW (Figure III-10C). Un alignement de *scours* orientés WNW/ESE s'observe à l'Ouest de 7°45'W, méridien à partir duquel le flanc nord du chenal n'est plus clairement identifiable (Figure III-10D). Plus distalement, dans la continuité de cet alignement, des cicatrices de glissement évoluant progressivement vers de grandes ondulations bathymétriques en forme de croissant sont observées.

II.1.3. Le chenal de Gil Eanes

Le chenal de Gil Eanes, connecté dans sa partie amont au chenal principal de la MOW, draine vers le fond de bassin une partie de la LMB. Ce chenal est globalement orienté NE/SW et caractérisé par une réflectivité moyenne et une pente de l'ordre de 0,5°. Sa bathymétrie est comprise entre 800 et 1200 m (Figure III-11F). Il s'étend sur environ 40 km et montre trois méandres (M1, M2, M3, Figure III-11).

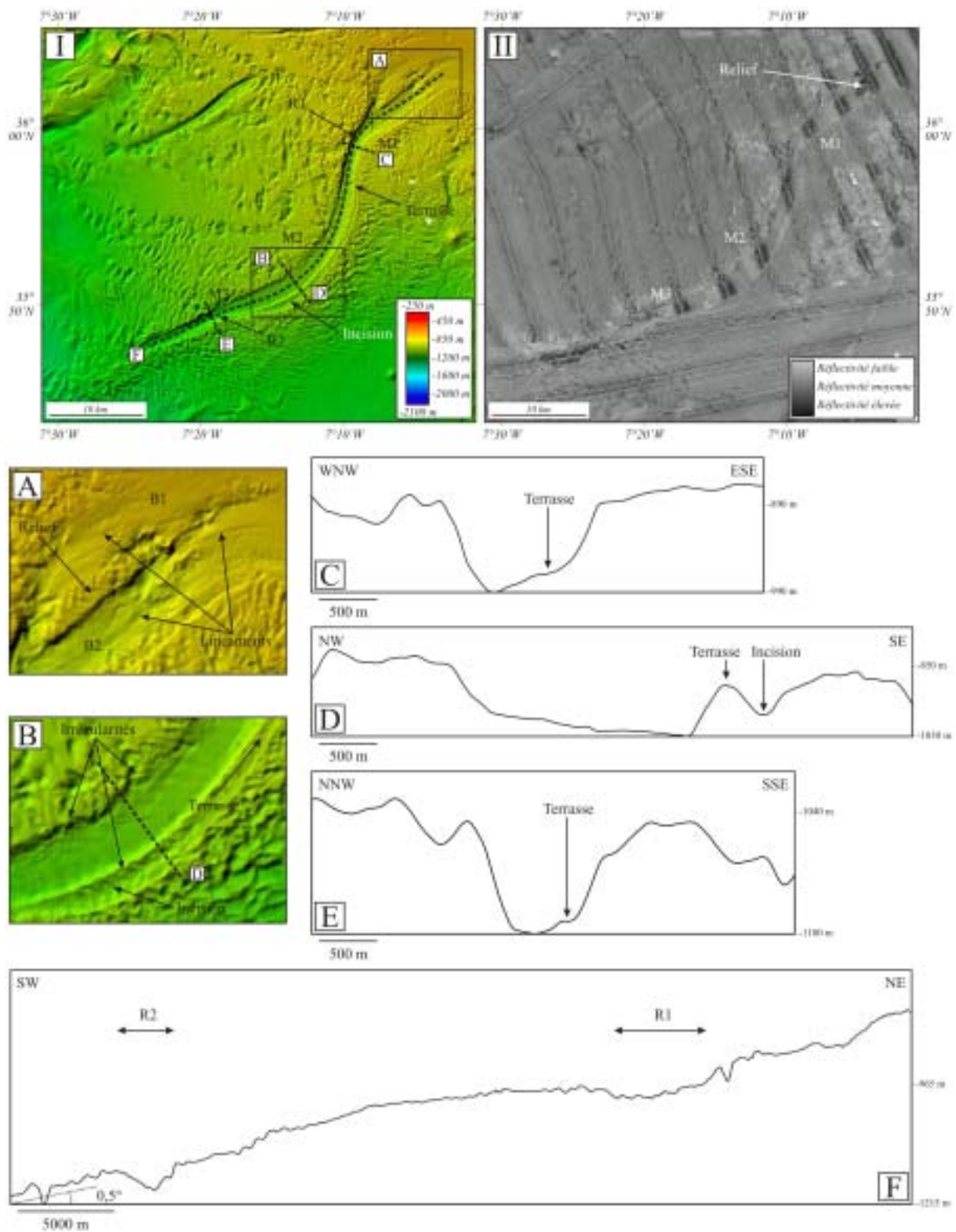


Figure III-11. Physiographie du chenal de Gil Eanes. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : détails bathymétriques ; C-D-E-F : profils bathymétriques ; B1, B2 : branches du chenal ; R1, R2 : rétrécissements ; M1, M2, M3 : méandres ; T : terrasse.

A proximité de son embouchure, où la largeur atteint 5 km et où des linéaments parallèles à l'axe du chenal sont observés, la présence d'un relief bathymétrique orienté NE/SW provoque la séparation du chenal en deux branches (B1 et B2, Figure III-11A). Vers 7°08'W,

ces deux branches convergent pour à nouveau ne former qu'un chenal dont l'orientation s'incline vers le Sud. Les zones de courbure maximale des méandres M1 et M3 correspondent à deux rétrécissements (R1 et R2, Figure III-11), soulignées par un surcreusement du chenal (Figure III-11F). A ces endroits, le chenal présente une morphologie en « V » asymétrique avec un flanc nord abrupt et un flanc sud marqué à sa base par une terrasse peu développée et confinée (Figure III-11C et E). L'entrée dans le méandre M2 s'accompagne d'un élargissement du chenal et de la mise en place d'une incision étroite (Figure III-11D). Cette dernière sépare progressivement la terrasse du flanc sud du chenal, créant ainsi un relief bathymétrique d'une cinquantaine de mètres d'élévation. Cette incision, pouvant être associée à une branche mineure où une partie des écoulements est chenalisée, disparaît progressivement à l'approche de C2. Le chenal retrouve alors un profil bathymétrique similaire à celui observé à travers C1 et se caractérise dès lors par une largeur de 1 km (Figure III-11E). Vers 7°25'W, le débouché du chenal se caractérise par une zone allongée orientée WNW/ESE présentant une surface irrégulière marquée à l'imagerie par une réflectivité faible. Les bordures du chenal présentent de nombreuses irrégularités topographiques mises en évidence sur l'imagerie par une frange peu réflective, en particulier le long du flanc nord. Des irrégularités sont également observées le long de l'incision précédemment décrite (Figure III-11B).

II.1.4. Le chenal d'Huelva

Le chenal d'Huelva, dont les parties occidentale et orientale ne sont pas cartographiées, se situe dans la partie NE de la zone d'étude. Ce chenal traverse les rides de Cadix et de Guadalquivir à une bathymétrie moyenne de 750 m (Figure III-12). Il se caractérise par des profondeurs d'environ 150 m dans sa partie amont, 50 m dans sa partie centrale et 100 m dans sa partie aval. Le chenal présente une morphologie en « V » asymétrique avec un flanc nord apparaissant mieux marqué topographiquement, en particulier à l'approche de la ride de Guadalquivir alors que le flanc sud n'est que légèrement observable (Figure III-12B). L'orientation du thalweg, E/W dans la partie orientale, devient NW aux alentours de 7°04'W. Une réduction de la largeur du chenal est observée de part et d'autre de la ride de Guadalquivir : en moyenne de 3 km à l'Est de la ride, sa largeur est inférieure à 1 km à l'Ouest de celle-ci. Cette réduction de largeur s'accompagne d'un approfondissement du chenal (Figure III-12A).

Dès le franchissement de la ride de Cadix, le chenal présente une réflectivité élevée diminuant progressivement vers l'Ouest (Figure III-12). Le profil longitudinal du fond de chenal montre, qu'une fois passé cette ride, l'IMB s'écoule à contre pente jusqu'aux alentours de 7°08'W, zone où des affleurements rocheux sont observés dans le fond de chenal (Figure III-12A).

Une incision d'une quinzaine de mètres de profondeur et de 500 m de large orientée E/W est reconnue dans la continuité du flanc sud du chenal à l'Ouest de la ride de Cadix (Figure III-12). Un contraste de réflectivité s'observe le long de cette dernière, suggérant qu'une partie de l'IMB ne se cantonne pas au chenal d'Huelva et continue son trajet vers l'Ouest.

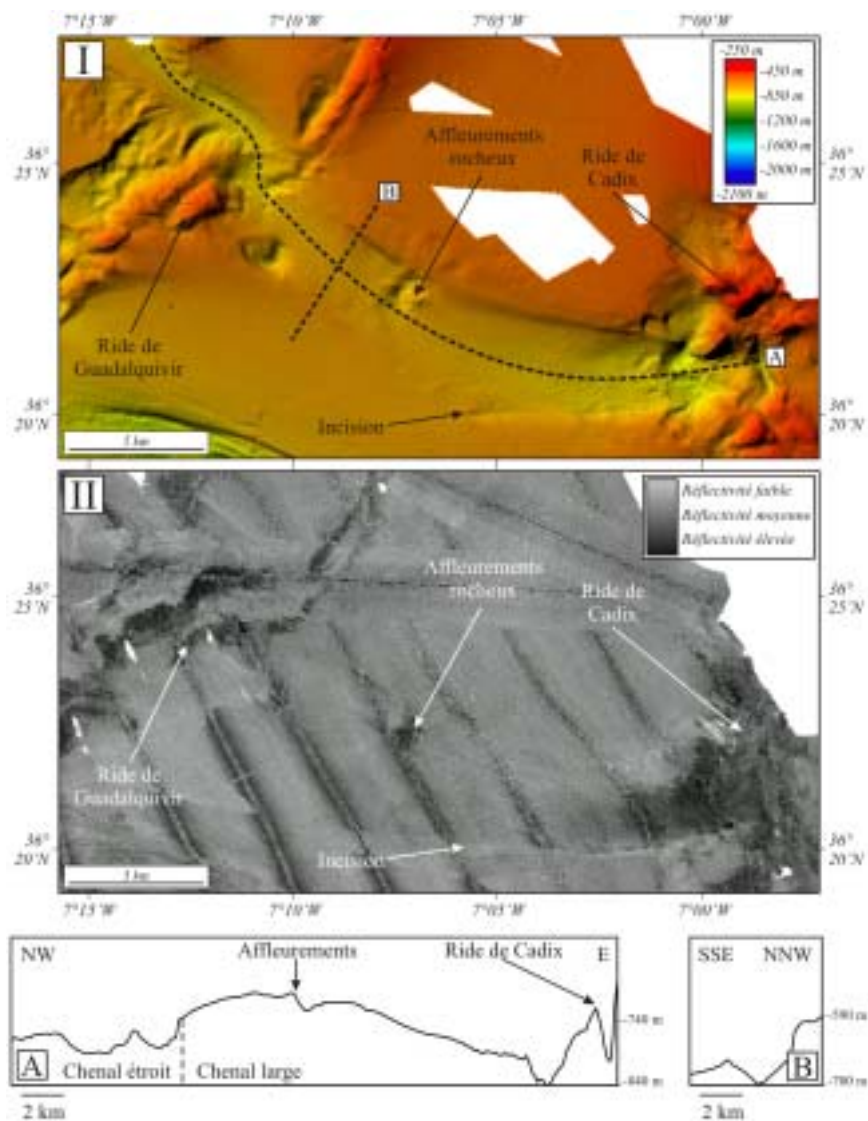


Figure III-12. Physiographie du chenal d'Huelva. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : profils bathymétriques.

II.1.5. Le chenal de Gusano

Le chenal de Gusano, uniquement cartographié dans sa terminaison aval, est observé dans la partie NE de la zone d'étude.

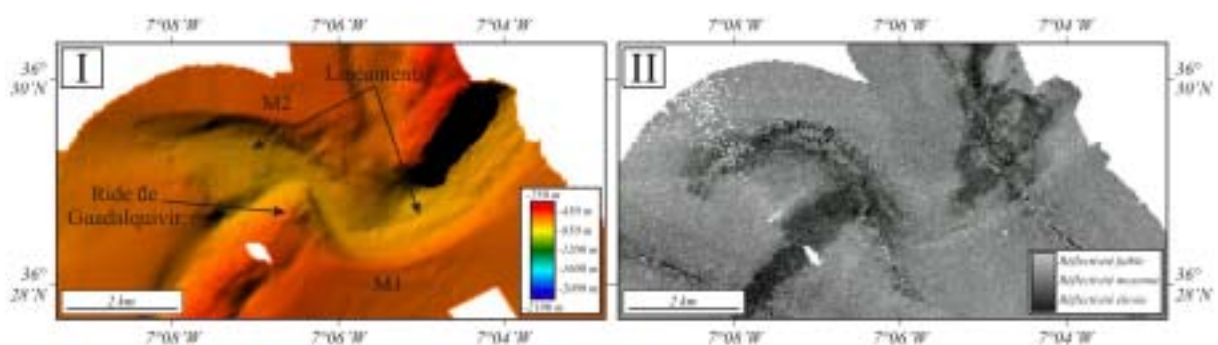


Figure III-13. Physiographie du chenal de Gusano. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; M1, M2 : méandres.

Ce chenal, d'une réflectivité moyenne, s'étend à une bathymétrie d'environ 660 m et est caractérisé par des profondeurs s'échelonnant entre 120 et 180 m (Figure III-13). D'environ 1,5 km, sa largeur se réduit à 750 m au passage de la ride de Guadalquivir. Cette zone montre deux méandres (M1 et M2, Figure III-13) présentant un escarpement dans leur partie convexe. Des linéaments parallèles à l'axe du thalweg et légèrement marqués sur la bathymétrie sont observés le long du chenal qui disparaît à l'Ouest de 7°08'W.

II.1.6. Le chenal de Guadalquivir

Le chenal de Guadalquivir, cartographié dans la partie nord de la zone d'étude, draine la PMB. Ce chenal s'étend sur plus de 75 km. Sa bathymétrie est comprise entre 800 m dans sa partie amont et 1 300 m dans sa partie aval (Figure III-14). Globalement orienté E/W, son tracé subit une déflexion vers le SW à l'approche du banc de Guadalquivir. Le chenal traverse dans sa partie amont la ride de Donana, zone hautement réflective orientée N/S (RD, Figure III-14A). Le flanc occidental de cette ride montre une vallée marginale étroite de 200 m de profondeur. Une fois cet obstacle franchi, le chenal montre clairement deux branches (B1 et B2, Figure III-14A et C) s'individualisant progressivement dès 7°20'W. La profondeur de B1 et B2, d'environ 100 m vers 7°27'W, diminue rapidement vers l'Ouest et se stabilise à une vingtaine de mètres aux alentours de 7°29'W. Leur tracé est souligné par la présence d'une zone ovoïde et plane, allongée dans la direction E/W (ZI, Figure III-14). Cette zone, globalement caractérisée par une faible réflectivité, culmine à une vingtaine de mètres au-dessus du fond de chenal de B1 et à une centaine de mètres au-dessus du fond de chenal de B2 (Figure III-14C). Le tracé de B1 et B2 est également souligné par une augmentation de réflectivité le long de leur thalweg (Figure III-14). Il est important de noter que cette frange réflective déborde sur une partie de ZI, indiquant qu'une partie de la PMB s'écoule également dans cette zone. Cette affirmation est renforcée par la présence d'une très légère dépression entre B1 et B2 assimilable à une troisième branche (B3, Figure III-14A et C), éphémère dans l'espace puisqu'elle disparaît topographiquement aux alentours de 7°32'W. Plus au Sud, une quatrième branche est également distinguée à la bathymétrie et l'imagerie (B4, Figure III-14A et C). D'environ 1 km de large à la sortie de la ride de Donana, cette branche s'évase aux alentours de 7°30'W avant de disparaître vers 7°32'W, longitude à laquelle la réflectivité dans cette zone diminue.

A partir de 7°35'W, les branches B1 et B2 convergent pour ne former qu'un seul chenal qui, aux alentours de 7°39'W, bifurque vers le SW du fait de l'obstacle créé par le banc du Guadalquivir (Figure III-14B). Cette convergence s'accompagne d'une diminution de la largeur du chenal (3 km), d'un approfondissement de celui-ci (250 m), et du passage d'un fond lisse à un fond rugueux. Cette rugosité est attribuable à la présence d'affouillements et d'affleurements rocheux identifiés par une augmentation locale de la réflectivité, et par des linéaments orientés dans la direction de l'axe du chenal (Figure III-14B).

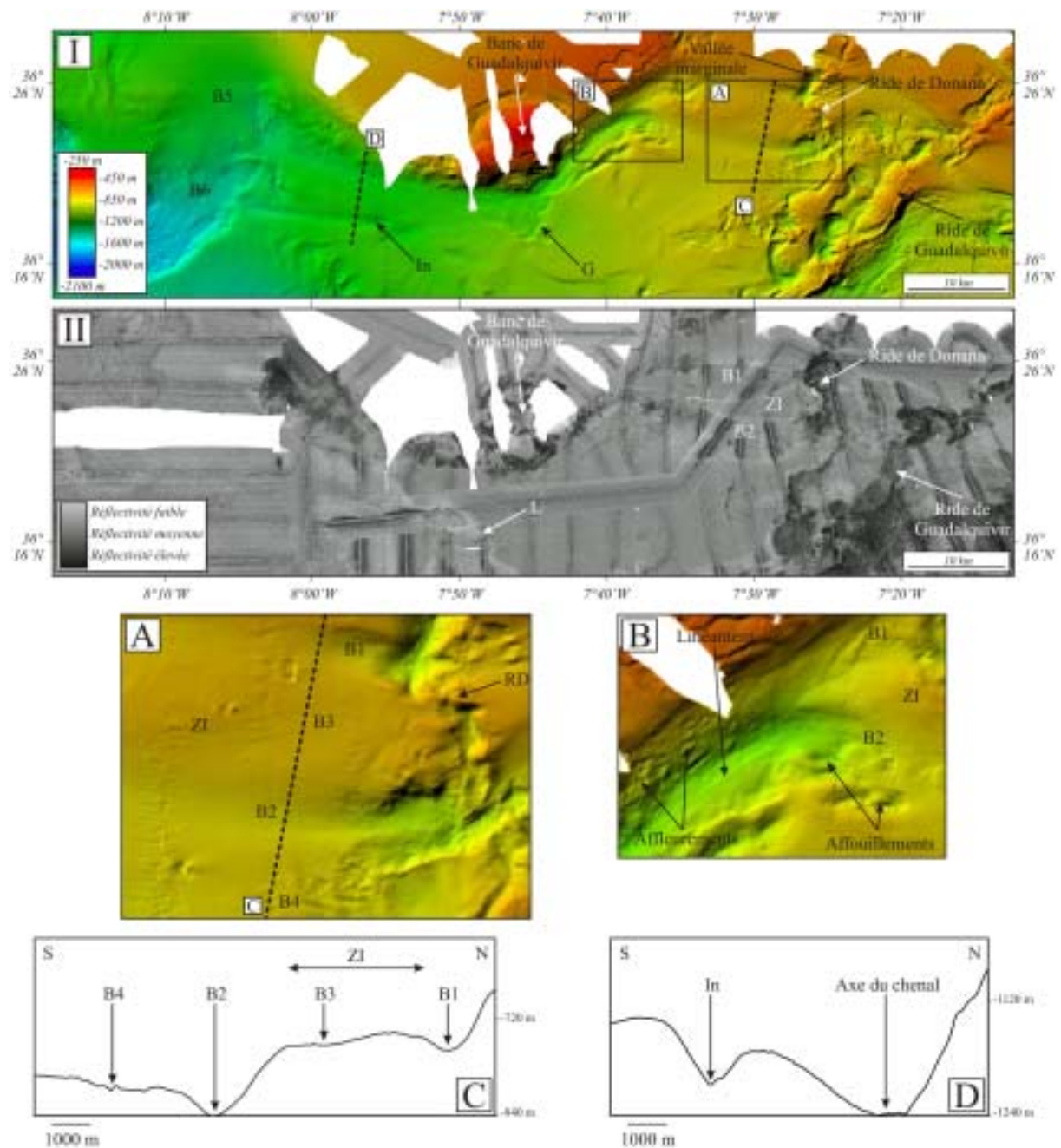


Figure III-14. Physiographie du chenal de Guadalquivir. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B : détails bathymétriques ; C-D : profils bathymétriques ; B1, B2, B3, B4, B5 : branches du chenal ; G : glissement ; In : incision ; L : limite de réflectivité ; RD : ride de Donana ; ZI : zone inter-écoulements.

Aux alentours de 7°45'W, le chenal de Guadalquivir reprend une direction E/W évoluant progressivement vers le WNW/ESE plus distalement. A cette longitude, une rupture du flanc sud du chenal, attribuable à un grand glissement, est observée (G, Figure III-14). La présence de ce glissement coïncide avec un élargissement et une réduction de profondeur du chenal et s'accompagne d'un aplanissement du fond. Aux environs de 8°06'W, le chenal se divise en deux branches. La branche supérieure (B5, Figure III-14), peu marquée topographiquement, est orientée vers le NW. La branche inférieure (B6, Figure III-14) qui bifurque vers le SW est

très clairement identifiable sur la bathymétrie puisque sa profondeur atteint 300 m. Entre cette branche et le glissement G, le flanc sud du chenal montre une pente très douce correspondant à une légère dépression évoluant distalement vers une incision d'1 km de large et 35 m de profondeur (I, Figure III-14D). La terminaison aval de cette dépression coïncide avec la terminaison aval du chenal de Cadix.

Vers 7°51'W, une limite nette de réflectivité orientée NE/SW est observée à travers le chenal de Guadalquivir (L, Figure III-14). Ce brusque passage à une réflectivité plus faible est attribuable à la circulation de la partie non chenalisée de la SMB dont la trajectoire est globalement NE/SW dans cette zone.

II.1.7. Le chenal de Diego Cao

Le chenal de Diego Cao, cartographié sur uniquement une douzaine de kilomètre se situe au Nord de la partie orientale du chenal de Guadalquivir. Sa bathymétrie est de l'ordre de 800 m (Figure III-1). Ce chenal, dont la profondeur atteint 300 m vers 7°34'W, présente une morphologie en « V » avec un flanc nord légèrement plus raide que le flanc sud (Figure III-15A). A l'approche du banc de Guadalquivir, le chenal subit une bifurcation vers le NW. Sur l'imagerie, le chenal se caractérise par une réflectivité élevée que l'on retrouve également sur l'interfluve méridional, du fait de la forte rugosité qui caractérise cette zone (Figure III-15).

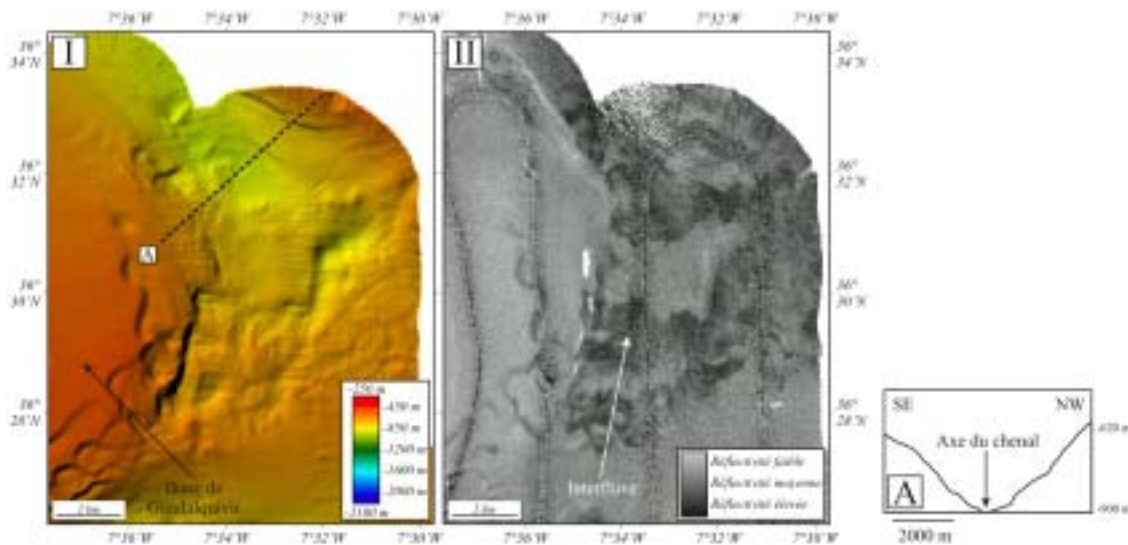


Figure III-15. Physiographie du chenal de Diego Cao. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A : profil bathymétrique.

II.1.8. Les chenaux secondaires

De nombreux chenaux secondaires sont reconnus au Sud de 36°10'N et à l'Ouest de 6°50'W. Au Sud du chenal de Gil Eanes, la bathymétrie très irrégulière souligne néanmoins la présence de cinq chenaux globalement orientés E/W entre 6°48'W et 7°04'W (Ch1 à Ch5, Figure III-16).

- Le chenal Ch1 est connecté au chenal principal de la MOW (CPM, Figure III-16). Il est caractérisé par une longueur de 17 km et une profondeur d'environ 40 m atteignant localement 80 m dans sa partie aval. D'environ 6 km à son embouchure, sa largeur décroît à 600 m dans sa partie aval. Orienté WNW/ESE puis WSW/ENE dans sa partie amont, il bifurque vers le sud aux alentours de 7°02'W avant de terminer sa course à l'Ouest du volcan de boue St-Pétersbourg (V, Figure III-16) vers 1000 m de profondeur. Ce chenal présente un fond rugueux et une réflectivité moyenne également observée dans la continuité du chenal en amont du point de bifurcation, suggérant ainsi qu'une partie des écoulements drainés par ce chenal continuent leur course vers le SW.

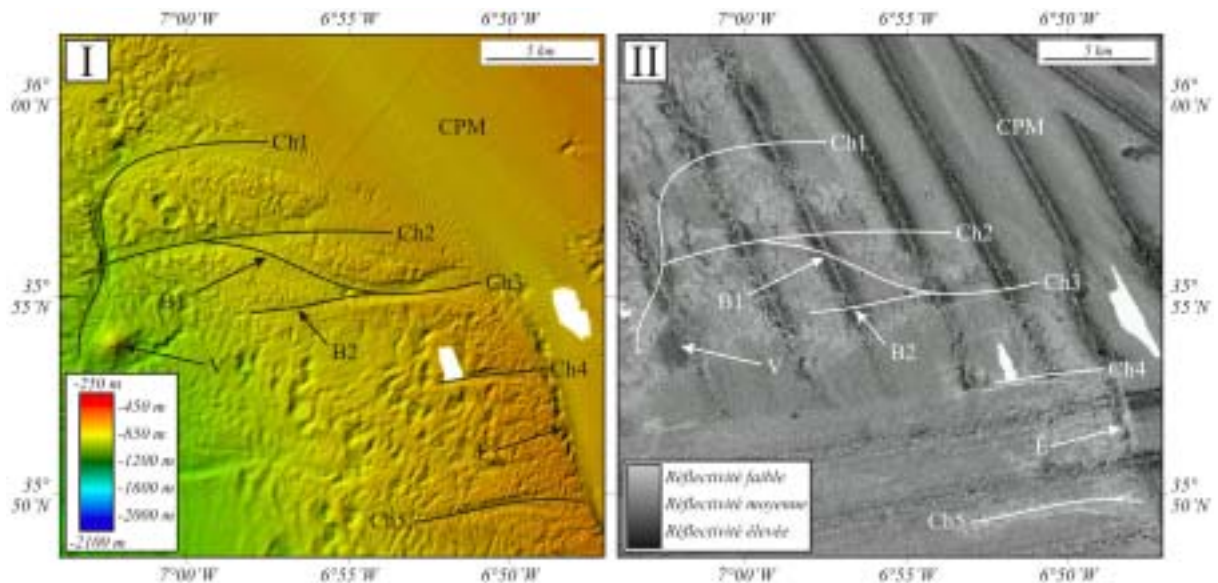


Figure III-16. Physiographie des chenaux Ch1, Ch2, Ch3 et Ch4. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; CPM : chenal principal de la MOW ; B1, B2 : branches du chenal Ch3 ; E : escarpement ; V : volcan de boue St-Pétersbourg.

- Le chenal Ch2, d'une douzaine de kilomètres de long, d'un kilomètre de large et de 50 m de profondeur, est également connecté au chenal principal de la MOW. Il se caractérise par une réflectivité moyenne et un fond rugueux. Son débouché vers 950 m de profondeur correspond à sa jonction avec le chenal Ch1.
- Le chenal Ch3 est connecté lui aussi au chenal principal de la MOW. Long d'une douzaine de kilomètres, il se caractérise par une largeur de 1 km et une profondeur d'environ 60 m. Il présente une réflectivité moyenne et un fond rugueux. Aux alentours de 6°55'W, il se sépare en deux branches (B1 et B2, Figure III-16). La branche supérieure B1 s'oriente vers le NW et fusionne dans sa partie aval avec Ch2. La branche inférieure B2 orientée E/W n'est plus observable à partir de 6°59'W.
- Les chenaux Ch4 et Ch5, d'environ 8 km de long, sont caractérisés par une largeur de 750 m et une profondeur d'environ 40 m. Ces chenaux sont adjacents au chenal principal de la MOW, mais leur connexion avec ce dernier est moins claire que pour les chenaux précédemment décrits du fait de l'existence à leur embouchure d'un

escarpement (E, Figure III-16) engendrant une surélévation de leur thalweg d'environ 80 mètres par rapport à la bordure occidentale du chenal principal de la MOW. Ces deux chenaux montrent un fond rugueux présentant une réflectivité moyenne dans le cas de Ch4 et une réflectivité faible pour Ch5. A partir de 6°53'W, ces deux chenaux disparaissent progressivement sur la bathymétrie.

Quatre chenaux, caractérisés par une réflectivité faible et déconnectés du chenal principal de la MOW, sont également identifiés au Nord du chenal de Gil Eanes (Ch6 à Ch9, Figure III-17).

- Le chenal Ch6 orienté WNW/ESE s'étend sur près de 14 km. Sa largeur atteint 2 km dans sa partie centrale et il présente une profondeur d'une trentaine de mètres. Le fond de chenal montre des structures organisées régulièrement et orientées à 90° par rapport à l'axe du chenal (S1, Figure III-17). Des structures de même orientation caractérisent également son flanc nord (S2, Figure III-17).
- Le chenal Ch7 est plus difficilement observable à la bathymétrie en raison des nombreuses irrégularités caractérisant son thalweg et ses interfluves (S3, Figure III-17). Il est long de près de 10 km, large de 750 m, et profond d'une trentaine de mètres. Il présente une orientation E/W dans sa partie amont et WNW/ESE dans sa partie aval.

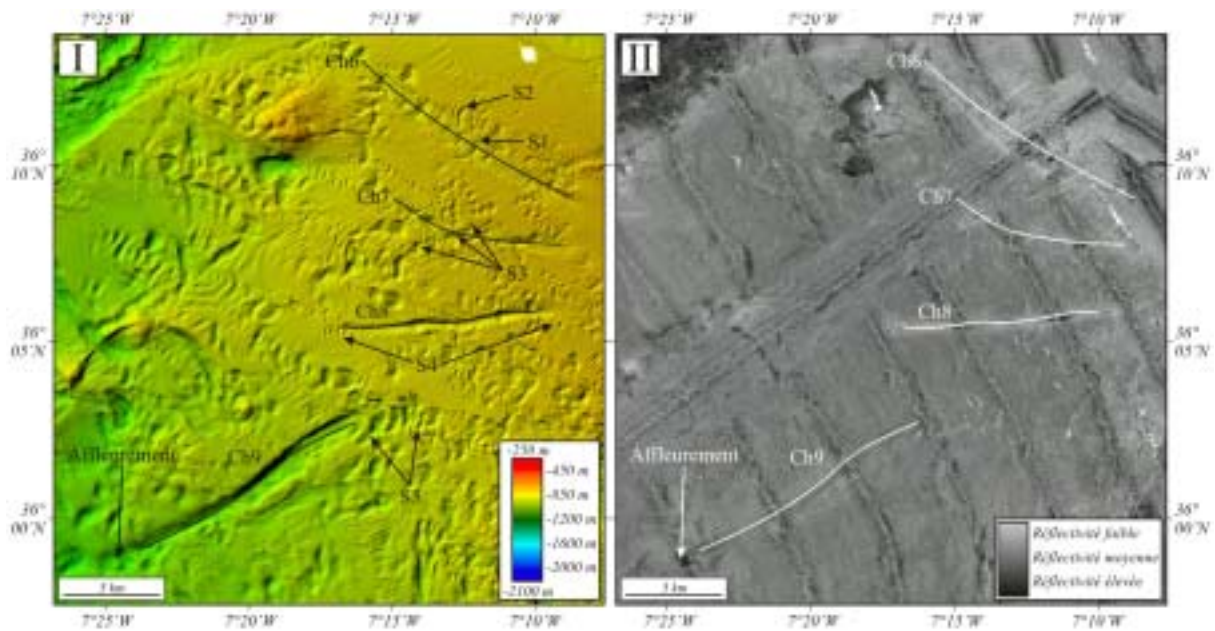


Figure III-17. Physiographie des chenaux Ch6, Ch7, Ch8 et Ch9. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; S1, S2, S3, S4, S5 : structures responsables d'une importante hétérogénéité bathymétrique.

- Le chenal Ch8 s'étend sur 12 km de long d'Est en Ouest avec une largeur de 600 m pour une profondeur de 80 m. Il présente un fond globalement lisse et est caractérisé à proximité de son embouchure et de son débouché par une succession de petites

ondulations en croissant globalement orientées perpendiculairement à son axe (S4, Figure III-17).

- Le Chenal Ch9, montre quant à lui une orientation SW/NE. Il s'étend sur près de 17 km de long et est caractérisé par une largeur et une profondeur respectivement de 1,3 km et 100 m. Son fond lisse devient rugueux dans sa partie aval en raison de la présence de quelques petits affleurements rocheux identifiables à l'imagerie par leur réflectivité élevée. Il est intéressant de noter à proximité de l'embouchure du chenal une succession de cinq dépressions en croissant orientées N/S à NNE/SSW interprétées comme des instabilités (S5, Figure III-17).

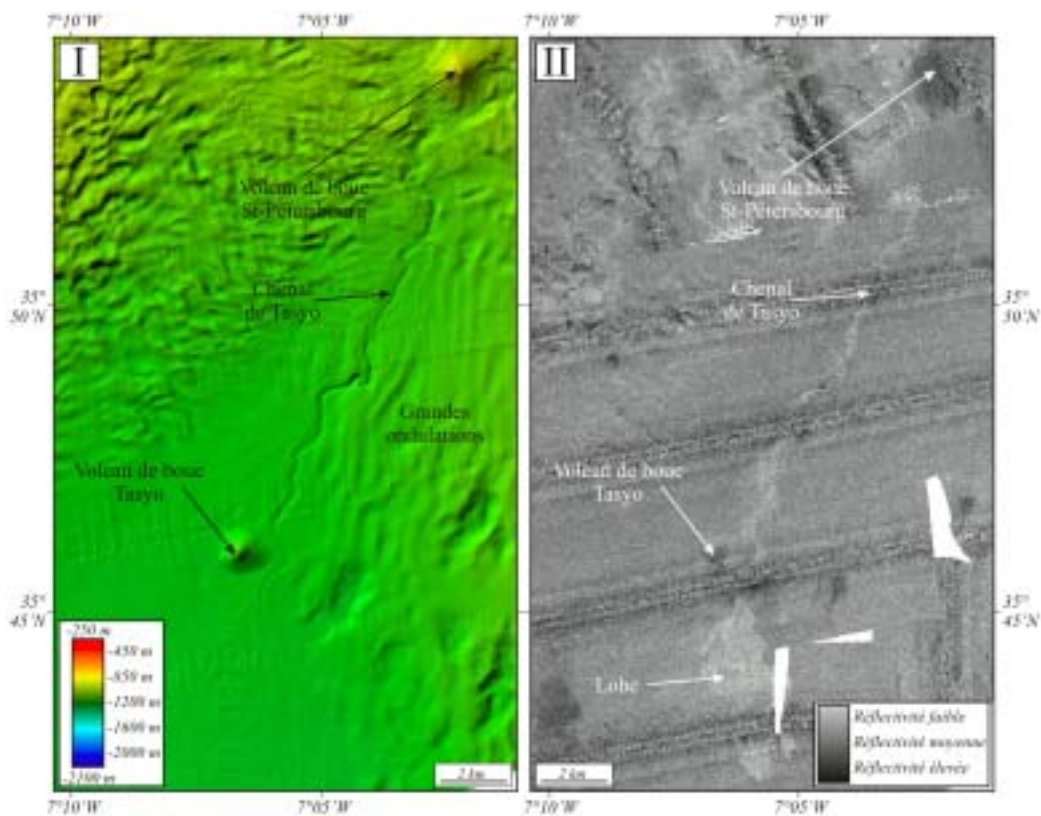


Figure III-18. Physiographie du chenal de Tasyo. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300.

Des chenaux étroits, caractérisés par une faible réflectivité par rapport aux fonds environnants, sont également observés au débouché de certains chenaux contouritiques :

- Le chenal de Tasyo, orienté NNE/SSW, est localisé au Sud du volcan de boue St-Pétersbourg (Figure III-18). Ce chenal légèrement sinueux (sinuosité de 1,21) s'étend sur 19 km de long. Sa bathymétrie varie entre 1050 m et 1220 m sur une pente régionale inférieure à un degré. Sa largeur et sa profondeur, respectivement de 550 m et 30 m dans sa partie amont, passent à 250 m et 3 m dans sa partie aval. Tout au long de son trajet, il traverse une zone à topographie ondulée, dont les crêtes, principalement orientées NNE/SSW, sont plus développées à l'Est du chenal. En aval du volcan de boue Tasyo, la topographie devient plane. Le débouché du chenal

présente à l'imagerie une tache allongée de faible réflectivité non identifiable à la bathymétrie. Cette dernière, d'une surface de 13 km² et orientée N/S correspond à un lobe terminal.



Figure III-19. Physiographie du chenal d'Aveiro et du chenal Ch10. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300.

- Le chenal d'Aveiro est localisé à proximité du débouché du chenal de Gil Eanes. Sa bathymétrie est comprise entre 1 308 m et 1 465 m dans une zone où la pente régionale est inférieure à 1° (Figure III-19). Ce chenal globalement rectiligne (sinuosité de 1,16), long de 12 km, est caractérisé dans sa partie amont par une orientation E/W et une largeur et une profondeur respectivement de 450 m et 12 m. Dans sa partie aval, sa largeur et sa profondeur diminuent respectivement jusqu'à 250 m et 2 m. Traversant une morphologie plane, il bifurque vers le NE/SW aux alentours de 7°35'W. Une tache allongée et plane de faible réflectivité et non identifiable sur la bathymétrie est observée à l'Ouest de 7°35'W. Cette dernière, d'une surface de 16 km² et orientée NNE/SSW correspond à un lobe terminal.
- Le chenal Ch10 se situe à proximité de la terminaison du chenal de Gil Eanes, au Sud du chenal d'Aveiro (Figure III-19). De plus de 700 m de large et d'une profondeur inférieure à 10 m, il s'étend sur plus de 17 km de long sur une pente régionale de 0,5 degré. Caractérisé par une réflectivité moyenne qui ne permet pas de le mettre en évidence par rapport aux fonds environnants à l'imagerie, ce chenal est globalement

orienté E/W et présente une faible sinuosité (1,16). A partir de 7°41'W, Ch10 disparaît à la bathymétrie.

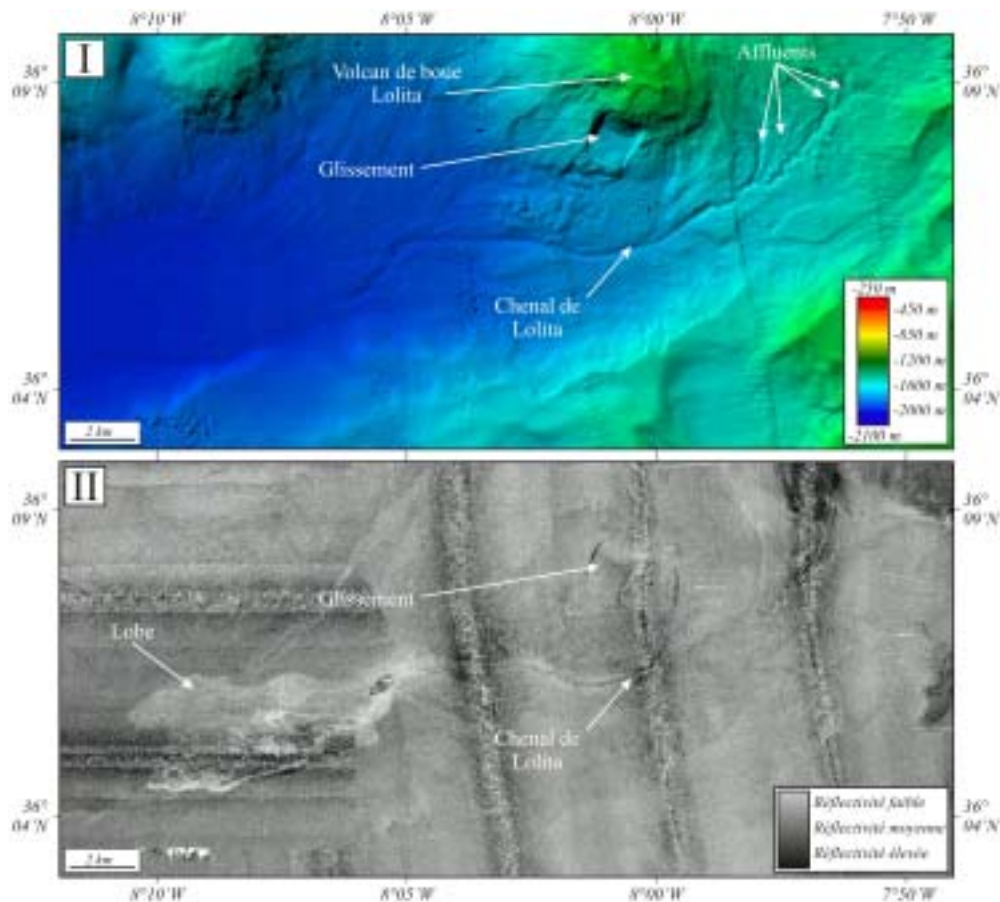


Figure III-20. Physiographie du chenal de Lolita. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300.

- Le chenal de Lolita, connecté à la partie aval du chenal de Cadix et situé au sud du volcan de boue Lolita. Sa bathymétrie est comprise entre 1 525 et 1 930 m (Figure III-20). D'orientation ENE/WSW, ce chenal globalement rectiligne (sinuosité de 1,14) s'étend sur 18 km de long sur une pente régionale d'environ 1,5°. Dans sa partie amont, il est caractérisé par une largeur de 500 m et une profondeur de 30 m et présente plusieurs affluents bien distincts convergents progressivement pour former une branche unique aux alentours de 7°58'W. Dans sa partie centrale où il présente une orientation E/W, le chenal traverse une morphologie irrégulière en relief. Celle-ci correspond à des dépôts résultant de la déstabilisation d'une partie du versant méridional du volcan de boue Lolita où une cicatrice de glissement de plus de 1 km de large est clairement observée. Plus distalement, le chenal bifurque vers le SW et disparaît à la bathymétrie aux alentours de 8°06'W. A partir de 8°05'W, une tache de faible réflectivité et invisible en bathymétrie s'observe au débouché du chenal. D'orientation E/W et d'une surface de 19 km², cette surface est interprétée comme un lobe terminal.

II.2. Les reliefs tectoniques

II.2.1. La ride de Cadix

La ride de Cadix, dont la partie la plus amont n'a pu être cartographiée, s'étend jusqu'à 850 m de profondeur (Figure III-21). Orientée NNE/SSW et caractérisée par une réflectivité élevée en raison de sa nature diapirique affleurante, cette ride constitue un obstacle sur le trajet des chenaux de Cadix et d'Huelva. Elle culmine à des bathymétries d'environ 350 m dans sa partie centrale et est bordée par deux vallées marginales profondes d'environ 200 m sur son versant occidental (V1 et V2, Figure III-21). La vallée V1, croisant le trajet du chenal d'Huelva montre des instabilités à son extrémité méridionale. La vallée V2, connectée quant à elle dans sa partie distale au chenal de Cadix, présente à son extrémité septentrionale des instabilités évoluant vers du fluage (*creeping*) dans leur partie amont. Cette succession d'instabilités confèrent aux extrémités de ces vallées une morphologie en marche d'escalier et suggère une évolution par érosion régressive pouvant conduire à une future connexion entre les vallées V1 et V2.

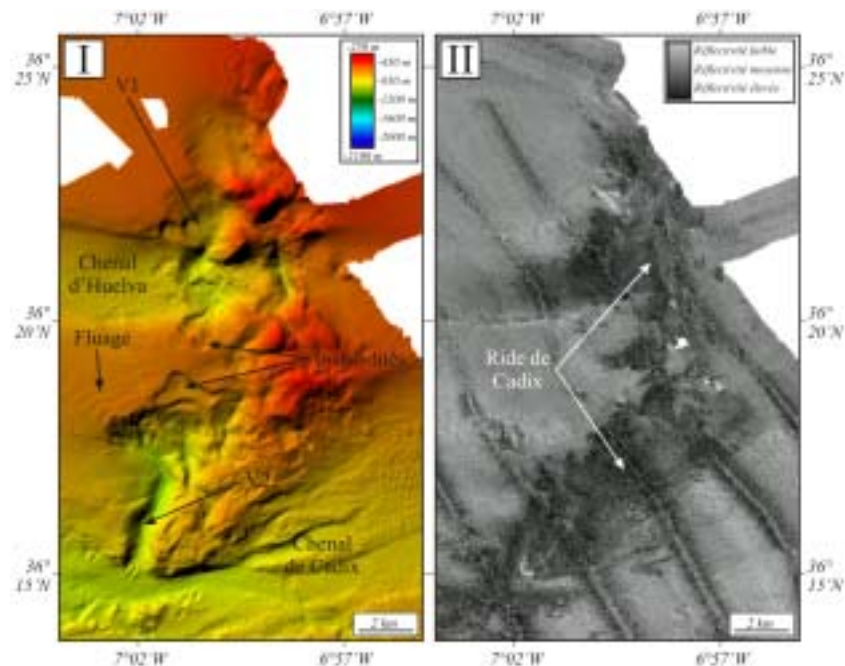


Figure III-21. Physiographie de la ride de Cadix. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; V1, V2 : vallées marginales.

II.2.2. La ride de Guadalquivir

La ride de Guadalquivir, relief de plus de 70 km de long dont la partie SE a été récemment renommée (ride d'Hormigas, Somoza *et al.*, 2003), traverse selon une orientation NE/SW les chenaux de Gusano (CGo) et d'Huelva (CH) et borde le chenal de Cadix (CC) sur une quarantaine de kilomètres (Figure III-22). Cette ride s'observe à des bathymétries comprises entre 400 m dans sa partie amont à 1 000 m dans sa partie aval. Étroite à ses extrémités NE et SW (2 km), la ride s'élargit de façon importante dans sa partie centrale (10 km) où vient converger la ride de Donana (RD, Figure III-22). La ride de Guadalquivir est constituée d'une

succession de reliefs circulaires (Rc, Figure III-22) ou rectilignes (Rr, Figure III-22) culminant jusqu'à 400 m au dessus du fond de chenal de Cadix, et de dépressions circulaires (D, Figure III-22) représentant des creux topographiques pouvant atteindre localement plus de 200 m de profondeur. Les reliefs circulaires sont interprétés comme des diapirs d'évaporites triasiques (Mougenot, 1988) et les plus rectilignes comme des affleurements de marnes miocènes (Nelson *et al.*, 1999). La plupart des dépressions topographiques sont, quant à elles, attribuées à de la dissolution d'évaporites triasiques (Maldonado et Nelson, 1999). Toutes ces structures sont responsables de la réflectivité élevée observée sur l'ensemble de la ride.

Une vallée marginale étroite s'observe sur le flanc occidental de la ride (V, Figure III-22). D'un kilomètre de large et d'environ 150 m de profondeur, cette vallée, scindée en trois parties en raison du passage des chenaux de Gusano et d'Huelva, vient se confondre dans sa partie aval avec le chenal de Guadalquivir (CG, Figure III-22).

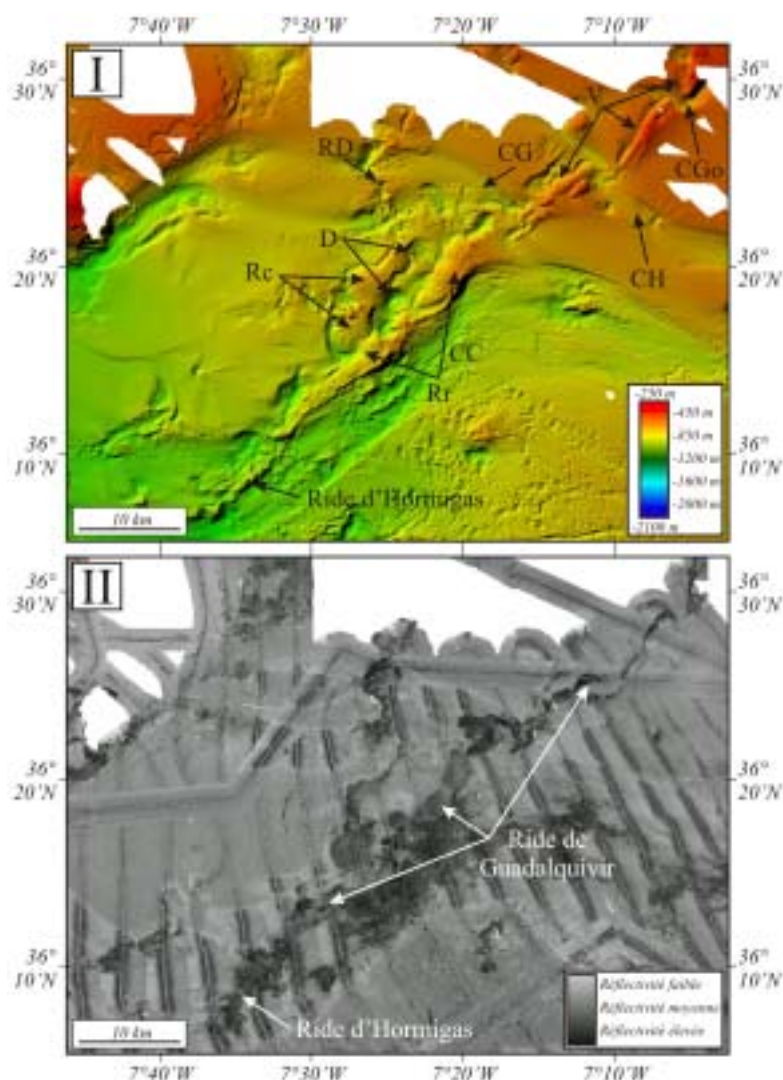


Figure III-22. Physiographie de la ride de Guadalquivir. I: bathymétrie EM300; II: imagerie EM300; CC : chenal de Cadix; CG : chenal de Guadalquivir; CGo : chenal de Gusano; CH : chenal d'Huelva; D : dépressions circulaires; Rc : reliefs circulaires; RD : ride de Donana; Rr : reliefs rectilignes; V : vallée marginale.

II.2.3. Le banc de Guadalquivir

Le banc de Guadalquivir, situé à des bathymétries comprises entre 800 et 1 300 m, représente le relief le plus important reconnu dans la zone d'étude (Figure III-23). Il se caractérise par une forme circulaire avec, dans sa partie méridionale, la présence d'un dôme ovoïde très marqué dans la bathymétrie et fortement réflectif, allongé dans la direction ENE/WSW et culminant à plus de 800 m au dessus du fond de chenal de Guadalquivir. Le versant sud du banc montre, dans sa partie occidentale, une réflectivité élevée et des linéaments orientés parallèlement à l'axe du chenal de Guadalquivir. Sa partie orientale montre, en revanche, une réflectivité plus faible et un réseau important d'instabilités connectées entre elles et s'orientant parallèlement à la bordure méridionale du banc. La morphologie en « marche d'escalier » induite par ces instabilités suggère un mode de déstabilisation de cette partie du banc par érosion régressive (Figure III-23A).



Figure III-23. Physiographie du banc du Guadalquivir et du drift de Bartolome Dias. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; III : profil bathymétrique.

II.3. Les zones à faible rugosité

II.3.1. Le *drift* de Faro-Cadix

Le *drift* de Faro-Cadix se situe dans la partie NE de la zone d'étude. Seule sa partie située entre les rides de Cadix et de Guadalquivir a fait l'objet d'une cartographie (Figure III-24). Ce *drift*, caractérisé par une réflectivité moyenne est observé à une bathymétrie d'environ 580 m. Il présente une topographie plane, perturbée dans sa partie centrale par deux petites dépressions circulaires d'un diamètre inférieur à 200 m et profondes d'environ 6 m interprétées comme des pockmarks.

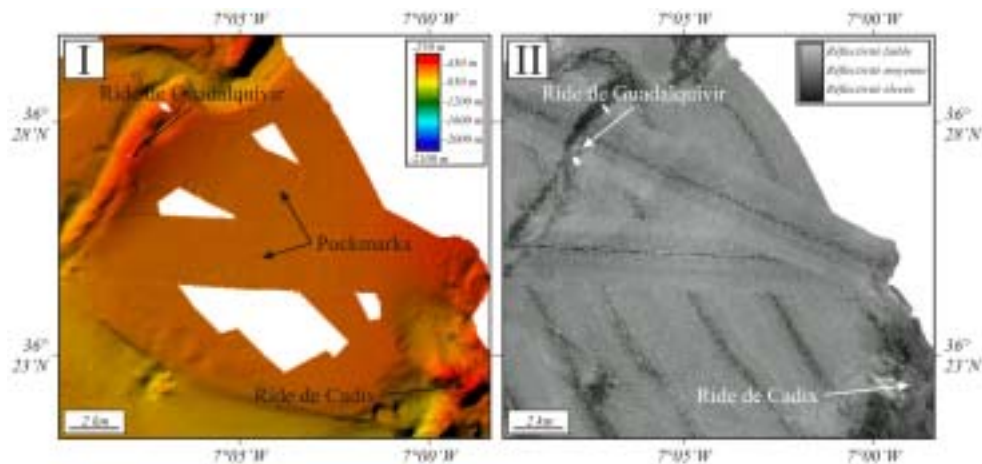


Figure III-24. Physiographie du drift de Faro-Cadix. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300.

II.3.2. Le *drift* d'Huelva

Le *drift* d'Huelva, de forme allongé et globalement orienté NE/SW, est traversé par la ride de Guadalquivir, scindant ainsi ce corps en deux secteurs (Figure III-25).

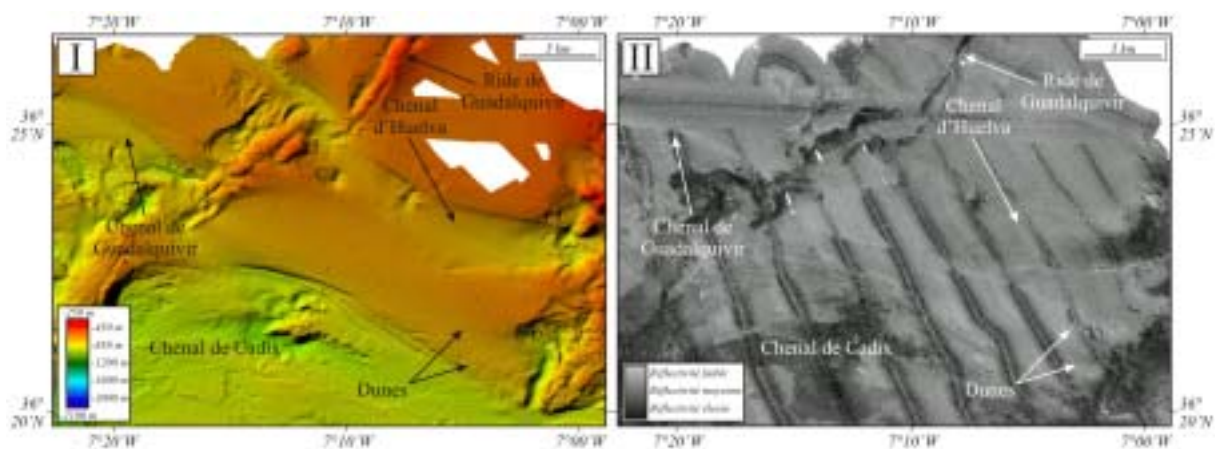


Figure III-25. Physiographie du drift d'Huelva. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300.

Le secteur occidental, limité par les chenaux d'Huelva et de Guadalquivir, s'étend à des bathymétries d'environ 650 m. Caractérisé par une réflectivité moyenne et une morphologie

relativement plane, ce secteur culmine à environ 150 m au-dessus des fonds de chenaux d'Huelva et de Guadalquivir. Une réflectivité plus élevée est observée à l'approche des chenaux d'Huelva et de Cadix démontrant ainsi qu'une grande partie de cette zone est soumise à l'influence de la IMB et de la SMB. Le secteur oriental, quant à lui limité par les chenaux d'Huelva et de Cadix, culmine à environ 120 m au-dessus du fond de chenal d'Huelva. Cette zone se caractérise par une réflectivité moyenne, légèrement plus élevée à proximité des chenaux de Cadix et d'Huelva. Bien que la morphologie de cette partie du drift soit globalement plane, dans le détail elle se révèle légèrement irrégulière dans sa partie SE en raison de deux zones étroites orientées WNW/ESE à NW/SE. Ces deux zones sont couvertes de petites structures régulières interprétées comme des dunes (Figure III-25).

II.3.3. Le drift de Guadalquivir

Le drift de Guadalquivir s'étend à des bathymétries comprises entre 800 et 1 200 m sur une pente régionale d'environ $0,6^\circ$ à vergence Est (Figure III-26). Culminant à environ 250 m au-dessus des fonds de chenaux de Cadix (CC, Figure III-26) et de Guadalquivir (CG, Figure III-26), il est ceinturé par ces derniers et par la ride de Guadalquivir (RG, Figure III-26).

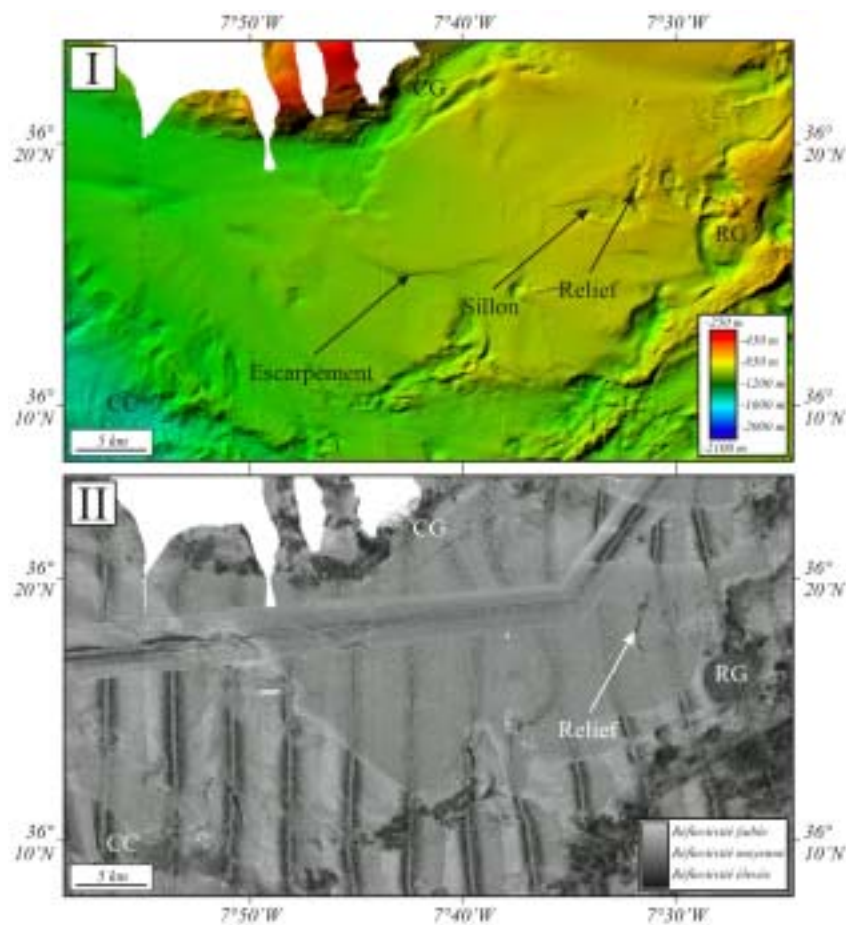


Figure III-26. Physiographie du drift de Guadalquivir. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; CC : chenal de Cadix ; CG : chenal de Guadalquivir ; RG : ride de Guadalquivir.

Le *drift* est caractérisé par une réflectivité moyenne, à l'exception de ses parties NW et S qui présentent une réflectivité plus faible en raison de la présence de dépôts de débordement liés aux parties non chenalisées de la PMB et la SMB. La morphologie du *drift* est globalement plane à l'exception d'un sillon orienté E/W de 50 m de profondeur, 1 500 m de large et 7 km de long caractérisé dans sa partie amont par un relief présentant une réflectivité élevée et interprété comme un affleurement de la ride de Guadalquivir. A l'Ouest, un escarpement orienté ENE/WSW à WNW/ESE de 60 m d'élévation s'étendant sur une douzaine de kilomètres de long vient également entailler le *drift*.

II.3.4. Le *drift* de Bartolome Dias

Le *drift* de Bartolome Dias, cartographié uniquement dans sa partie méridionale, s'étend au Nord du banc de Guadalquivir à des bathymétries comprises entre 500 et 900 m (Figure III-23). Il se caractérise par une topographie plane, une pente faible ($0,6^\circ$) à pendage vers l'Ouest, et une réflectivité moyenne.

II.4. La levée contouritique géante

La levée contouritique géante se situe à l'Ouest du chenal principal de la MOW (CPM, Figure III-27) et au Sud du chenal de Cadix (CC, Figure III-27). Elle s'étend à des bathymétries comprises entre 650 m et 1 300 m sur une pente régionale à vergence NE/SW à ENE/WSW passant de $0,65^\circ$ au Nord du chenal de Gil Eanes (CGE, Figure III-27) à $1,1^\circ$ au Sud de ce dernier. Cette zone, disséquée par la plupart des chenaux secondaires décrits auparavant, présente une morphologie très irrégulière, en particulier dans les zones bordant le chenal principal de la MOW et les chenaux de Cadix et de Gil Eanes. Cette morphologie accidentée est responsable d'une réflectivité hétérogène, particulièrement faible à proximité des chenaux, et moyenne dans le reste de la levée.

La ride sableuse longitudinale (RSL, Figure III-27), zone située au Sud du chenal de Gil Eanes, culmine à 80 m au-dessus du fond du chenal principal de la MOW. Elle montre un réseau dense de structures plus ou moins circulaires, formant des dépressions d'environ $0,3 \text{ km}^2$ reliées à des instabilités (I1, Figure III-27A), et de structures plus petites globalement rectilignes et orientées NNE/SSW interprétées comme des dunes (D1, Figure III-27A). Ces dunes, de 6 à 10 m d'amplitude et de 250 à 350 m de longueur d'onde évoluent à l'Ouest de $6^\circ 59' \text{ W}$ vers des ondulations plus grandes orientées NNE/SSW d'une quinzaine de mètres d'amplitude et de 600 m environ de longueur d'onde (D2, Figure III-27A) qui disparaissent aux alentours de $7^\circ 06' \text{ W}$ en raison d'une inversion de la pente locale. Il faut néanmoins pondérer ces interprétations car, à cette échelle d'observation, il est fréquent d'observer en domaine marin une convergence morphologique entre les instabilités gravitaires et les dunes sédimentaires (Faugères *et al.*, 2002).

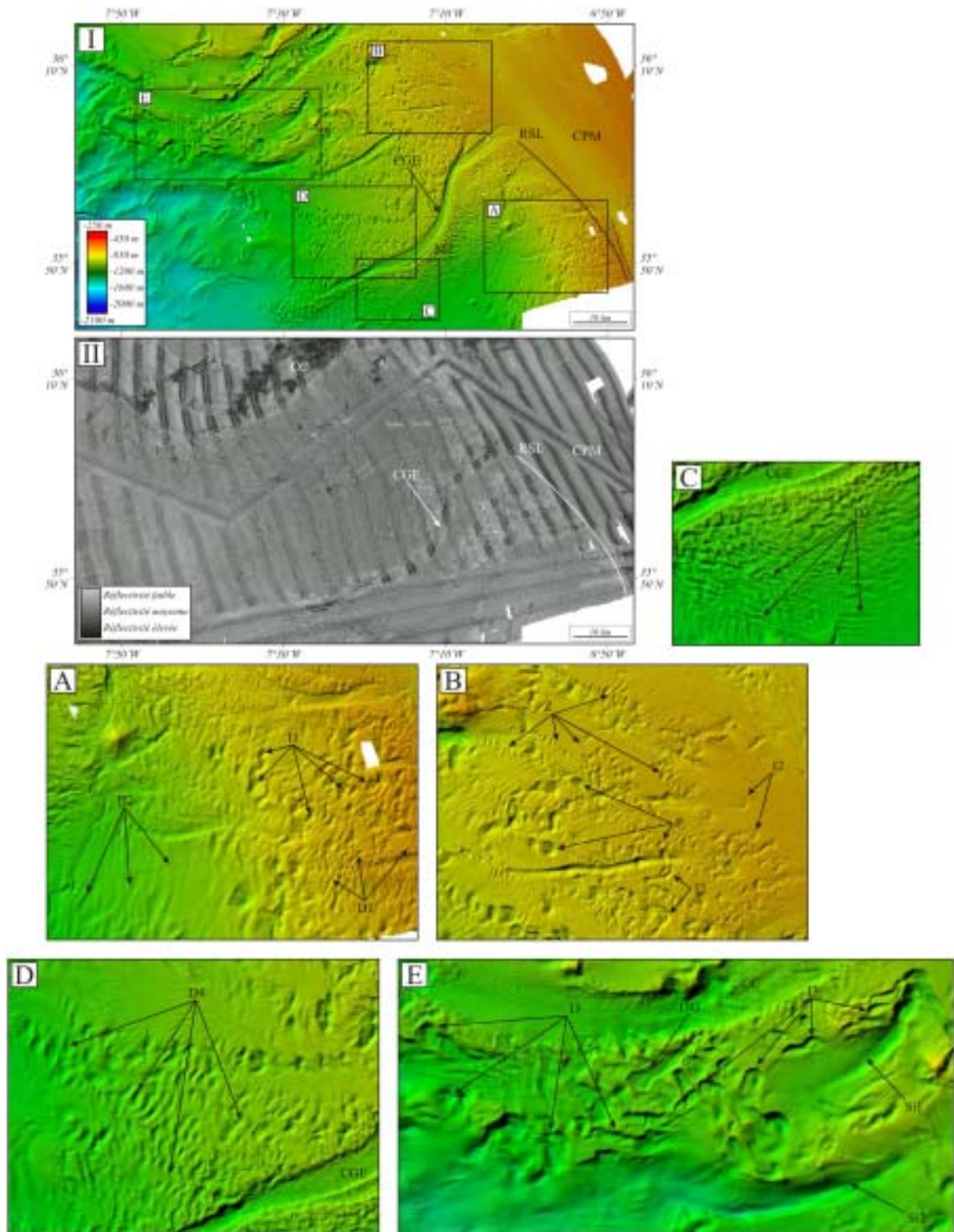


Figure III-27. Physiographie de la levée contouritique géante. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; A-B-C-D-E : détails bathymétriques ; CC : chenal de Cadix ; CGE : chenal de Gil Eanes ; CPM : chenal principal de la MOW ; D1, D2, D3, D4 : dunes ; I1, I2, I3 : instabilités ; I3G : instabilité en forme de goulot ; M2 : méandre du chenal de Gil Eanes ; P : pockmarks ; RSL : ride sableuse longitudinale ; Si1, Si2 : sillons ; Z : zones étroites et allongées couvertes de structures parallèles entre-elles.

La zone située au Nord du chenal de Gil Eanes culmine quant à elle à 40 m au-dessus du fond du chenal principal de la MOW. Cette zone présente des structures généralement infra-kilométriques et de formes variées. Certaines de ces structures semblables à de petites ondulations s'agencent entre-elles pour former des zones étroites (< 1 km) d'orientation NNW/SSE à WNW/ESE et s'étendant sur une distance comprise entre 2 et 4 km (Z, Figure III-27B). Une partie de ces trains d'ondulations est associée à des bordures ou des extrémités de chenaux, l'autre partie s'observe sur le reste de la levée contouritique géante sans association avec des structures particulières.

Au Sud du chenal de Gil Eanes et à l'Ouest de 7°10'W, les irrégularités topographiques observées se mettent en place sur une pente locale de 1,3° à vergence NE. Ces structures majoritairement rectilignes sont symétriques et orientées perpendiculairement à l'axe du chenal situé en amont du méandre M2 (D3, Figure III-27C). Cette orientation suggère que ces irrégularités représentent des dunes construites par débordement d'une partie des écoulements chenalés dans le chenal de Gil Eanes. Ces dunes montrent des amplitudes et des longueurs d'onde respectivement de 10 à 20 m et de 300 à 700 m.

Une vaste zone d'ondulations bathymétriques de forme triangulaire est mise en évidence sur le flanc nord du chenal de Gil Eanes entre 7°14'W et 7°29'W (D4, Figure III-27D). Ces ondulations symétriques, orientées NE/SW à NNE/SSW, se mettent en place sur une pente locale de 0,6° à vergence SE. Elles se caractérisent par des amplitudes de 40 m et des longueurs d'onde de 600 m. Ces structures sont interprétées comme des dunes construites sous l'action conjuguée des écoulements débordant sur le flanc nord du Gil Eanes et de la partie de la MOW s'écoulant sur la levée contouritique géante. L'action de cette partie de la MOW est en effet mise en évidence à une vingtaine de kilomètres au SE par l'édification du champ de dunes D2 (Figure III-27A).

La bordure septentrionale de la levée contouritique géante présente des structures asymétriques situées dans la continuité de l'axe du chenal de Cadix avant que celui-ci ne bifurque vers le NW (Figure III-27E). Ces structures, interprétées comme des instabilités (I3, Figure III-27E), d'orientation NE/SW à NNE/SSW, montrent généralement une forme courbe avec parfois l'observation d'une morphologie en « goulot » (I3G, Figure III-27E). Au Sud et à l'Est de cette zone, deux sillons légèrement arqués de plus de 12 km de long, convexes vers le Sud et évasés à leur extrémité occidentale, entaillent la levée sur plus de 150 m de profondeur (Si1 et Si2, Figure III-27E).

II.5. Les bassins intra-pente

La zone cartographiée à l'Ouest de la levée contouritique géante présente une réflectivité moyenne à faible et s'étend à des bathymétries comprises entre 1 300 m et 2 100 m (Figure III-28). Présentant une pente moyenne de 0,65° à vergence ENE, cette zone se caractérise par de nombreuses dépressions de 5 à 20 km² limitées entre-elles par des bordures plus ou moins escarpées atteignant localement 160 m d'élévation. Ces dépressions présentent une forme circulaire à ovoïde dont les grands axes s'orientent selon une direction préférentielle NE/SW à

NNE/SSW. Elles sont caractérisées pour la plupart par un fond plat et sont moins vastes (5 km^2) et mieux marquées topographiquement dans la partie septentrionale de la zone. Deux hypothèses sont proposées pour expliquer la formation de ces petits bassins : 1) l'orientation de ces structures dans le sens de la pente suggère une succession de grands glissements ; 2) la présence de la ride de Guadalquivir dans la continuité amont des bassins les plus marqués suggère, quant à elle, un lien avec un diapirisme intense qui s'exprimerait sous la forme de reliefs rectilignes. La partie méridionale de la zone, montrant des bassins plus vastes (20 km^2) et moins marqués topographiquement présente également deux entailles étroites de plus de 20 km de long et orientées E/W (L1 et L2, Figure III-28).

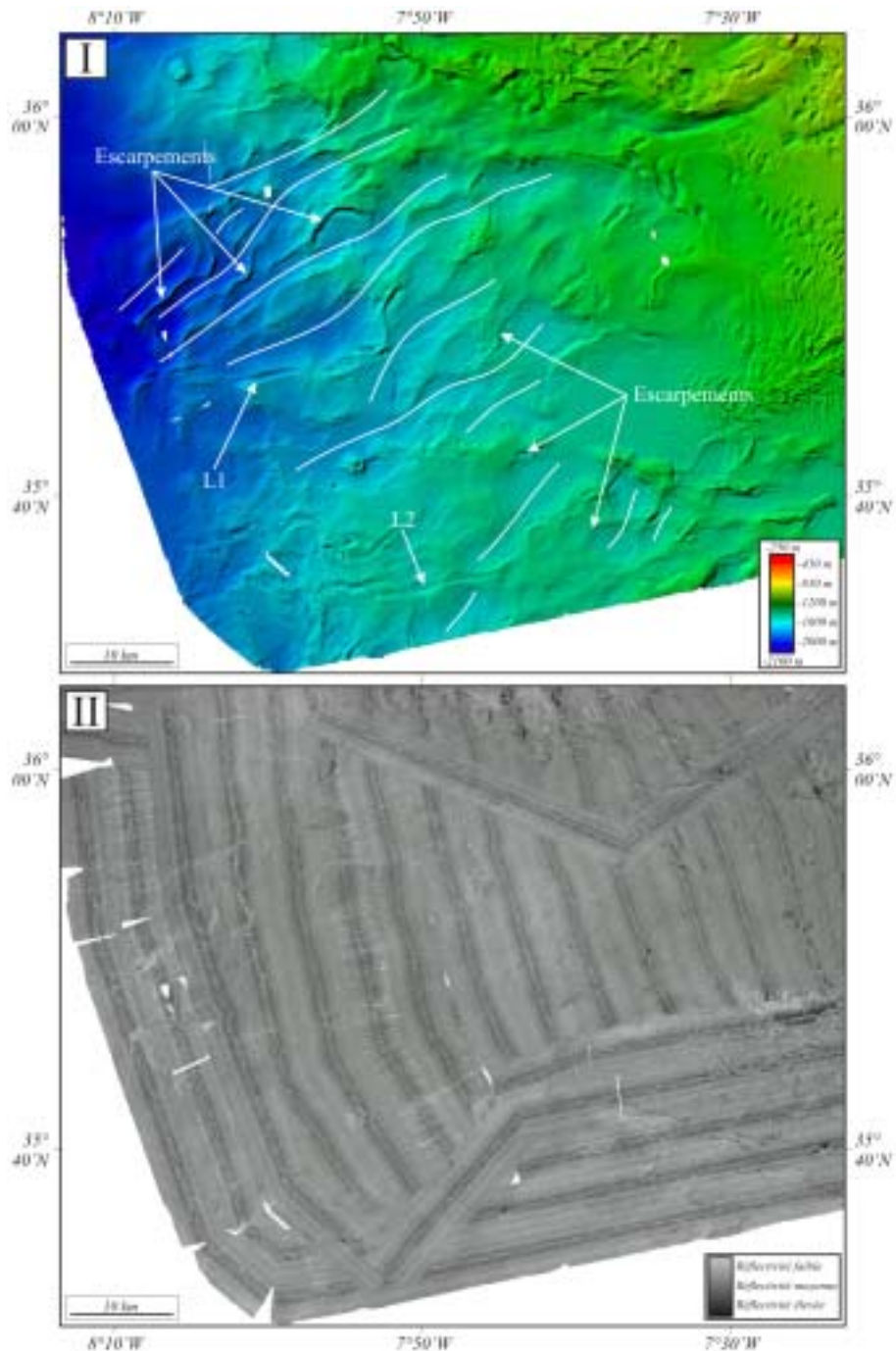


Figure III-28. Physiographie des bassins intra-pente. I : bathymétrie EM300 ; II : imagerie EM300 ; L1, L2 : entailles.

II.6. Les volcans de boue

L'analyse détaillée de la bathymétrie permet de mettre en évidence 45 structures côniques formant un relief plus ou moins marqué à la topographie (Figure III-29).

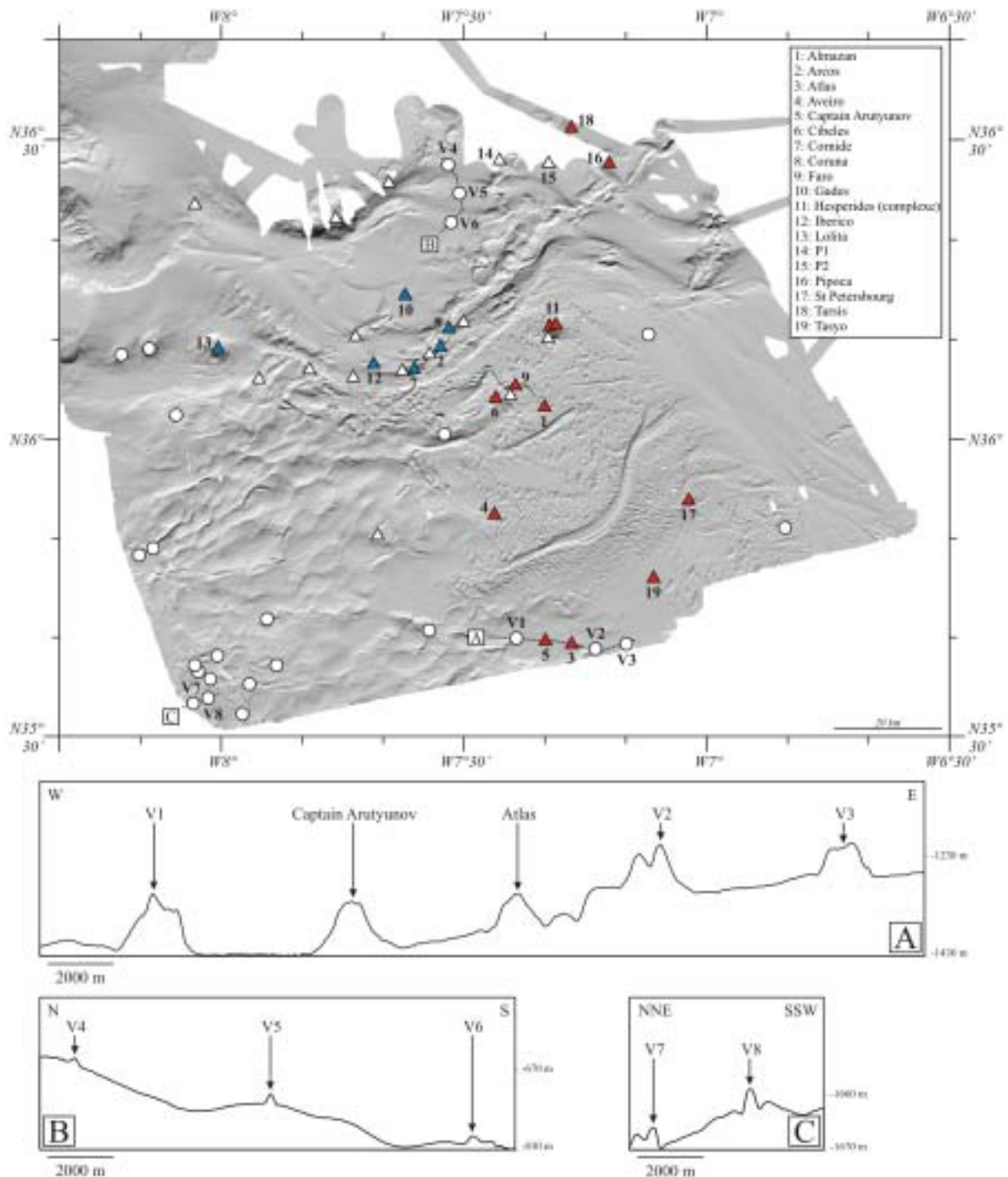


Figure III-29. Localisation des structures coniques d'échappement de fluides reconnues dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Les triangles représentent les structures reconnues auparavant dans la littérature et les ronds les structures nouvellement identifiées dans ce travail. En rouge : volcans de boue avec des brèches boueuses sulfurées ; en bleu : diapirs de boue à cheminées de carbonates dérivés d'hydrocarbures ; en blanc : autres structures en dôme.

Vingt d'entres-elles déjà reconnues auparavant, ont été interprétées comme des volcans et diapirs de boue (Mazurenko *et al.*, 2002 ; Díaz-del-Río *et al.*, 2003 ; Mazurenko *et al.*, 2003 ; Pinheiro *et al.*, 2003 ; Somoza *et al.*, 2003 ; Leon *et al.*, 2006). Toutes ces structures, plus fréquemment observées à proximité et le long de la ride de Guadalquivir ainsi qu'au sein de la levée contouritique géante et de la zone des bassins intra-pente, témoignent d'une activité tectonique importante dans l'ensemble du Golfe.

II.7. Résumé des principaux résultats

- La partie amont du chenal principal de la MOW présente une morphologie accidentée soulignée par de nombreux sillons et affouillements évoluant, dans la partie centrale et aval du chenal, vers des dunes à crêtes uni et bidirectionnelles.
- Les chenaux de Gil Eanes, Huelva et Diego Cao montrent un profil transverse asymétrique caractérisé par un flanc droit abrupt. Le chenal de Cadix présente quant à lui une incision plus marquée et une morphologie de son flanc droit en marches d'escalier en bordure du *drift* d'Huelva.
- Seuls les chenaux secondaires localisés au sud du chenal de Gil Eanes sont connectés au chenal principal de la MOW. Les chenaux les plus méridionaux sont surélevés par rapport au thalweg de ce dernier.
- Les chenaux d'Aveiro, de Lolita et de Tasyo sont pourvus de lobes à leur terminaison.
- Les rétrécissements observés le long de la plupart des chenaux s'accompagnent d'un approfondissement de ces derniers et, généralement, de l'apparition d'affouillements, d'affleurements rocheux et de linéaments parallèles à l'axe des chenaux.
- Les reliefs tectoniques modifient le tracé des chenaux (direction, nombre de branches) et la nature des figures sédimentaires caractérisant leur thalweg. La partie occidentale des rides diapiriques présente des vallées marginales qui, dans le cas de la ride de Guadalquivir, sont dissociées par le passage des chenaux de Guadalquivir et d'Huelva.
- Les *drifts* sont caractérisés par une morphologie plane.
- La MOW circule sur la levée contouritique géante et sur les *drifts* d'Huelva (IMB et SMB) et de Guadalquivir (PMB et SMB). La partie occidentale du chenal de Guadalquivir accueille à la fois la PMB et la SMB.
- La levée contouritique géante présente de nombreuses instabilités, plus fréquentes en bordure du chenal principal de la MOW et des chenaux de Cadix et de Gil Eanes. Des dunes construites par le débordement de la MOW et/ou des écoulements chenalisés dans le chenal de Gil Eanes sont également mises en évidence dans le secteur méridional de la levée. Le secteur septentrional présente, quant à lui, des dépressions en croissant associées en partie avec les bordures et les extrémités des chenaux secondaires.
- Des instabilités, dont la morphologie suggère une mise place par érosion régressive, sont mises en évidence à proximité de la ride de Cadix et du banc de Guadalquivir.
- Les bassins intra-pente sont mieux marqués topographiquement et moins vastes à l'approche de la ride de Guadalquivir.
- La zone d'étude se caractérise par de nombreux volcans de boue et quelques structures de type *pockmarks* essentiellement localisés le long de la ride de Guadalquivir et au sein de la levée contouritique géante et des bassins intra-pente.

III. IMPACT DE LA MOW SUR LA DISTRIBUTION SEDIMENTAIRE ACTUELLE

III.1. Analyse des faciès sismiques Chirp

III.1.1. Introduction et faits marquants

Cette étude s'appuie sur une analyse détaillée de la sismique très haute résolution Chirp. Dix écho-types organisés en trois classes principales sont proposés pour définir la partie orientale du Golfe de Cadix : (1) les échos distincts ou lités, (2) les échos indistincts ou prolongés, et (3) les échos ondulés ou hyperboliques. A l'échelle régionale, ces écho-types traduisent des processus contouritiques bien distincts qu'il est possible de regrouper dans quatre provinces :

- le chenal principal de la MOW, province de haute énergie caractérisée par une diminution de la vitesse de la MOW vers le Nord et l'Ouest ;
- la province des rides diapiriques et des chenaux, zone où la MOW se caractérise par des vitesses importantes. Les sédiments grossiers y sont confinés et transportés principalement par la SMB ;
- la levée contouritique géante, zone caractérisée par une diminution de l'énergie et de la compétence de la MOW vers l'Ouest. La sédimentation est plus grossière à la périphérie septentrionale et orientale de cette zone, conséquence directe du débordement de la MOW et de la SMB ;
- la province des bassins intra-pente et des secteurs entre les chenaux, environnements de faible énergie où la vitesse et la compétence de la MOW sont faibles.

Suite aux nombreux progrès techniques réalisés dans l'acquisition de données acoustiques depuis les deux dernières décennies, cette étude ouvre également la voie à la mise en place d'une nouvelle classification générale des écho-faciès indispensable à la compréhension des processus sédimentaires régissant la sédimentation en domaine marin profond.

Ce travail est présenté sous la forme d'une note soumise en octobre 2006 à *Geo-Marine Letters*.

N.B. : une figure synthétique est présentée à la fin de ce chapitre (Figure III-30, p. 146) afin de faciliter la comparaison des différents résultats obtenus à partir de l'analyse des faciès sismiques Chirp (Note 1) et des faciès acoustiques EM300 et SAR (Note 2).

III.1.2. Note 1 : « Chirp echo characters of the surficial sediments in the eastern Gulf of Cadiz (NE Atlantic) »

CHIRP ECHO CHARACTERS OF THE SURFICIAL SEDIMENTS IN THE EASTERN GULF OF CADIZ (NE ATLANTIC)

V. Hanquiez¹, T. Mulder¹, P. Lecroart¹, M. Voisset², E. Gonthier¹, E. Marchès¹, A. Girardi¹

¹ UMR/CNRS 5805-EPOC, Université Bordeaux 1, avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France. v.hanquiez@epoc.u-bordeaux1.fr

² IFREMER, DRO/GM, centre de Brest, BP70, 29280 Plouzané, France.

ABSTRACT

The Gulf of Cadiz, located in the eastern part of the North Atlantic Ocean, undergoes the influence of a strong, warm, and saline current called the Mediterranean Outflow Water (MOW). At present, the MOW controls the sedimentation on the Iberian and Portuguese continental slopes.

New very high resolution seismic Chirp data acquired during the CADISAR cruise provide information about the MOW pathway in the Gulf of Cadiz. Ten echo types are observed and classified into three major classes: (1) distinct or layered echoes, (2) indistinct or prolonged echoes, and (3) hyperbolic or wavy echoes. A relationship is observed between the echo types and the coarse-grained sediments in cores. Types and distribution of echo character throughout the study area first reveal the importance of contour current-dominated depositional processes, then reflect the dispersal of coarse-grained sediments, and finally show the impact of the seafloor morphology on the MOW dynamics in the eastern part of the Gulf of Cadiz.

1. INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz is located in the Northeast Atlantic Ocean, south of the Iberian Peninsula, just west of the Strait of Gibraltar (Figure 1). Present day circulation in the Gulf of Cadiz is directed by exchanges between the Atlantic Inflow (Nelson et al., 1999) and the Mediterranean Outflow Water (MOW; Madelain, 1970). The MOW is a very saline (38 g l^{-1}) and warm ($13 \text{ }^\circ\text{C}$) deep current (Ambar and Howe, 1979) flowing from the southeast to the northwest along the middle slope below the Atlantic waters and above the North Atlantic Deep Water (Zenk, 1975). Just passed the Strait of Gibraltar, the MOW flows westward with velocity larger than 2.5 m s^{-1} (Meincke et al., 1975). Under the influence of the Coriolis force, the MOW is deflected northwestward at depth between 300 and 1 500 m (Madelain, 1970). During its pathway, the MOW velocity decreases as far as 0.2 m s^{-1} off Cape St. Vincent (Johnson et al., 2002). West of $06^\circ 20' \text{W}$ the MOW divides into two main branches (Madelain, 1970), the Mediterranean Upper Water (MUW in Figure 1) and the Mediterranean Lower Water (MLW in Figure 1). The Mediterranean Upper Water is a geostrophic current flowing between 300 and 600 m water depth. It is not affected by the seafloor morphology

and follows a northerly path, bending westward along the Spanish and Portuguese continental slopes. The Mediterranean Lower Water is an ageostrophic current flowing between 600 and 1 500 m water depth. It is perturbed by the seafloor morphology (Nelson et al., 1993), causing the formation of three minor flows (Madelain, 1970): the Intermediate (IMB in Figure 1), Principal (PMB in Figure 1) and Southern (SMB in Figure 1) MOW branches.

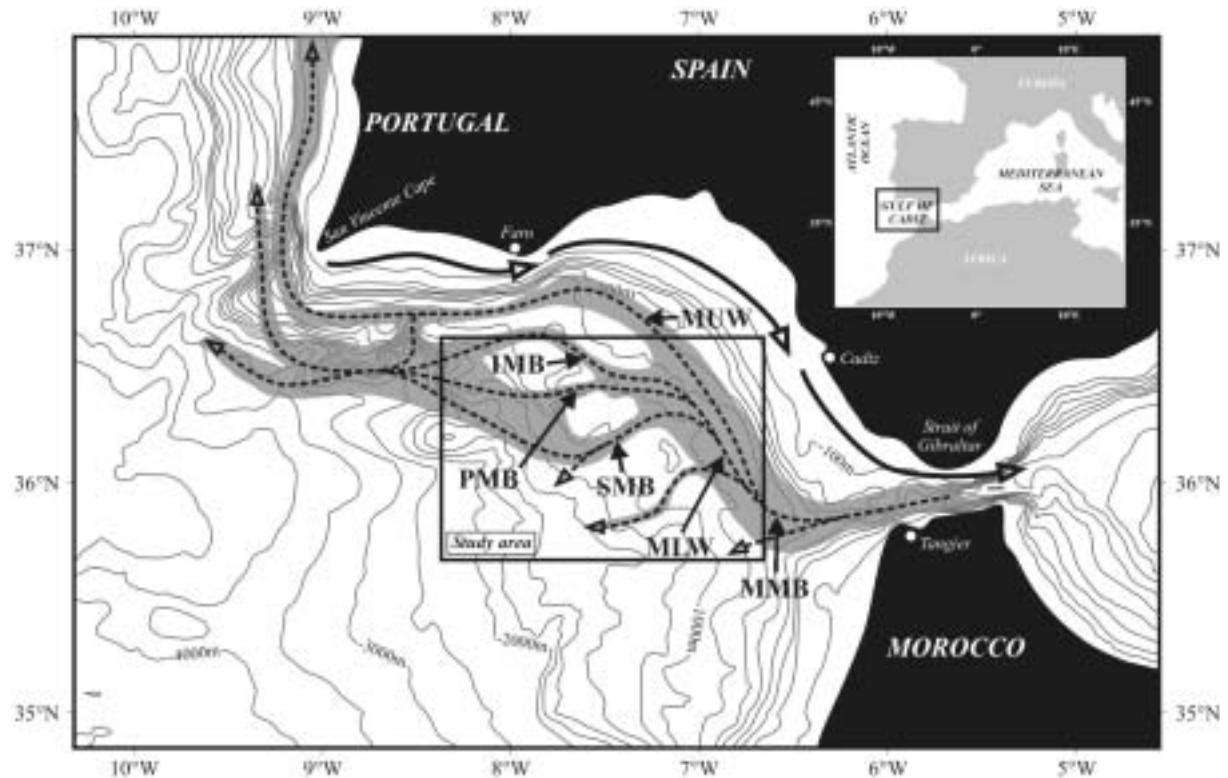


Figure 1. Map of the Gulf of Cadiz showing the general MOW pathway (grey area); black dotted arrows indicate MOW direction; black arrows indicate Atlantic Inflow direction; IMB: Intermediate MOW Branch; MLW: Mediterranean Lower Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MMB: Main MOW Branch; PMB: Principal MOW Branch; SMB: Southern MOW Branch (modified from Madelain, 1970 and Hernández-Molina et al., 2003).

The MOW is responsible for sedimentation on the continental slope of the Gulf of Cadiz (Hernández-Molina et al., 2003). Around the Strait of Gibraltar, high velocity of MOW deposits sand patches, sand ribbons, and sand waves (Habgood et al., 2003; Kenyon and Belderson, 1973). Distally, the low MOW velocity allows the construction of large contourite drifts (Faugères et al., 1985; Stow et al., 1986). These drifts are composed essentially of thoroughly bioturbated, fine-grained sedimentary stacked sequences called contourites (Gonthier et al., 1984). The construction of the drifts is cyclic, being controlled by climatic and eustatic oscillations (Llave et al., 2001; Vergnaud-Grazzini et al., 1989).

This paper presents a MOW circulation pattern derived from the analysis of new very high resolution seismic Chirp data. This study shows the evolution of the different MOW branches across the eastern part of the Gulf of Cadiz and the determining impact of the seafloor

morphology on the MOW pathway. Due to recent technical improvements in acoustic facilities, we propose a new acoustic facies classification.

2. MATERIAL AND METHODS

The data presented in this paper were collected during the CADISAR cruise on the RV *Le Suroît* in August 2001 (Figure 2). Swath bathymetry was acquired using a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a main frequency of 32 kHz, with 135 beams, which allows maximum coverage angle of 140° in marine environments characterized by 20 to 4 000 m water depths. A morpho-bathymetric interpretation of the study area is available in Mulder et al. (2003).

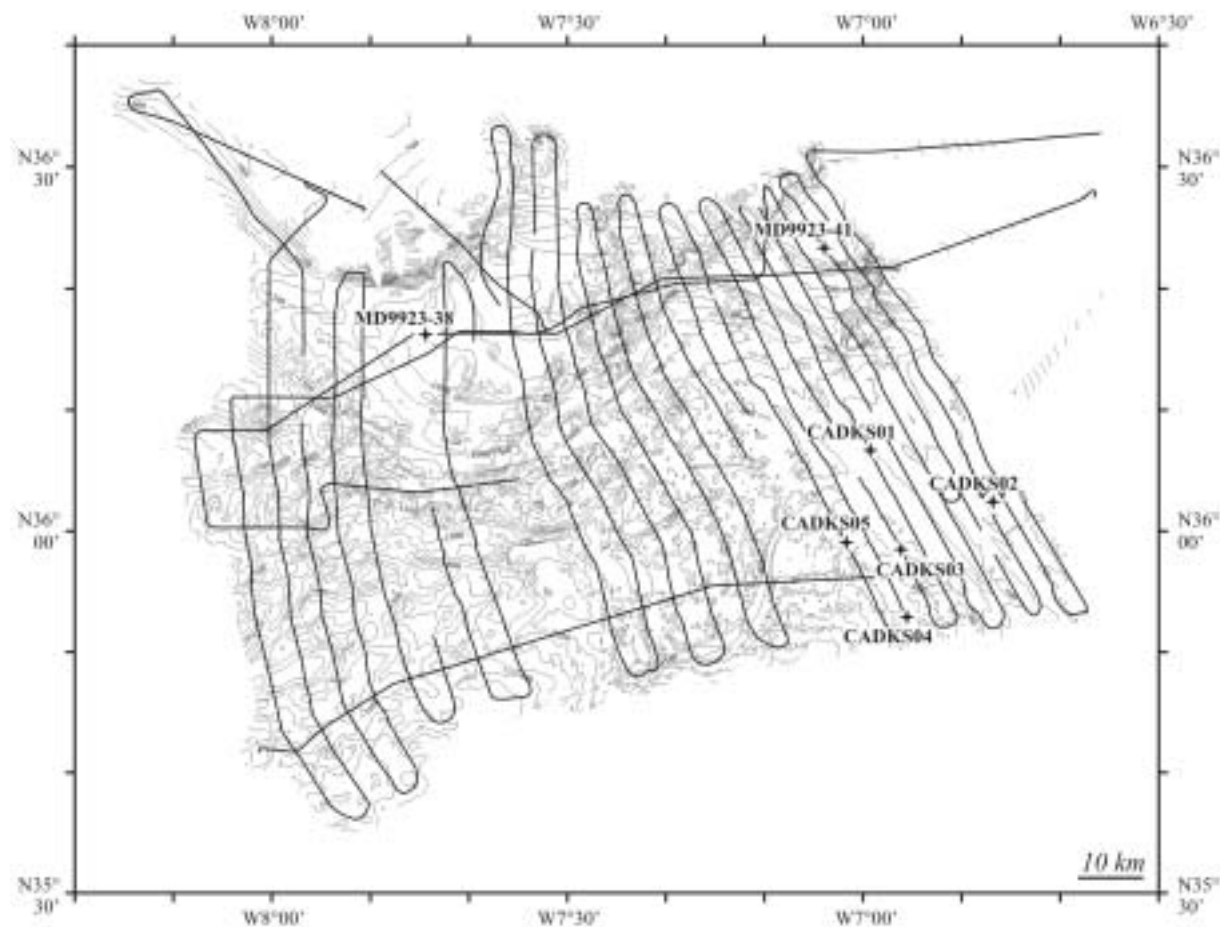


Figure 2. Location of sub-bottom sonar profiles (black lines) and bathymetric chart of the area mapped during the CADISAR cruise (see location in Figure 1). Isobath interval is 50 m (grey lines). Stars are the locations of the core sites used in this study.

The TRITON ELICS sub-bottom sonar was used to study upper sediment layers. This equipment acquires a very high resolution seismic using the Chirp mode. This system operates at a 2 to 5 kHz interval frequency and allows a 75 m signal penetration and a 0.75 m vertical resolution.

Five Kullenberg piston cores were used to reveal the sediment grain size and characterize the seismic echo facies. In addition, two long Calypso piston cores acquired during the IMAGES-5/GINNA cruise on the RV *Marion Dufresne II* in September 1999 were used.

3. RESULTS

3.1. Seafloor morphology

The area mapped during the CADISAR cruise covers a 17 000 km² zone (Figure 3). It extends between 300 and 1 900 m water depth and presents a southwest dipping regional slope lower than 1°. The morpho-structural terminology seen in Figure 3 is based on Hernández-Molina et al. (2003) and Mulder et al. (2003).

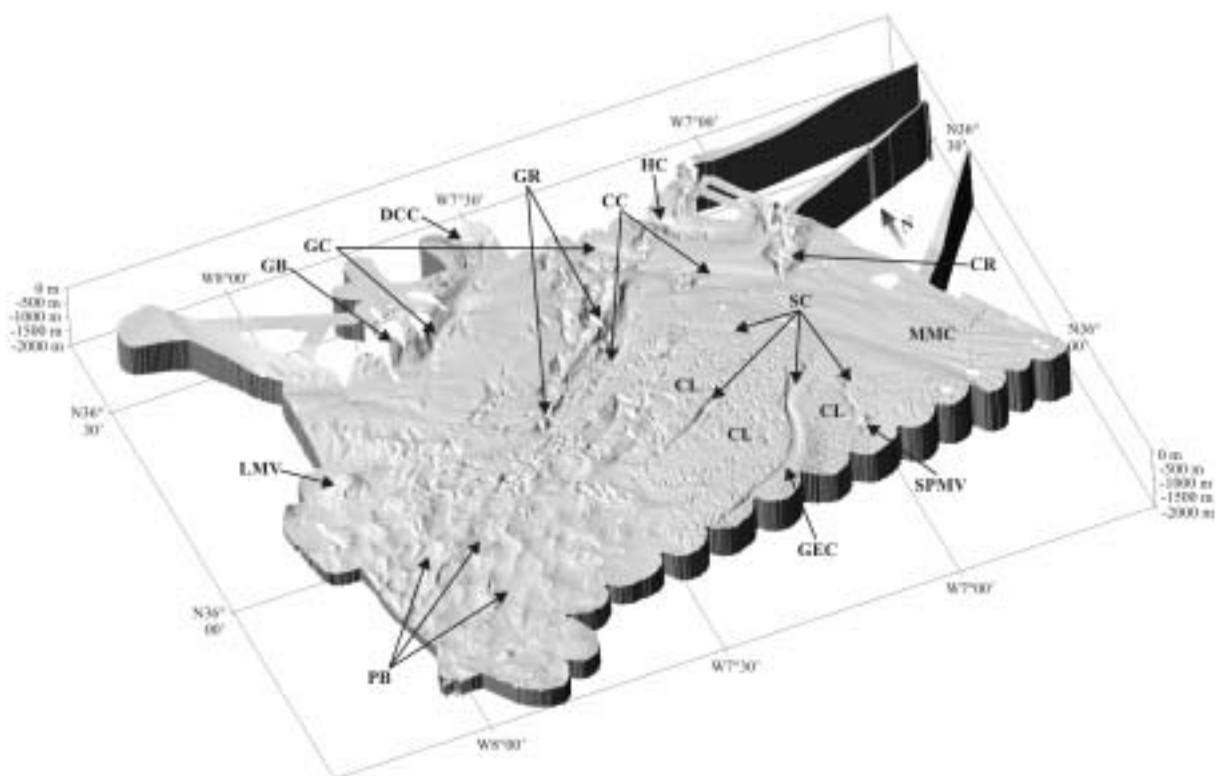


Figure 3. Illuminated, grey-shaded 3D perspective view of the area mapped during the CADISAR cruise based on EM300 multibeam echosounder. CC: Cadiz Contourite Channel; CL: Giant Contouritic Levee; CR: Cadiz Ridge; DCC: Diego Cao Contourite Channel; GB: Guadalquivir Bank; GC: Guadalquivir Contourite Channel; GEC: Gil Eanes Channel; GR: Guadalquivir Ridge; HC: Huelva Contourite Channel; LMV: Lolita Mud Volcano; MMC: Main MOW Channel; PB: ponded basins; SC: secondary channels; SPMV: St. Petersburg Mud Volcano.

The study area is characterized by the circulation of the different MOW branches, which are drained by four major channels: (1) The Main MOW Channel (MMC in Figure 3) channelling the Main MOW Branch (MMB in Figure 1), (2) the Cadiz Contourite Channel (CC in Figure 3) draining the Southern MOW Branch (SMB in Figure 1), (3) the Huelva (HC

in Figure 3) and Diego Cao (DCC in Figure 3) contourite channels channelling the Intermediate MOW Branch (IMB in Figure 1), and (4) the Guadalquivir Contourite Channel (GC in Figure 3) draining the Principal MOW Branch (PMB in Figure 1). The Mediterranean Upper Water flows northward between 500 and 800 m water depth, in the northeastern part of the study area.

South of the Cadiz Contourite Channel and west to the Main MOW Channel, the seafloor morphology shows an irregular topography, due to numerous failure scars. This zone is interpreted by Mulder et al. (2003) as a Giant Contouritic Levee (CL in Figure 3) built by the overflow of a part of the Main MOW Branch. Secondary channels (SC in Figure 3) are present to the surface of this sedimentary levee (Habgood et al., 2003). The most important channel (the Gil Eanes Channel of Kenyon et al., 2000; GEC in Figure 3) crosses this sedimentary accumulation and drains downslope a part of the MOW. Just west of the Giant Contouritic Levee, the seafloor is characterized by small ponded basins (PB in Figure 3), relics of ancient giant instabilities (Mulder et al., 2003). Upward motion of deep fluid is indicated by the Lolita (Somoza et al., 2003; LMV in Figure 3) and St. Petersburg (Kenyon et al., 2000; SPMV in Figure 3) mud volcanoes.

The northern part of the study area is characterized by topographic highs and lows (the Guadalquivir and Cadiz diapiric ridges and the Guadalquivir Bank, GR, CR, GB in Figure 3). The NNE/SSW orientated ridges correspond to early to late Miocene blue marl diapirs and collapse structures due to the dissolution of Triassic evaporites (Maldonado et al., 1989).

3.2. Classification of echoes

In this study, we focus on the twenty first milliseconds TWTT just below the seafloor. The Chirp sub-bottom sounder data allow to define ten acoustic facies. Each acoustic facies is described on the basis of clarity, lateral continuity and geometry of the bottom and subbottom echoes. These echoes are classified into three major classes (I, II and III in Table 1): (1) distinct or layered echoes (types I-1 and I-2), (2) indistinct or prolonged echoes (types III1 to III3), and (3) hyperbolic or wavy echoes (types III-1 to III-5).

3.2.1. Distinct or layered echoes (I)

Echo types I-1 and I-2 have very similar acoustic characteristics. Both are characterized by an acoustically transparent mass under the bottom echo. When this layer thickness was superior to 10 ms TWTT, the echo type was labelled as echo type I-2, in order to obtain a more detailed echo facies distribution.

Echo type I-1 shows a sharp and continuous bottom echo with multiple parallel or subparallel subbottom reflectors (Table 1). The surface echo shows both smooth and wavy topography with amplitude and wavelength reaching 150 and 6 000 meters, respectively. This echo type is the most common echo. In cores, it corresponds with decimetric to metric beds of

homogeneous bioturbated silty-clayey mud and decimetric to metric silty-rich layers (Table 2).

Echo type I-2 is characterized by a sharp and continuous bottom echo (Table 1). The distinct, continuous and parallel subbottom reflectors are overlain by a thick acoustically transparent mass (up to ten meters) with rare and diffuse internal reflectors. The surface echo shows a nearly flat morphology with a mean slope that does not exceed one degree. In cores, echo type I-2 corresponds with decimetric to metric beds of bioturbated silty-clayey mud and decimetric to metric silty-rich layers (Table 2).

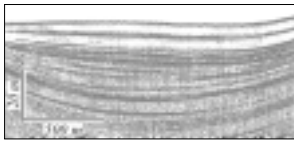
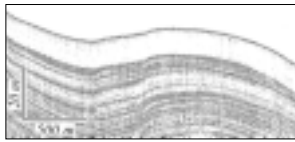
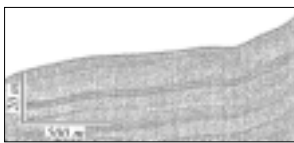

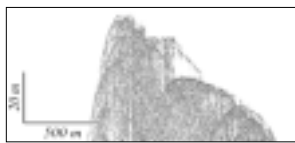





DISTINCT OR LAYERED ECHOES	 <i>Type I-1</i>	 <i>Type I-2</i>	
INDISTINCT OR PROLONGED ECHOES	 <i>Type II-1</i>	 <i>Type II-2</i>	 <i>Type II-3</i>
HYPERBOLIC OR WAVY ECHOES	 <i>Type III-1</i>	 <i>Type III-2</i>	 <i>Type III-3</i>
	 <i>Type III-4</i>	 <i>Type III-5</i>	

Table 1. Classification of echo types identified on Chirp echograms in the study area.

3.2.2. Indistinct or prolonged echoes (II)

Echo types II-1, II-2 and II-3 have similar internal acoustic characteristics. The prolonged character of the bottom echo hinders the possible presence of subbottom echoes and makes difficult the subjacent acoustic signal interpretation.

Echo type II-1 shows a continuous and semi prolonged clear bottom echo (Table 1). The subbottom echoes are relatively continuous and diffuse. The surface echo shows both smooth and wavy topography with amplitude and wavelength of 100 and 5 000 meters, respectively. In cores, echo type II-1 corresponds with diverse sedimentary assemblages (Table 2). Nevertheless, unlike the echo type I-1 and I-2, apparition of many centimetric to decimetric silty-sandy layers could be observed.

Echo type II-2 is characterized by a prolonged and continuous bottom echo without subbottom reflector (Table 1). The surface echo shows a rough morphology. In cores, echo type II-2 corresponds with massive coarse sandy to gravely sediments (Table 2).

Echo type II-3 shows a prolonged and irregular bottom echo without subbottom reflector (Table 1). Frequently, the bottom echo shows irregular hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor. These hyperbolae have maximum amplitude of 50 meters and a wavelength of 40 to 100 meters.

Type	Sedimentary facies	Cores
I-1	Bioturbated silty-clayey mud (10-350 cm thick); silty settlings (from few centimeters to 120 cm thick).	MD9923-41 (19.4 m long)
I-2	Bioturbated silty-clayey mud (10-500 cm thick); silty settlings (from few centimeters to 400 cm thick).	MD9923-38 (20.4 m long)
II-1	Bioturbated silty-clayey mud (10-150 cm thick); silty and fine sand settlings (10-50 cm thick).	CADKS04 (6.2 m long)
II-2	Coarse to gravely massive sand.	CADKS02 (2.6 m long)
III-1	Bioturbated silty-clayey mud; silty settlings (a few centimeters thick).	CADKS05 (0.8 m long)
III-3	Fine to coarse massive sand.	CADKS03 (3.1 m long)
III-4	Medium massive sand.	CADKS01 (2.7 m long)

Table 2. Sedimentary features of echo types in cores. See location of cores in Figure 2.

3.2.3. Diffraction hyperbolae or wavy echoes (III)

Echo types III-1, III-2, III-3, III-4 and III-5 have similar surface acoustic characteristics. Presence of a more or less thick hyperbola system on the seafloor hinders the possible presence of subbottom echoes and makes difficult the subjacent acoustic signal interpretation.

Echo type III-1 is characterized by numerous irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor without subbottom reflector (Table 1). The hyperbolae amplitude and wavelength range from 30 to 150 meters and 40 to 150 meters, respectively. Each hyperbola shows a transparent subbottom echo evolving to a prolonged subbottom echo when the waves stack. In cores, echo type III-1 corresponds with beds of bioturbated silty-clayey mud and centimetric silty-rich layers (Table 2).

Echo type III-2 shows dense regular overlapping hyperbolae with little varying vertex elevation above the seafloor without subbottom reflector (Table 1). The hyperbolae amplitude ranges from 10 to 80 meters and their wavelength is in the range of 100 meters. Each hyperbola shows a transparent subbottom echo transforming in a prolonged subbottom echo when the waves stack.

Echo type III-3 shows regular overlapping hyperbolae with little varying vertex elevation above the seafloor without subbottom reflector (Table 1). The hyperbolae amplitude ranges from 40 to 100 meters and their wavelength is about 400 meters. Each hyperbola shows a transparent subbottom echo becoming prolonged when the waves stack. In cores, echo type III-3 is constituted of massive fine to coarse sand (Table 2).

Echo type III-4 shows numerous regular overlapping hyperbolae with vertices tangent to the seafloor without subbottom reflector (Table 1). The hyperbolae amplitude and wavelength

are 10 and 50 meters, respectively. Due to the small amplitude and wavelength of the hyperbolae, the acoustic signal shows a semi-prolonged bottom echo. In cores, echo type III-4 is associated with massive medium sand (Table 2).

Echo type III-5 shows numerous regular overlapping hyperbolae with vertices tangent to the seafloor (Table 1). The hyperbolae amplitude ranges from 5 to 10 meters and their wavelength is close to 20 meters. The small amplitude and wavelength of the hyperbolae generate a semi-prolonged bottom echo. Nevertheless, numerous distinct and continuous subbottom reflectors parallel or subparallel to the seafloor are observed. Echo type III-5 is the less commonly echo.

4. DISCUSSION

From the Chirp profiles acquired during the CADISAR cruise, the three major categories of echo character defined in the eastern part of the Gulf of Cadiz reveal a great diversity in the acoustic nature of the seafloor (Figure 4). They appear clearly related to particular morphological settings and sedimentary nature, and characterize specific sedimentary processes. A description and an interpretation of each echo facies as well as their relationship with the previous 3.5 kHz classification of Damuth and Hayes (1977) and Chirp classification of Lee et al. (2002) are given in Table 3.

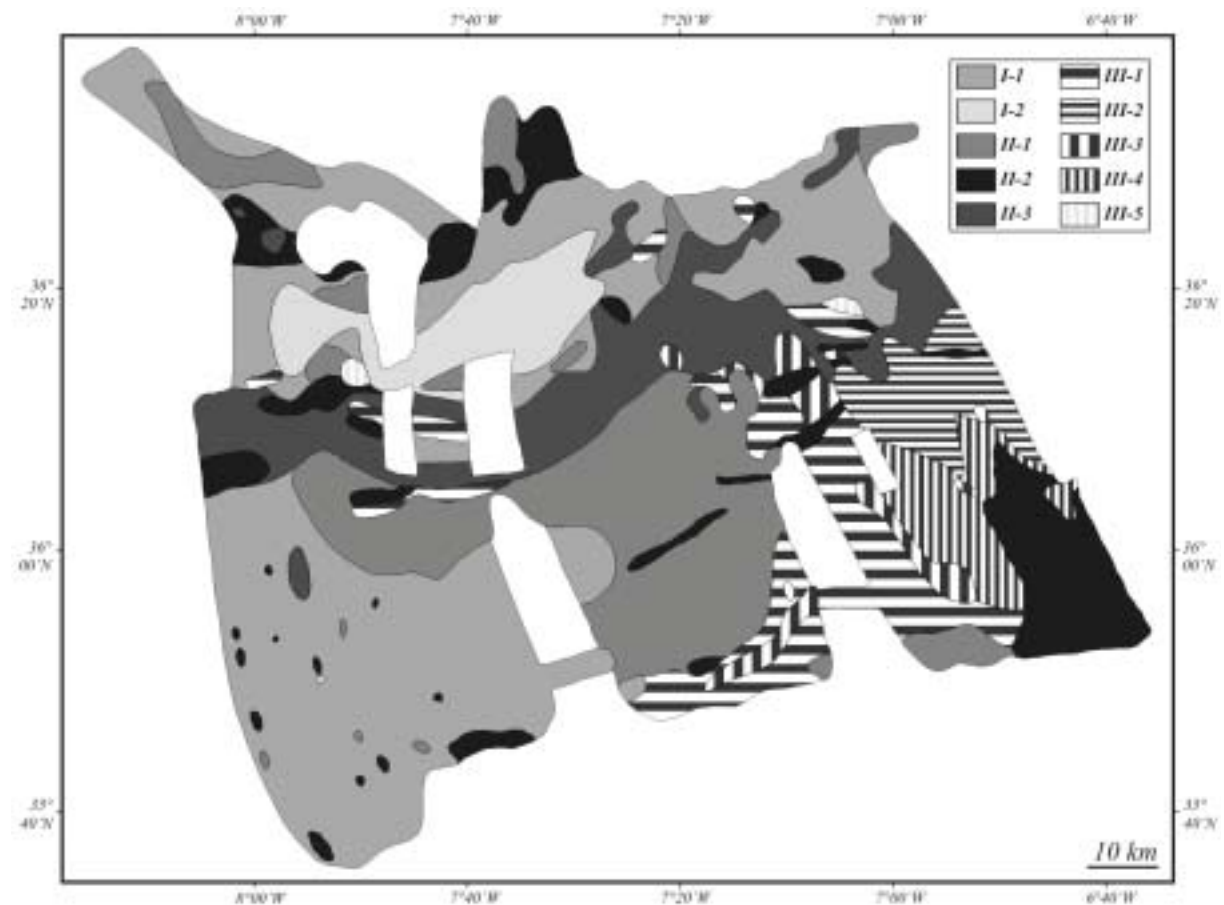


Figure 4. Echo distribution map of the eastern part of the Gulf of Cadiz. See text for significance of echo types.

Class	Type	CHIRP detail	Synthetic sketch	Description	Interpretation	Damuth and Hayes (1977)	Lee et al. (2002)
LAYERED	I-1			Bottom echo: sharp and continuous. Internal reflectors: numerous; distinct, continuous and parallel or subparallel to the sediment surface.	Weak activity of bottom currents and moderate sedimentation rate. Flat to undulatory morphology.	IB	I-2
	I-2			Bottom echo: sharp and continuous. Internal reflectors: acoustically transparent masses covering distinct and continuous internal reflectors.	Weak activity of bottom currents and high sedimentation rate. Flat to undulatory morphology.	IB	I-2
	II-1			Bottom echo: semi prolonged and continuous. Internal reflectors: diffuse; more or less continuous, parallel or subparallel to the sediment surface.	Moderate activity of bottom current. Mainly undulatory morphology.	IB / IIA	no analogous
	II-2			Bottom echo: prolonged and continuous. Internal reflectors: none.	Strong activity of bottom current or termination of gravity flow. Flat morphology.	IIB	I-1
	II-3			Bottom echo: prolonged and discontinuous. Presence of irregular hyperbolae with varying vertex elevation above the sea floor. Internal reflectors: none.	Strong activity of bottom current. Ridge and channel morphology.	IIIA	III-1
HYPERBOLIC	III-1			Bottom echo: irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the sea floor. Internal reflectors: none.	Moderate activity of bottom current. Unstable and rough morphology.	IIIC	no analogous
	III-2			Bottom echo: numerous regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the sea floor. Internal reflectors: none.	Bedforms related to strong/ moderate bottom current activity. Flat morphology.	IIIC	no analogous
	III-3			Bottom echo: regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the sea floor. Internal reflectors: none.	Tall bedforms related to strong/ moderate bottom current activity. Flat morphology.	IIIC	no analogous
	III-4			Bottom echo: numerous regular overlapping hyperbolae with vertex tangent to the sea floor. Internal reflectors: none.	Small bedforms related to strong/ moderate bottom current activity. Flat morphology.	IIID	III-2
	III-5			Bottom echo: numerous regular overlapping hyperbolae with vertex tangent to the sea floor. Internal reflectors: numerous; distinct, continuous and parallel or subparallel to the sediment surface.	Small bedforms related to weak/ moderate bottom current activity. Flat morphology.	no analogous	no analogous

Table 3. Description, interpretation, and relationship with previous works of echo types found in the eastern part of the Gulf of Cadiz.

4.1. The high energy environments

The wavy and prolonged echoes observed along the Main MOW Channel (Figure 4) are related to the undifferentiated MOW flow. Upstream, echo type II-2 reflects dominance of coarse-grained sediments on the seafloor (Table 2). According to echo type IIB of Damuth and Hayes (1977) and echo type I-1 of Lee et al. (2002), echo type II-2 is related to turbidite deposits in deep-sea marine environments, such as coarse-grained sediments flooring submarine channels. In the study area, the existence of echo type II-2 is related to contour current coarse deposits. Presence of echo type III-2, III-3 and III-4 downstream of the Main MOW Channel (Figure 4) also shows action of the Main MOW Branch northwestward. According to echo types IIIC and IIID of Damuth and Hayes (1977), echo types III-2, III-3, and III-4 correspond with regularly spaced erosional/depositional bedforms. Furthermore, echo types III-2 and III-4 have already been associated with activity of contour-current (Baraza et al., 1999; Damuth and Hayes, 1977; Jacobi, 1982). The sandy nature of the seafloor along the Main MOW Channel suggests strong bottom currents. However, the transition of a gravelly flat to a sandy bedforms area shows a northward decrease of the MOW velocity.

Northward of the Main MOW Channel, the large irregular hyperbolae of echo type II-3 reveal the rugged morphology of the Cadiz and Guadalquivir ridges (Figure 4). The hyperbolic signature of echo type II-3 shows outcrops, according to the interpretation of echo type IIIA of Damuth and Hayes (1977), III-1 of Lee et al. (2002) and D of Kuhn and Weber (1993). When the tectonic structures are present, around $36^{\circ}15'N/07^{\circ}15'W$, a southwestward bend of the Southern MOW Branch is observed. The disappearance of the tectonic alignments around $36^{\circ}05'N/07^{\circ}40'W$ and the effect of the Coriolis force involve a northwestward curve of the Southern MOW Branch. The distribution of echo type II-3 along the Cadiz Contourite Channel (Figure 4) also shows the influence of the Guadalquivir Ridge on the MOW pathway. Similar to what happened in the Main MOW Channel, presence of echo types II-3 along the Cadiz Contourite Channel suggests high velocities of the Southern MOW Branch. In addition, the disappearance of echo type III-3 just after the upstream bend (Figure 4) suggests an acceleration of the Southern MOW Branch at this location.

Compared to the prolonged echo types along the path of the Southern MOW Branch, layered echo types are mainly observed along the Intermediate and Principal MOW branches. Echo type I-1 along the Huelva and Guadalquivir Contourite channels (Figure 4) suggests very fine-grained deposits and thus a low competency of the Intermediate and the Principal MOW branches, respectively. However, the truncation of deposits outcropping on the seafloor along the east part of the Guadalquivir Contourite Channel suggests a strong erosive power of the upstream part of the Principal MOW Branch. Moreover, echo type II-2 along the west part of the Guadalquivir Contourite Channel (Figure 4) suggests an acceleration of the downstream part of the Principal MOW Branch. The reduction of the flowing section and the slope break around $36^{\circ}25'N/07^{\circ}40'W$ explain this velocity increase of the Principal MOW Branch. Echo type II-2 around the Diego Cao Channel (Figure 4) either shows an acceleration

of the Intermediate MOW Branch or the presence of southward orientated gravity processes between the Diego Cao and Guadalquivir Contourite channels.

4.2. The low energy environments

Most of the prolonged and wavy echo types testify to high energy environments. In the study area, three others echo types (I-1, I-2 and II-1) indicate more quiet depositional conditions throughout the better signal penetration. Echo type IB of Damuth and Hayes (1977) brings echo types I-1, I-2 and II-1 together. Nevertheless, the poor subbottom echo quality of echo type II-1 shows similarities with echo type IIA of Damuth and Hayes (1977). A pelagic/hemipelagic origin is favoured for these echo types (Damuth and Hayes, 1977; Gaullier and Bellaiche, 1998; Pratson and Laine, 1989). This interpretation is consistent with the main fine-grained nature of the sediments in our cores (Table 2).

South of the Guadalquivir Contourite Channel and North of the Cadiz Contourite Channel, a lateral transition is observed between echo types I-1 and I-2 (Figure 4). The difference between these echo types lies in the thickness of the subbottom transparent echo. This transparent interval is more developed in echo type I-2 and therefore shows greater sedimentation rate. This assumption is confirmed for the 10 000 last years by the correlation between the MD9923-38 (echo type I-2) and the MD9923-41 (echo type I-1) cores (Mulder et al., 2002). These observations suggest a quiet deposit environment where the pelagic/hemipelagic sedimentation is few perturbed by the Principal and Southern MOW branches.

Traces of echo type II-2 are observed in the ponded basin area, along their steep flanks (Figure 4). These small lenses of echo type II-2 and those found along the major MOW channels do not have the same meaning. In this case, the absence of the signal penetration of echo type II-2 does not reveals the signature of a sedimentary process but expresses a morphologic effect, due to the local steep flanks. Locally, traces of echo type II-1 in some trough (Figure 4) reflect existence of gravity processes down the basin flanks.

4.3. The Giant Contouritic Levee

In the study area, echo type III-1 is mainly associated with the north and east part of the Giant Contouritic Levee (Figure 4). Echo type III-1 is the surface expression of steep, very irregular relief. The hyperbolic signature of echo type III-1 is the result of the hummocky morphology established by the numerous failure scars, due to the shearing by overflow of the ageostrophic part of the MOW (Mulder et al., 2003). On the Giant Contouritic Levee, the northwestward and southwestward limits of echo type II-1 are situated around 1 300 and 1 100 m water depth, respectively. The overflow of a part of the Southern MOW Branch on the northwest part of the Giant Contouritic Levee explains this difference of water depth. These observations suggest a decrease of the MOW velocity and a progressive take-off of the MOW from the seafloor, westward of the Giant Contouritic Levee. Distally, the presence of echo type I-1 is consistent with this interpretation (Figure 4).

In the southern part of the Giant Contouritic Levee, the Gil Eanes Channel shows a different acoustic signature. The Gil Eanes Channel is characterized by echo type III-3 (Figure 4) which shows evidence of the circulation of a part of the energetic MOW along its floor. The presence of sandy bedforms and erosional grooves along the Gil Eanes Channel (Habgood et al., 2003) strengthens this interpretation. Echo type II-2 in the small channels north of the Gil Eanes Channel (Figure 4) also attests to a preferential pathway for coarse sediments from the upper to the lower slope. The disconnection between these channels and the Main MOW Channel and the lack of dynamics features along their floors suggest that these channels are presently inactive.

4.4. The depositional lobes

The sand patch observed downstream of the Cadiz Contourite Channel (Figure 4) corresponds to a depositional lobe (Habgood et al., 2003). This lobe is situated at 1 800 m water depth and not related to the Southern MOW Branch. Therefore, the origin of this depositional body is not contouritic. The formation of the sandy lobe results from the evolution of a gravity flow flowing down the channel south of the Lolita Mud Volcano. First, a sedimentary accumulation is produced when the Southern MOW Branch leaves the seafloor around 36°10'N/07°55'W and 1 500 m water depth. Second, the destabilization of the sedimentary pile due to overloading generates a gravity process. Due to the local slope and the presence of the Lolita Mud Volcano, the sedimentary load gravity current is directed southwestward. Finally, the loss of competence of the funnelled flow involves the deposit of the sandy lobe.

The sand patch observed at 35°45'N/07°36'W (Figure 4) also corresponds to a depositional lobe (Habgood et al., 2003). This lobe is situated at 1 450 m water depth and shows that the Gil Eanes Channel is a primary conduit for sand transport towards the slope and deep basin. Nevertheless, the disappearance of the Gil Eanes Channel around 07°20'W and 1 200 m water depth does not support a contouritic origin for this lobe.

4.5. Impact of the MOW on the sedimentary distribution

A close relationship between echo types and the nature of sediments contained in cores (Table 2) exists. Cores from regions of echo types I-1 and I-2 contain minor amounts of silty layers. In contrast, in the region characterized by echo type II-1, silty layers are more frequent and apparition of fine sandy beds can be noted. Presence of these coarser sediments on the seafloor can explain the quality loss of underlying seismic signal in echo type II-1. Based on this review, the distribution of echo type II-1 currently reflects the distribution and the path of silty-sand sediments in the study area and completes the distribution pattern of coarse grained sediments deduced from distribution of echo types II-2, II-3, III-2, III-3 and III-4.

5. CONCLUSION

Due to the technical improvement of the sub-bottom sounder since the two late decades, a new echo facies classification proves necessary to understand the sedimentary processes governing the deep sea sedimentation. This paper presents a new Chirp echo facies classification derived from the analysis of the very high resolution seismic Chirp, and Damuth and Hayes (1977) works. Three major categories of echo characters have been defined in the study area and can be subdivided into ten types. The ten echo types appear clearly related to particular morphological settings with specific sedimentary processes:

(1) the high energy province corresponding to the Main MOW Channel where a northward and a westward decrease of the MOW velocity is observed;

(2) the ridge and channel province where a morphologic impact of the seafloor on the MOW dynamics is deduced and high MOW velocities are observed;

(3) the Giant Contouritic Levee showing the overflowing of the MOW and the westward decrease of the MOW energy and competence;

(4) the inter channel and ponded basin areas characterized by a low energetic environment where the MOW velocity and competence are weak.

The Chirp data allow to refine the circulation pattern of the MOW in the eastern part of the Gulf of Cadiz. The coarse-grained sediments are confined in the major MOW channels. The majority of sandy and silty sediments are transported essentially by the Main and Southern MOW branches. On the Giant Contouritic Levee, the more silty-sand sediments are located northward and eastward, due to the overflow of the Main and Southern MOW branches. The small sandy lobes at the mouth of the Southern MOW Branch and the Gil Eanes Channel appear to be formed by gravity processes. Finally, echo facies show the decrease of the MOW energy northward and westward and the significant role of the seafloor morphology on the MOW dynamics.

ACKNOWLEDGMENTS

Authors thank GENAVIR, crew of the CADISAR and IMAGES V-GINNA cruises. We thank J. St Paul, D. Poirier and G. Chabeau for their technical assistance. This is an UMR/CNRS EPOC 5805 contribution n° 1574.

REFERENCES

- Ambar, I. and Howe, M.R., 1979. Observations of the Mediterranean outflow. II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(5): 555-568.
- Baraza, J., Ercilla, G. and Nelson, C.H., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155(1-2): 191-215.

- Damuth, J.E. and Hayes, D.E., 1977. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24(2): 73-95.
- Faugères, J.-C., Cremer, M., Monteiro, J.H. and Gaspar, L., 1985. Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire de Faro (marge sud-portugaise). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 37: 229-258.
- Gaullier, V. and Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, Northwestern Mediterranean Basin. *Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82: 1140-1155.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C. and Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (Editors), *Fine-Grained Sediments : Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburg, pp. 245 -256.
- Habgood, E.L. et al., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50(3): 483-510.
- Hernández-Molina, F.J. et al., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31(1): 19-22.
- Jacobi, R.D., 1982. Microphysiography of the Southeastern North Atlantic and its implications for the distribution of near-bottom processes and related sedimentary facies. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 31: 31-46.
- Johnson, J., Ambar, I., Serra, N. and Stevens, I., 2002. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(19): 4179-4193.
- Kenyon, N., Akhmetzhanov, A. and Ivanov, M., 2000. Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean margins. Preliminary results of geological and geophysical investigations during the TTR-9 cruise of R/V "Professor Logachev", June-July 1999. *Intergovernmental Oceanographic Commission technical series 56*: 102 pp.
- Kenyon, N.H. and Belderson, R.H., 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9(2): 77-99.
- Kuhn, G. and Weber, M.E., 1993. Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5 kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. *Marine Geology*, 113(3-4): 201-217.
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.G. and Kim, Y.B., 2002. Chirp (2-7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology*, 184(3-4): 227-247.
- Llave, E. et al., 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches*, 22: 487-508.

- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques*, 22(1): 43-61.
- Maldonado, A. et al., 1989. Tectonic framework, pattern of sedimentation, and potential environmental problems of the Cadiz Continental Margin, Spain, *28th International Geological Congress, Washington*, pp. 356.
- Meincke, J., Siedler, G. and Zenk, W., 1975. Some current observations near the continental slope off Portugal. *"Meteor" Forsch.-Ergebnisse*, 16: 15-22.
- Mulder, T. et al., 2002. Past Deep-ocean Circulation and the Paleoclimate Record - Gulf of Cadiz. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 83(43): 481, 487-488.
- Mulder, T. et al., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters*, 23: 7-18.
- Nelson, C.H., Baraza, J. and Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82(1-4): 103 -131.
- Nelson, C.H. et al., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 99-129.
- Pratson, L.F. and Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Marine Geology*, 89(1-2): 87-96.
- Somoza, L. et al., 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195: 153-176.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C. and Gonthier, E., 1986. Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites : velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology*, 72(1-2): 71-100.
- Vergnaud-Grazzini, C. et al., 1989. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP. *Oceanologica Acta*, 12: 305-324.
- Zenk, W., 1975. On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *"Meteor" Forsch.-Ergebnisse*, 16: 23-34.
-

III.2. Analyse des faciès acoustiques EM300 et SAR

III.2.1. Introduction et faits marquants

Cette étude s'appuie principalement sur une analyse détaillée de l'imagerie EM300 et SAR et propose notamment un schéma de la circulation actuelle de la MOW déduit de la granularité des sédiments et de l'orientation des figures sédimentaires observées dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Cette étude détaille, complète et corrige les précédents modèles de sédimentation réalisés dans cette partie du Golfe (*e.g.*, Kenyon et Belderson, 1973; Habgood *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2006), et met en évidence :

- de nombreuses cicatrices de glissement. Celles-ci sont omniprésentes dans les secteurs oriental et septentrional de la levée contouritique géante, zones soumises au débordement et à la circulation de la MOW et de la SMB ;
- la diminution de la vitesse et de la compétence de la MOW vers le Nord et l'Ouest. Cette réduction s'accompagne d'un tri progressif des particules le long du trajet de cet écoulement ;
- l'impact de la topographie sur la dynamique de la MOW. Les rides diapiriques forment un contrôle important sur l'orientation et l'intensité des différentes composantes de la MOW ;
- la similitude entre la MOW et les courants tidaux. La MOW génère des figures sédimentaires qu'il est courant d'observer le long des plateaux continentaux ou au sein de baies et estuaires.

Ce travail est présenté sous la forme d'une note soumise en octobre 2006 à *Marine Geology*.

N.B. : une figure synthétique est présentée à la fin de ce chapitre (Figure III-30, p. 146) afin de faciliter la comparaison des différents résultats obtenus à partir de l'analyse des faciès sismiques Chirp (Note 1) et des faciès acoustiques EM300 et SAR (Note 2).

III.2.2. Note 2 : « High resolution sedimentary analysis in the Gulf of Cadiz, Iberian margin »

HIGH RESOLUTION SEDIMENTARY ANALYSIS IN THE GULF OF CADIZ, IBERIAN MARGIN

V. Hanquiez^{1*}, T. Mulder¹, P. Lecroart¹, E. Gonthier¹, E. Marchès¹, M. Voisset²

¹ UMR/CNRS 5805-EPOC, Université Bordeaux 1, avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France. v.hanquiez@epoc.u-bordeaux1.fr

² IFREMER, DRO/GM, centre de Brest, BP70, 29280 Plouzané, France.

ABSTRACT

In the Gulf of Cadiz, the hydrodynamic process acting on particle transport and deposition is a strong density-driven bottom current caused by the outflow of the saline deep Mediterranean water at the Strait of Gibraltar: the Mediterranean Outflow Water (MOW). New high resolution EM300 multibeam echo sounder, deep-towed acoustic system SAR, very high resolution seismic and piston cores collected during the CADISAR cruise allow improving the understanding of the hydrodynamics of the MOW in the eastern part of the Gulf of Cadiz. Interpretation of data first allowed the recognition of various bedforms and erosive structures along the path of the MOW branches, and the identification of numerous gravity instabilities. The interaction between the MOW, the seafloor morphology and the force of Coriolis is presently the driving force of the sedimentary distribution pattern observed on the Gulf of Cadiz seafloor.

Keywords: Gulf of Cadiz; Mediterranean Outflow Water (MOW); deep-towed SAR; sedimentary facies; instabilities.

1. INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz is located between the Strait of Gibraltar (Spain) and the Cape St Vincent (Portugal). The Gulf is placed near the Eurasian and African plate boundary and submitted to complex tectonic processes (Maldonado and Nelson, 1999; Sartori et al., 1994; Srivastava et al., 1990). This tectonic activity is partly responsible for the formation of the diapiric ridges diverting the Mediterranean Outflow Water (MOW) pathway since the Quaternary (Nelson et al., 1993).

Present day water circulation along the Gulf of Cadiz margin is controlled by the exchanges between the Atlantic Inflow surface current circulating as deep as 300 m (Mélières, 1974), and the MOW bottom current flowing between 300 and 1500 m water depth (Madelain, 1970; Figure 1). The MOW is orientated E/W just west of the strait of Gibraltar with a velocity reaching 2.5 m s^{-1} (Boyum, 1967; Madelain, 1970). West of $6^{\circ}20'W$, the MOW is deflected northward and splits into two cores: (1) the Mediterranean Upper Water (MUW, Figure 1), a geostrophic current following a northerly path between 300 and 600 m water depth (Baringer and Price, 1999), and (2) the Mediterranean Lower Water (MLW,

Figure 1), an ageostrophic current flowing westwardly from the Strait of Gibraltar, at water depths ranging from 600 to 1500 m (Madelain, 1970). The MOW velocity decreases gradually down to 0.5 m s^{-1} on the middle slope (Kenyon and Belderson, 1973), and 0.2 m s^{-1} off Cape St Vincent (Johnson et al., 2002; Meincke et al., 1975).

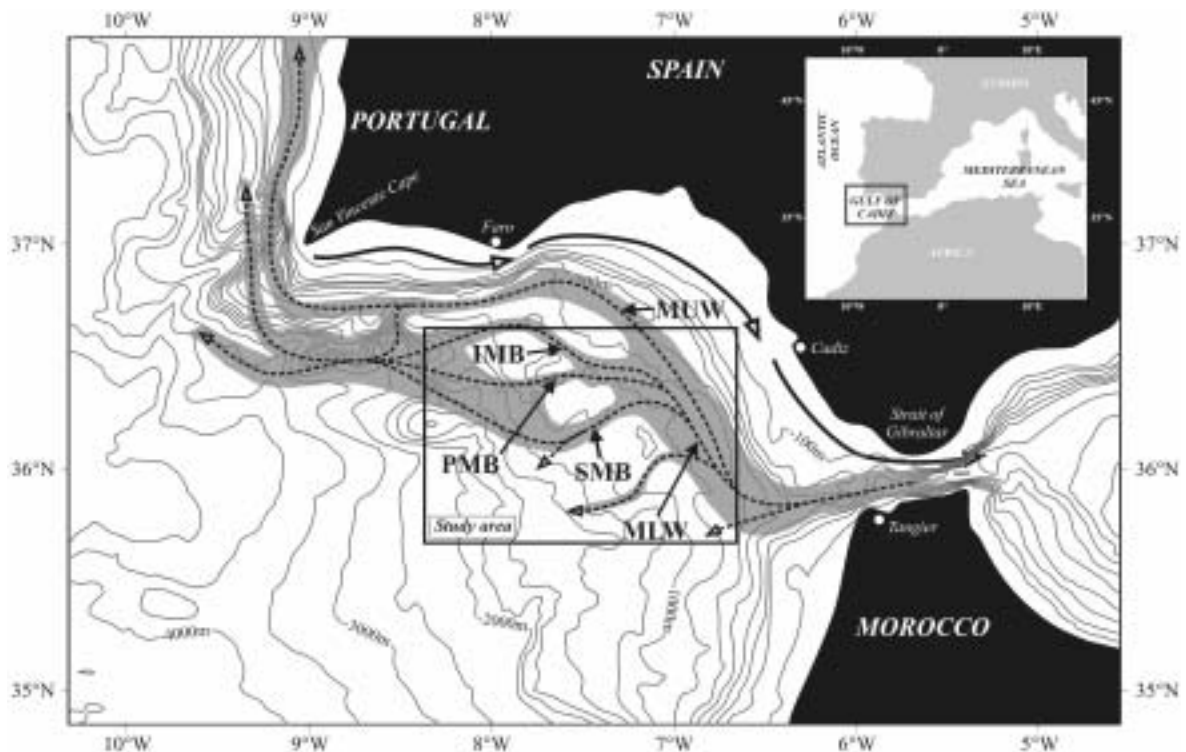


Figure 1. Map of the Gulf of Cadiz showing the general MOW pathway (grey area); black dotted arrows indicate MOW direction; black arrows indicate Atlantic Inflow direction; IMB: Intermediate MOW Branch; MLW: Mediterranean Lower Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MMB: Main MOW Branch; PMB: Principal MOW Branch; SMB: Southern MOW Branch (modified from Madelain, 1970 and Hernández-Molina et al., 2003).

At about 7°W , the MLW splits into three branches (Intermediate/IMB, Principal/PMB and Southern/SMB; Madelain, 1970; Mélières, 1974), due to a complex bathymetry (Figure 2) previously described by Mulder et al. (2003). Five features are distinguished in this area: (1) the major channels with the Main MOW Channel (MMC, Figure 2) which drains the MUW and the MLW, the Cadiz Contourite Channel (CC, Figure 2) which drains the SMB, the Huelva Channel (HC, Figure 2) which drains the IMB, and the Guadalquivir Channel (GC, Figure 2) which drains the PMB; (2) the topographic highs composed of the Cadiz (CR, Figure 2), Donana (DR, Figure 2), Guadalquivir (GR, Figure 2) diapiric ridges, and the Guadalquivir Bank (GB, Figure 2); (3) the smooth areas composed of the Bartolome Dias (BDD, Figure 2), Faro-Cadix (FCD, Figure 2), Guadalquivir (GD, Figure 2) and Huelva (HD, Figure 2) drifts; (4) the Giant Contouritic Levee (CL, Figure 2) partly dissected by the Gil Eanes Channel (GEC, Figure 2) and by secondary channels (SC, Figure 2); and (5) the ponded basin area (PB, Figure 2). Around 1200 m and 1500 m water depth in the eastern and western parts of the Gulf, the MOW disconnects from the seafloor and becomes a water mass

intercalated between the deep and intermediate Atlantic waters (Hernández-Molina et al., 2003). The progressive MOW velocity decrease leads to particle sorting and induces varied sedimentary bodies development along its path. In the most proximal part of Gibraltar, the main deposits are coarse-grained sediments with giant furrows, ribbons, and sand waves (Habgood et al., 2003; Kenyon and Belderson, 1973; Mulder et al., 2003) while, downstream, the fine-grained deposits built in silty-clayey contouritic drifts (Faugères et al., 1985a; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986).

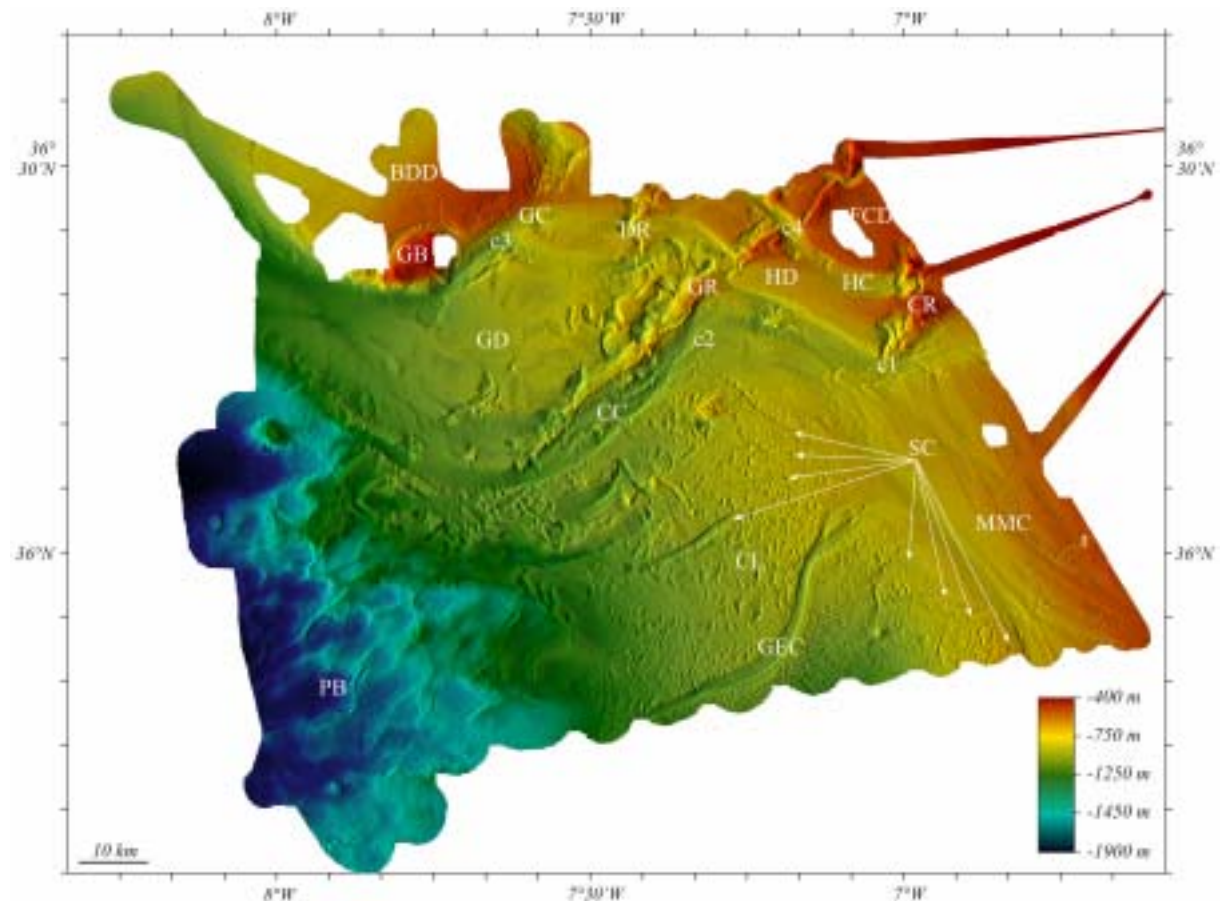


Figure 2. High resolution EM300 illuminated color-shaded map of the area studied during the CADISAR cruise. BDD: Bartolome Dias Drift; CC: Cadiz Contourite Channel; CL: Giant Contouritic Levee; CR: Cadiz Ridge; c1 to c4: constriction points; DR: Donana Ridge; FCD: Faro-Cadiz Drift; GB: Guadalquivir Bank; GC: Guadalquivir Contourite Channel; GD: Guadalquivir Drift; GEC: Gil Eanes Channel; GR: Guadalquivir Ridge; HC: Huelva Channel; HD: Huelva Drift; MMC: Main MOW Channel; PB: ponded basins; SC: secondary channels; t: trench.

Studies have been focussed on the sedimentary facies and processes on the Gulf of Cadiz continental slope for about forty years (e.g. Faugères et al., 1985b; Habgood et al., 2003; Heezen and Johnson, 1969; Hernández-Molina et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006; Kenyon and Belderson, 1973; Madelain, 1970; Mélières, 1974; Nelson et al., 1993; Nelson et al., 1999). In this paper, we present a new repartition pattern of the sediments in the eastern

part of the Gulf of Cadiz. The accuracy of the new acoustic data set allows, for the first time, a very high resolution characterisation of the seafloor (< 12.5 m) at a regional scale with, especially, the identification of numerous gravity instabilities, and demonstrates the close connection between the MOW, the Coriolis force and the seafloor morphology.

2. MATERIAL AND METHODS

The data presented in this paper were collected during the CADISAR Cruise on the RV 'Le Suroît' in August 2001. Bathymetric (Figure 2) and acoustic imagery (Figure 3) data were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder, system operating at a 32 kHz frequency. The spatial and vertical bathymetry resolution is 30 m × 30 m and 2 m, respectively. The imagery spatial resolution is 12.5 m. EM300 imagery was completed by SAR imagery (Figure 3), a deep-towed multisensor geophysical tool. It is tracked at 100 m above the seafloor and works at a 180 kHz frequency. This system, used to calibrate the multibeam imagery, allows to acquire very high resolution data with a sidescan imagery resolution of 0.25 m. Seismic profiles were acquired from very high resolution sediment sounder operating at a frequency ranging between 2.5 and 3.5 kHz (CHIRP mode). The top of 25 piston cores (Figure 3) were also used to reveal the sediment grain size and to interpret the acoustic imagery.

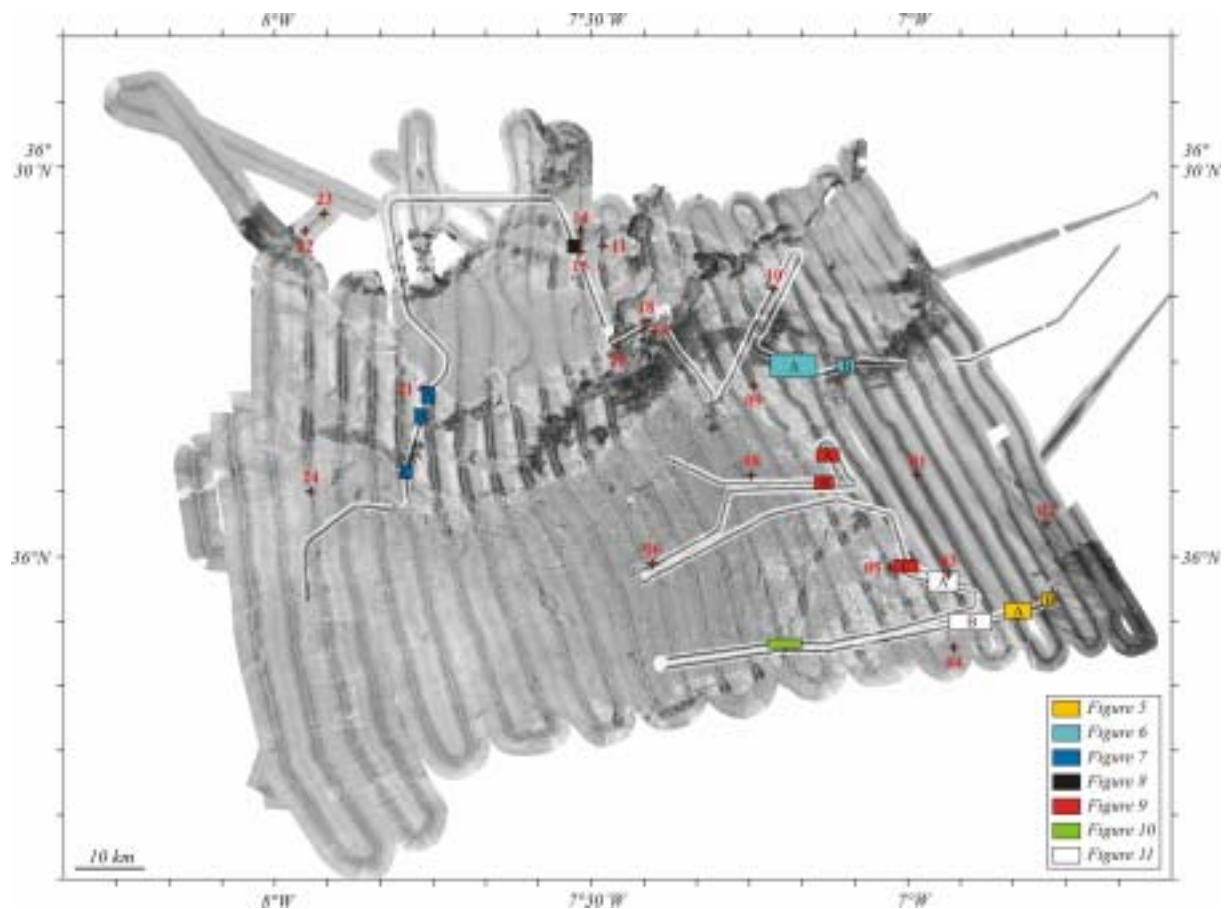


Figure 3. High resolution EM300 and SAR acoustic imagery map of the area studied during the CADISAR cruise. Red numbers are core location. Boxes are SAR image location.

3. RESULTS

3.1. Morpho-sedimentary facies

3.1.1. Erosion facies (rocky facies)

This facies is characterized by a high backscatter with medium to low backscatter lineaments of about fifty meters width and 1 to 15 km length (Table 1). It shows a prolonged bottom echo with no reflector below seafloor, and locally some large and irregular overlapping or single hyperbolae with widely varying vertex elevations above the seafloor. This echo shows similarities with echo types IIB and IIIA of Damuth and Hayes (1977). High backscatters are observed in areas of intense current and are mainly due to the presence of rock and erosive structures (Belderson et al., 1982; Kenyon and Belderson, 1973; Turcq, 1984). The similarities between the lineaments and the longitudinal furrows observed on the northern Aquitaine shelf (Cirac et al., 1998) and on the Mont-Saint-Michel Bay (Ehrhold et al., 2003) reinforce this affirmation. According to the observation of López-Galindo *et al.* (1999), Nelson et al. (1999) and Habgood et al. (2003) in the Gulf of Cadiz, this facies is subdivided into a gravelly rock and sandy rock facies, both characterized by longitudinal furrows possibly filled by coarse material.

3.1.2. Deposit facies

3.1.2.1. Sand sheets

This facies presents a homogeneous low backscatter without apparent structure (Table 1). It is characterized by a continuous, clear bottom echo with no or rare reflectors below seafloor. This facies shows similarities with echo type IA of Damuth and Hayes (1977), interpreted as sediment with an important coarse fraction.

3.1.2.2. Sand ribbons

This facies shows alternation of high and low backscatter stripes (Table 1). The low backscatter features are up to 10 km long and 200 m wide. This facies is characterized by a continuous, clear bottom echo with no reflector below seafloor, like echo type IA of Damuth and Hayes (1977). This facies shows similarities with the banded facies observed and described on continental shelves (e.g., Cirac et al., 1998; Ehrhold et al., 2003; Flemming, 1979). In this area, it corresponds to sand ribbons (Habgood et al., 2003; Mulder et al., 2003) overlying a gravelly substrate which records in a higher backscatter. The high sand content (89 %) of the CADKS02 core collected in this facies is consistent with this interpretation (Table 2).

3.1.2.3. Small sand waves

This facies shows a low backscatter with small straight wavy structures of about 1 to 2 m high and 100 to 200 m wavelength (Table 1). The CADKS01 core collected in this facies

shows a high sand content (87 %) in the surficial sediments (Table 1). This facies shows regular and intense overlapping hyperbolae with vertices approximately tangent to the seafloor. This hyperbolic echoes, similar to echo type IIIC of Damuth and Hayes (1977), are generated by erosional/depositional bedforms due to the activity of bottom currents (Heezen et al., 1966; Hollister et al., 1974). The morphologic convergence of the wavy structures with the small dunes described on the northern Aquitaine shelf by Cirac et al. (1998) is consistent with this interpretation.

Facies	Interfering sand waves	DEPOSIT	EM300 Imagery	SAR Imagery	Chirp profile
	Homogeneous mud				
Facies	Mud waves	INSTABILITY	EM300 Imagery	SAR Imagery	Chirp profile
	Sandy instabilities				
Facies	Muddy instabilities	DEPOSIT	EM300 imagery	SAR Imagery	Chirp profile
	Sand sheets				
Facies	Rock and coarse sediments	DEPOSIT	EM300 imagery	SAR Imagery	Chirp profile
	Sand ribbons				
Facies	Small sand waves	DEPOSIT	EM300 imagery	SAR Imagery	Chirp profile
	Sand waves				

Table 1. Sedimentary facies classification based on EM300, SAR, chirp and core data.

Core	Granulometric classes (%)			D90 (μm)	U^x (cm s^{-1})		U (cm s^{-1})	
	Clay ($<10 \mu\text{m}$)	Silt ($10-63 \mu\text{m}$)	Sand ($> 63 \mu\text{m}$)		Min.	Max.	Min.	Max.
CADKS01	4	9	87	627	1.80	10.5	32.0	190
CADKS02	3	8	89	395	1.60	6.50	28.0	115
CADKS03	2	3	95	659	1.90	11.0	34.0	200
CADKS04	31	59	11	64	0.95	undefined*	17.0	undefined*
CADKS05	34	61	5	46	0.85	undefined*	15.0	undefined*
CADKS06	35	61	3	38	0.80	undefined*	14.0	undefined*
CADKS08	6	17	77	211	1.30	2.80	23.0	50.0
CADKS09	8	23	69	271	1.40	4.00	25.0	70.0
CADKS11	9	33	58	191	1.20	2.00	21.0	36.0
CADKS14	30	53	17	101	1.00	undefined*	18.0	undefined*
CADKS15	6	25	69	150	1.10	1.50	20.0	27.0
CADKS18	20	39	41	189	1.20	2.00	21.0	36.0
CADKS19	16	34	50	550	1.70	9.50	30.0	170
CADKS20	23	57	20	136	1.10	1.30	20.0	23.0
CADKS22	39	52	9	57	0.90	undefined*	16.0	undefined*
CADKS23	31	63	6	44	0.85	undefined*	15.0	undefined*
CADKS24	37	62	2	33	0.80	undefined*	14.0	undefined*

* Fine-grained particles ($D90 < 100 \mu\text{m}$) are only transported as suspended load.

Table 2. Major grain-size classes of surficial sediments and Shearing (U^*) and transport (U) velocities calculated from the Sternberg (1968) and McCave (1984) methods (core location in Figure 3).

3.1.2.4. Sand waves

This facies is characterized by a low backscatter with wavy structures with amplitude and wavelength ranging from 4 to 10 m and 200 to 300 m, respectively (Table 1). The CADKS03 core acquired in this facies shows coarse surface sediments with sand content of 95 % (Table 2). This facies shows regular slightly overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor. It shows similarities with echo type IIIC of Damuth and Hayes (1977) and is interpreted as the result of bedforms created by erosional and depositional processes. These structures are similar to the dunes described on the southeast African continental shelf (Flemming, 1979) and in the entrance to the Gironde Estuary (Berné et al., 1993). In this work, asymmetrical morphology is mainly observed with locally barkhanoïde sand wave fields.

3.1.2.5. Interfering sand waves

This facies shows a low backscatter with a dense network of straight wavy structures responsible of a gridiron-like morphology (Table 1). Amplitude and wavelength of these bedforms range from 2 to 5 m and 100 to 150 m, respectively. This facies shows regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor. It shows similarities with echo type IIIC of Damuth and Hayes (Damuth and Hayes, 1977).

3.1.2.6. *Homogeneous mud*

This facies shows a homogeneous medium backscatter without apparent structure (Table 1). It is characterized by a continuous and clear bottom echo with continuous, parallel reflectors below seafloor. It shows similarities with echo type IB of Damuth and Hayes (1977). The top of CADKS22 and CADKS23 cores acquired in this facies shows sediments mainly composed of silt (~50 %) with a clayey fraction higher than 30 % (Table 2).

On the basis of bathymetric data, another facies similar in their acoustic characteristics to the homogeneous mud facies is defined. This facies is characterized by the presence of large kilometeric to multi-kilometric depressions and is interpreted as ponded basin deposits (Prather, 2000).

3.1.2.7. *Mud waves*

This facies shows a medium backscatter with large undulated wavy structures about 40 m high with a wavelength of 600 m (Table 1). It presents a wavy continuous bottom echo without hyperbolae with continuous, parallel reflectors below seafloor showing similarities with the echo type IB of Damuth and Hayes (1977). These structures corresponds to the large mud waves already recognized and described by Kenyon and Belderson (1973), Nelson et al. (1993) and Habgood et al. (2003).

3.1.3. Instability facies

3.1.3.1. *Sandy instabilities*

This facies presents a heterogeneous backscatter without real structures (Table 1). It shows regular to irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor. This facies shows similarities with echo type IIIC of Damuth and Hayes (1977) and chaotic facies described by Cochonat and Ollier (1987). This facies is related to deposits originated from gravity mass flows (Damuth, 1980; Embley and Hayes, 1976; Jacobi, 1976).

3.1.3.2. *Muddy instabilities*

This facies shows a low to medium backscatter with numerous multi-hectometric curvilinear structures characterized by a low to high backscatter (Table 1). This facies shows regular to irregular overlapping hyperbolae with varying vertex elevation above the seafloor, like echo type IIIC of Damuth and Hayes (1977). Due to the similarities with the sandy instabilities and the observation previously made by Mulder et al. (Mulder et al., 2003), this facies is interpreted as failure scars and mass flow deposits. On the basis of backscatter variation and lithologic interpretation of Habgood et al. (2003), two subdivision are defined: (1) the muddy sand instabilities, characterized by a low backscatter and a medium to high sand content, and (2) the muddy instabilities, characterized by a medium backscatter with a low sand content and a low number of curvilinear structures.

3.2. Sedimentary facies distribution

3.2.1. The contourite channels

The south-eastern part of the Main MOW Channel is characterized by rock outcrops and gravel (Figure 4). This sector presents erosive furrows approximately fifty meters wide and 1 to 6 km long. These furrows, oriented 110°N close to Gibraltar, progressively bend towards 135°N. North of the NNE/SSW concave trench (Figure 2), the MMC is entirely covered by the sandy facies. The type of sandy facies evolves both northward and westward. On a section beginning in the gravel sector and ending with the Cadiz Channel and the Giant Contouritic Levee, we find successively sand ribbons, small sand waves and straight or interfering sand waves (Figures 4 and 5). South of 36°N, the orientation of sand ribbons is mainly 110°N, and becomes 140°N north of 36°N. In the central sector of the Main MOW Channel, sand wave crests are orientated 35°N to 45°N. This direction progressively bends towards 5°N close to the Giant Contouritic Levee. North of the Main MOW Channel, the crests of the interfering sand waves have two main orientations, 25°N and 65°N. Sandy instabilities are present west of this sand wave field (Figure 4).

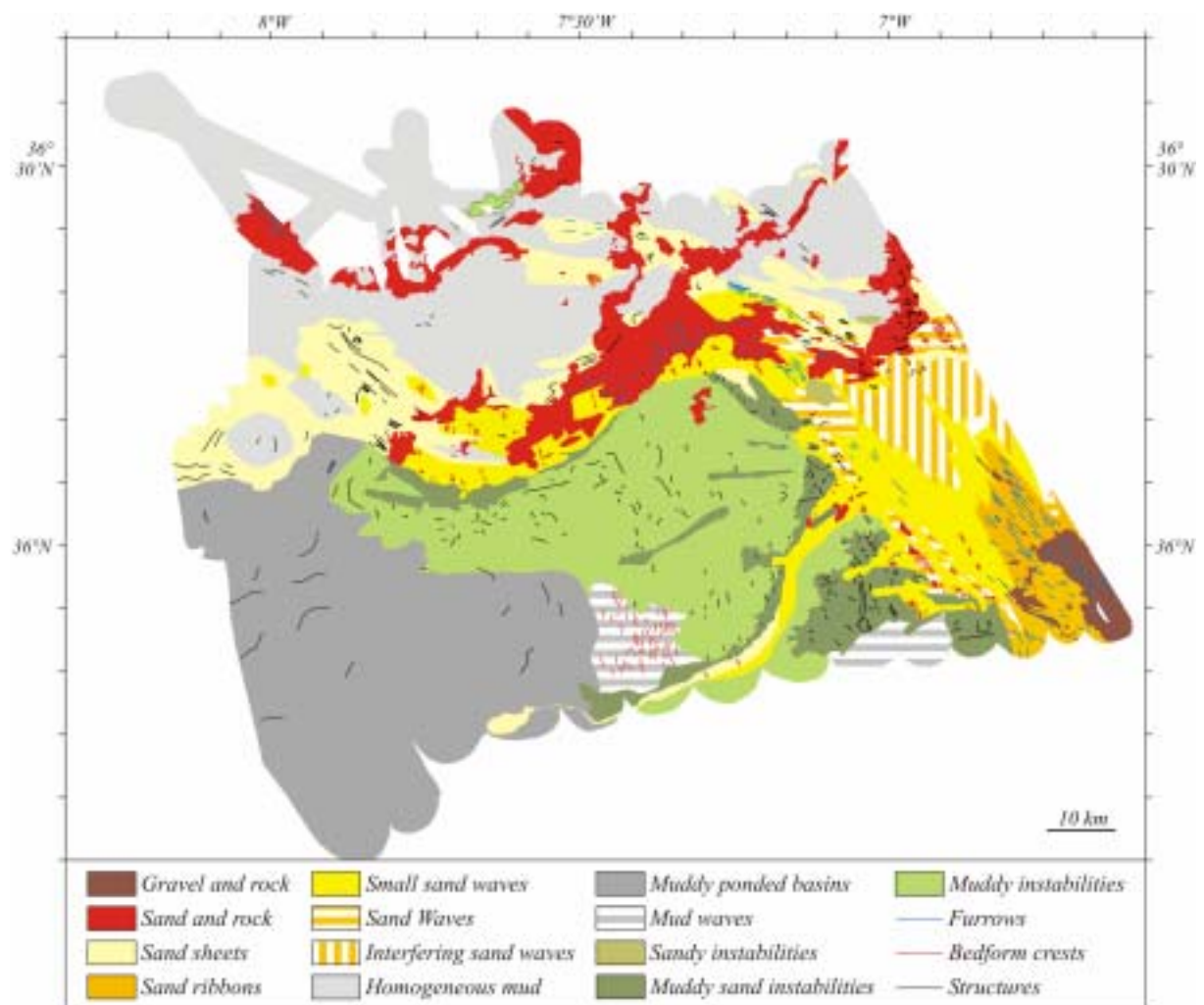


Figure 4. Sedimentary facies distribution in the eastern part of the Gulf of Cadiz based on the acoustic imagery interpretation.

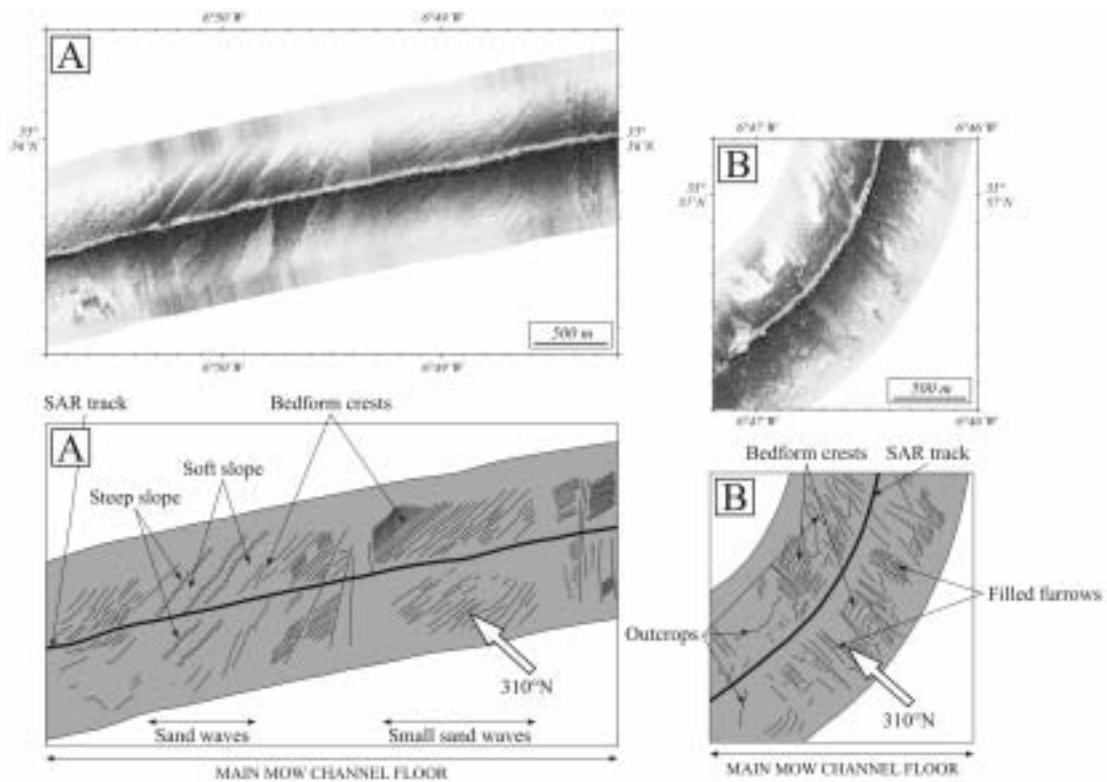


Figure 5. SAR images and interpretations showing erosive and deposit bedforms on the Main MOW Channel (see location in Figure 3). White arrows are current directions.

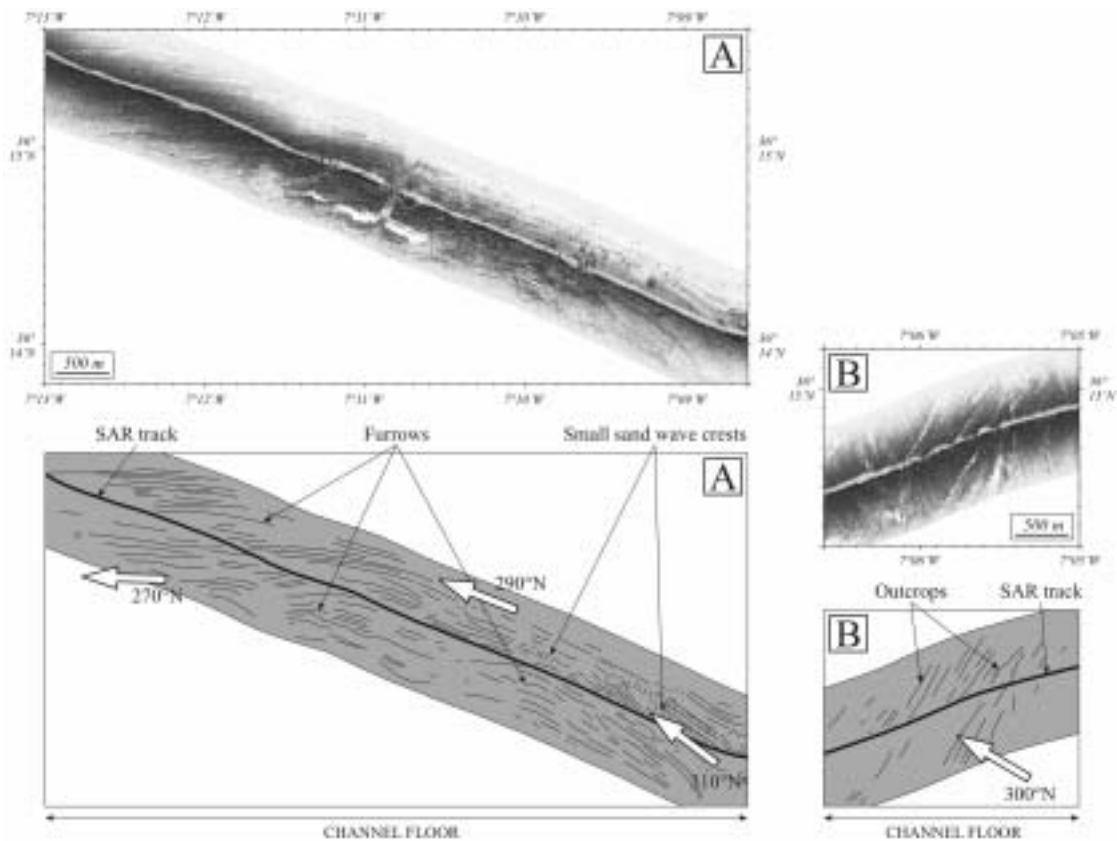


Figure 6. SAR images and interpretations illustrating the bend and the erosive nature of the SMB in the Cadiz Channel (see location in Figure 3). White arrows are current directions.

The Cadiz Contourite Channel is characterized by rock outcrops and sandy sediments sometimes with sedimentary structures (Figures 4, 6 and 7). Rock outcrops are mainly located along the Cadiz and Guadalquivir ridges, so locally showing the sediment stratification (Figure 7B). East of 7°30'W, the channel is dissected by furrows orientated 105°N west of the Cadiz Ridge. Between 7°10'W et 7°20'W, these furrows progressively bend southwestward and orientate 40°N to 60°N along the Guadalquivir Ridge (Figure 4). A westward decrease of the sand wave amplitude is observed along the channel pathway. This decrease continues until the complete disappearance of these bedforms at 7°47'W (Figure 7C). From 10°N to 20°N in the upstream part of the channel and 150°N along the Guadalquivir Ridge, the wave crest orientation is about 5°N just west of 7°35'W. These sand waves are mainly straight crests with the exception of a small barchan field focussed around 36°12'N/7°45'W (Figure 7A).

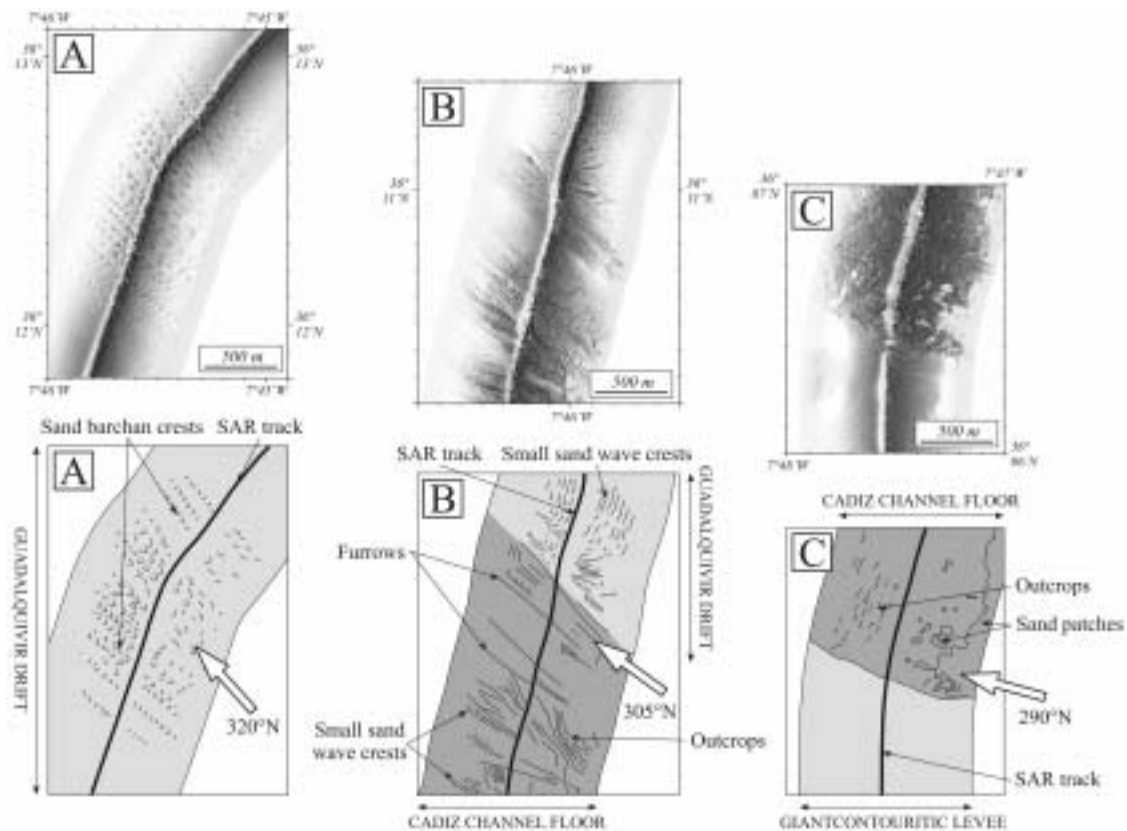


Figure 7. SAR images and interpretations displaying the lateral facies variation across the downstream part of the Cadiz Channel and the progressive northwestward bend of the SMB (see location in Figure 3). White arrows are current directions.

The Huelva Contourite Channel has a similar sedimentary facies evolution west of the Cadiz and Guadalquivir diapiric ridge rock outcrops. At the western limit of the ridges, the channel floor exhibits sand facies without bedform, and then homogeneous mud (Figure 4). Rare furrows orientated 120°N are observed along the channel course.

The Guadalquivir Contourite Channel is mainly characterized by sand deposits in this upstream part (Figure 4). This facies is present in two secondary branches surrounding a muddy area with smooth morphology between 7°25'W and 7°40'W (Mulder et al., 2003;

Figure 4). In the northern branch, thin furrows orientated 60°N to 80°N are observed (Figure 8). From $7^{\circ}35'\text{W}$, convergence of these two branches is associated with apparition of rock outcrops along the channel course (Figure 4). From $7^{\circ}55'\text{W}$, 120°N orientated furrows are observed in the downstream part of the channel (Figure 4).

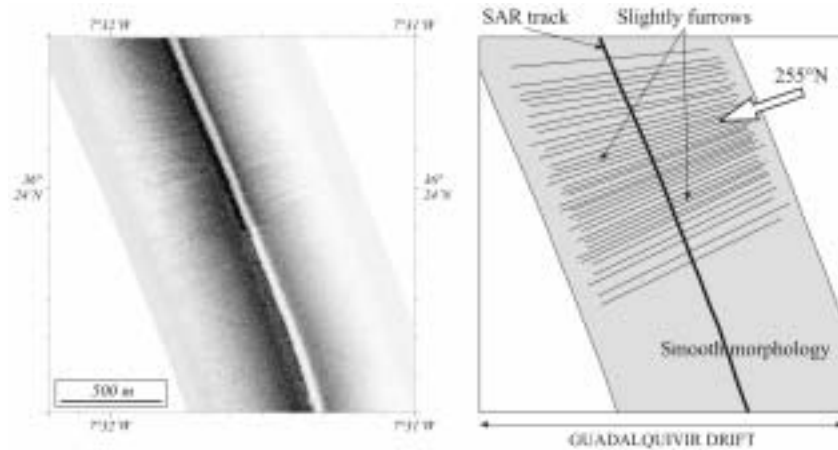


Figure 8. SAR image and interpretation showing the slightly erosive nature of the PMB along the central part of the Guadalquivir Channel (see location in Figure 3). White arrow is current direction.

3.2.2. The contourite drifts

The contourite drifts are mainly characterized by fine-grained deposits without dynamic structures (Figure 4). Only the south-eastern part of the Huelva drift and the southern part of the Guadalquivir drift have sandy surficial deposits. Muddy instabilities can be observed on the southeastern edge of the Bartolome Dias drift, just east of the Guadalquivir Bank (Figure 4). These semicircle scars are joined and parallel to the right flank of the Guadalquivir Channel.

3.2.3. The Giant Contouritic Levee

This sector, previously described as a mud wave to muddy sand wave area (Habgood et al., 2003; Kenyon and Belderson, 1973; Nelson et al., 1993; Nelson et al., 1999) contains numerous instabilities in addition to sedimentary structures (Mulder et al., 2003; Figure 4). Muddy sand instabilities are mainly observed: (1) along the southern edge of the Cadiz Channel and the western edge of the Main MOW Channel (Figure 9A), (2) on the right levee of the Gil Eanes Channel (Figure 10), (3) along and at the mouth of the secondary channels disconnected to the Main MOW Channel (Figure 9B), and (4) on both sides of the secondary channels connected to the Main MOW Channel (Figure 9C and Figure 11A-B). Muddy instabilities cover the rest of the Giant Contouritic Levee, except in areas around $35^{\circ}52'\text{N}/7^{\circ}\text{W}$ and $35^{\circ}52'\text{N}/7^{\circ}24'\text{W}$, which are covered by mud waves with 15°N to 30°N orientated crests (Figure 4).

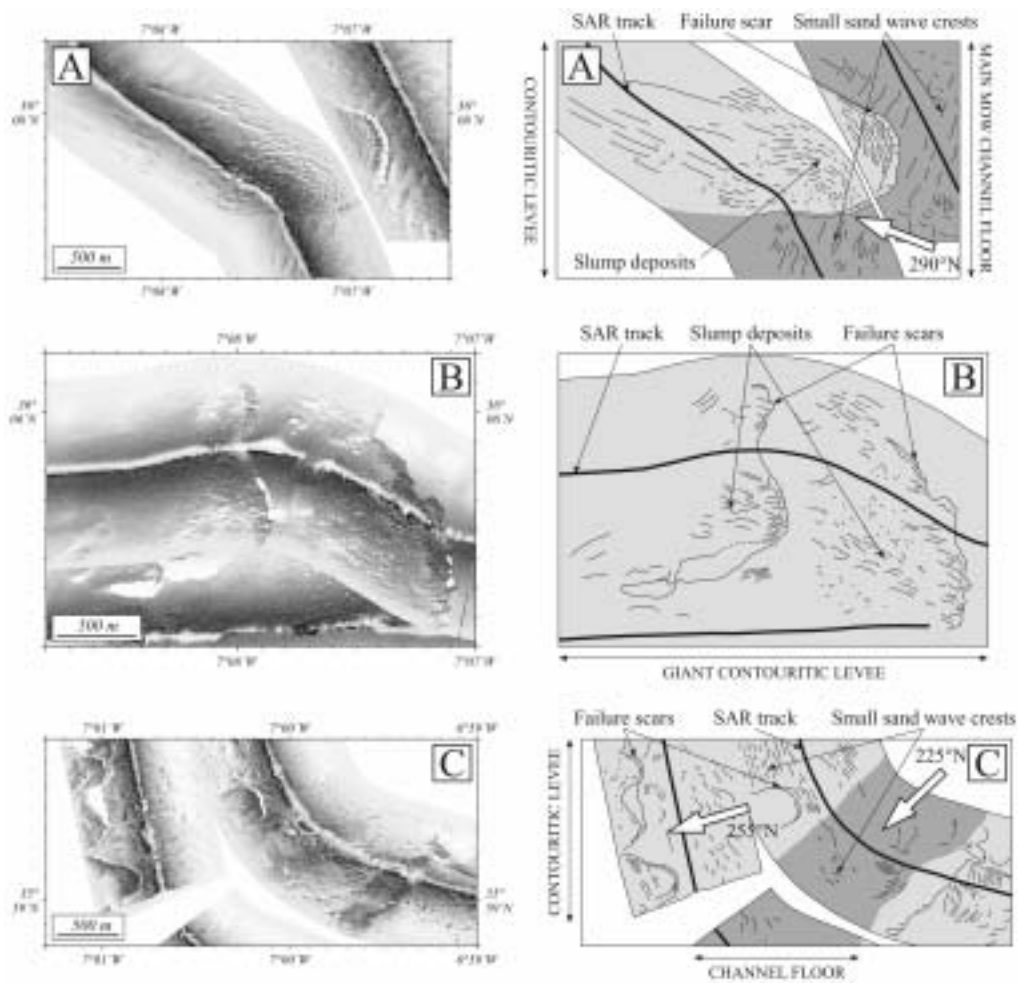


Figure 9. SAR images and interpretations showing instabilities on the Giant Contouritic Levee on the western bank of the Main MOW Channel (see location in Figure 3). White arrows are current directions.

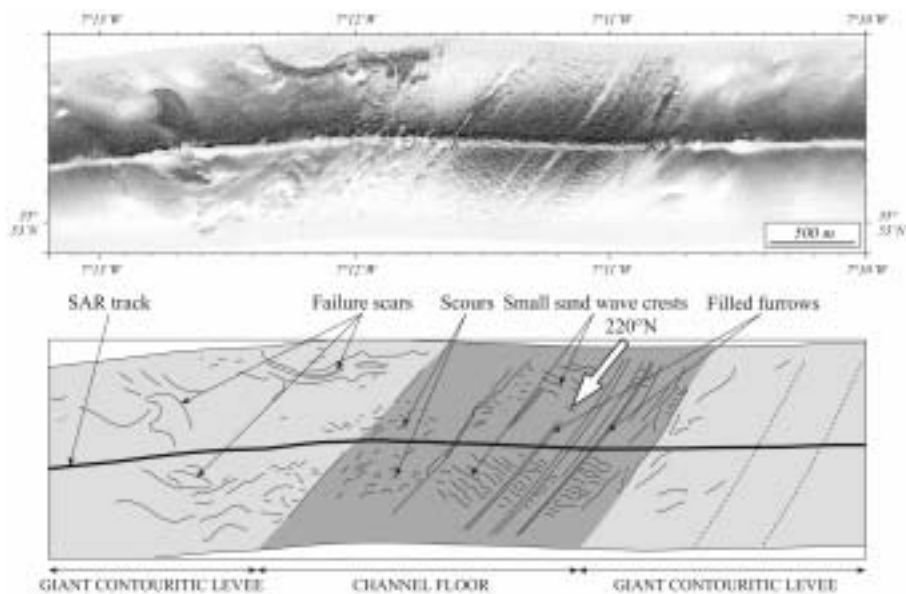


Figure 10. SAR image and interpretation illustrating the bedform variability across the Gil Eanes Channel (see location in Figure 3). White arrow is current direction.

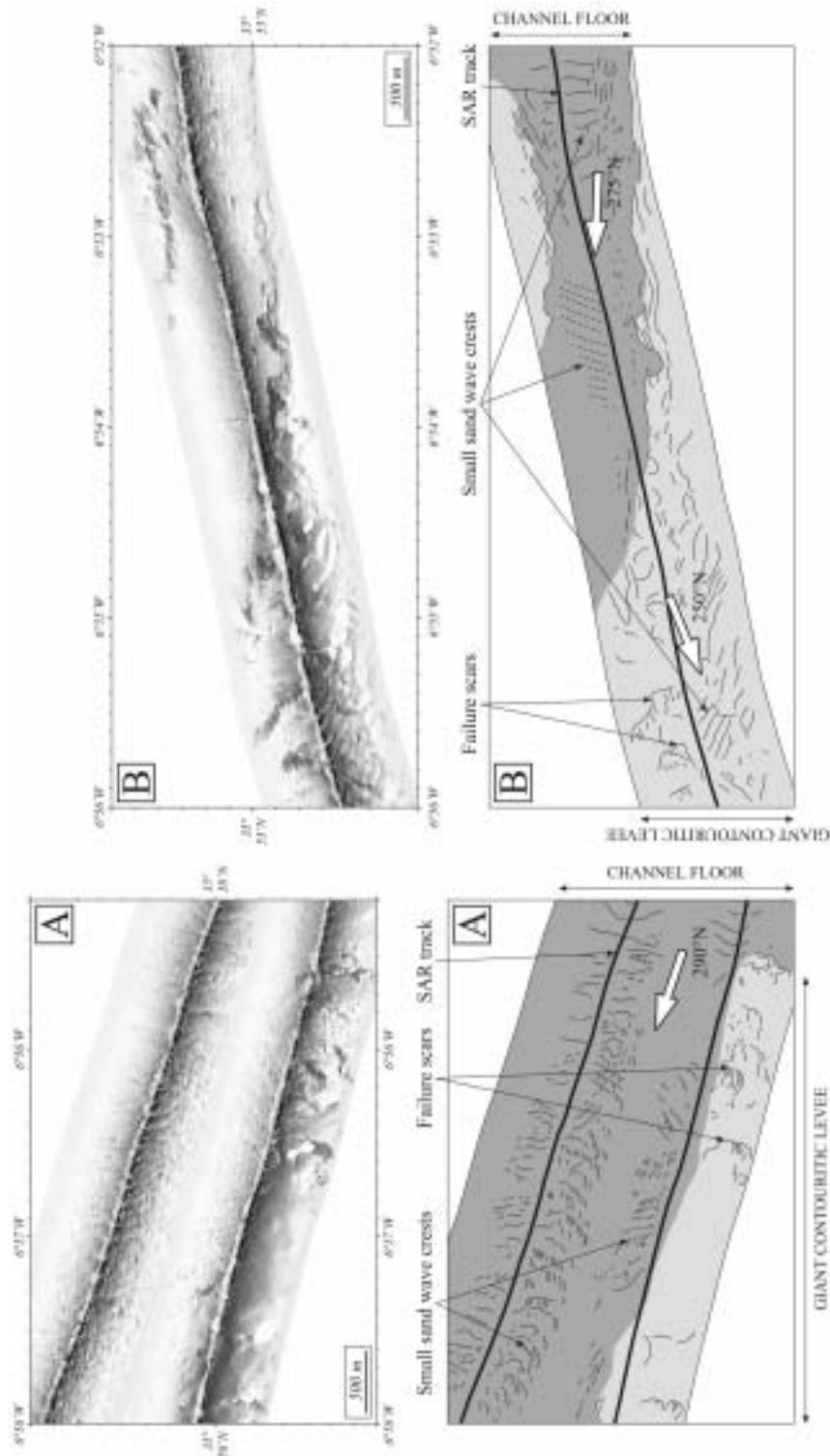


Figure 11. SAR imagery and interpretations of the bedforms identified along the secondary channels connected to the Main MOW Channel (see location in Figure 3). White arrows are current directions.

The sandy facies is observed within the channels dissecting the Giant Contouritic Levee (Figure 4). Sand waves, with crests perpendicular to the channel axis, characterize the secondary channels south of the Gil Eanes (Figure 11A-B). Locally, these bedforms are also observed on the edges of the channels and have crests sub-parallel to the channel axis (Figure

9C and Figure 11B). In the Gil Eanes Channel, sand waves are associated with narrow sand-filled furrows (25 m) and scours, which are concentrated along the outer part of the meanders (Figure 10). From 7°12'W, the Gil Eanes Channel is floored by sand deposits without bedforms. Small sandy depositional lobes develop at its mouth (Habgood et al., 2003; Figure 4).

3.3. MOW hydrodynamic

To quantify the circulation of the MOW in the Gulf of Cadiz, we estimated transport flow velocity parameters. However, the relations between the particle grain size and current velocities are complex: they depend on the cohesion of the sediments and the possibility for each grain to be transported as a discrete particle, either by bed-load, or in suspension in the nepheloid layer. Current velocities are very fluctuating because of turbulence, the particles are not transported continuously in time (Migeon, 2000). The method we used consists in using the diagram proposed by McCave (1984) to evaluate the shearing velocity (U^x in cm s^{-1}) for particles transport. U^x is estimated using the 90th centile (D90) obtained by the granulometric analysis (Table 2). Assumption is made that coarse-grained particles ($> 100 \mu\text{m}$) are not transported in suspension but only by bed load. U^x is converted into mean transport velocity at 1 m above the seafloor (U in cm s^{-1} , Table 2) from the experimental relationship (Sternberg, 1968):

$$U = \sqrt{U^{x2}/C_{100}} \quad (C_{100} \text{ is the drag coefficient determined at } 3.1 \times 10^{-3} \text{ by Sternberg}).$$

Using the obtained transport velocity values and the orientation of furrows and wave crests displayed in the study area, a semi quantitative model of the MOW velocity evolution is established in the eastern part of the Gulf of Cadiz (Figure 12). Highest velocities, ranging from 115 to 200 cm s^{-1} , are in the south-eastern part of the Main MOW Channel. They are consistent with the velocities previously measured by Heezen and Johnson (1969), Madelain (1970) and Baringer and Price (1999) and are also in agreement with the velocity threshold to generate erosive furrows and sand ribbons (Belderson et al., 1982; Dyer, 1970). Downstream, around the Main MOW and Cadiz channel junction, velocities range from 25 to 70 cm s^{-1} and are of the same order that the values of Ambar and Howe (1979) and Baringer and Price (1999). The central part of the Guadalquivir Channel is characterized by velocities ranging from 18 to 36 cm s^{-1} whereas they are of about 14 cm s^{-1} on the outer flank of the Giant Contouritic Levee.

4. DISCUSSION

4.1. Erosion zones

Rock outcrops and the gravel lag (Mulder et al., 2003) observed in the upstream part of the Main MOW Channel show evidence of an erosive action of the MOW on the seafloor. In this sector, orientation of the furrows shows a progressive north-westward bending of the MOW from 6°40'W. The erosion by the SMB and PMB is also observed along the Cadiz and

Guadalquivir channels. This erosive action of the MOW along the Cadiz and Guadalquivir channels is also suggested by the presence of furrows. Erosion is related to a reduction of the MOW section around $36^{\circ}14'N/7^{\circ}02'W$ (c1, Figure 2), $36^{\circ}17'N/7^{\circ}20'W$ (c2, Figure 2) and $36^{\circ}24'N/7^{\circ}38'W$ (c3, Figure 2) which induces an increase of the SMB and PMB velocities. In addition, the erosive action of these two branches is emphasized by the force of Coriolis which plasters the MOW against the Cadiz and Guadalquivir ridges and the Guadalquivir Bank. Change in furrow orientation observed along the Cadiz and Guadalquivir channels shows that the SMB and PMB follows the pathway defined by these tectonic highs (Nelson et al., 1999; Figure 12). East of the Guadalquivir Bank, failures scars show the existence of mass gravity processes.

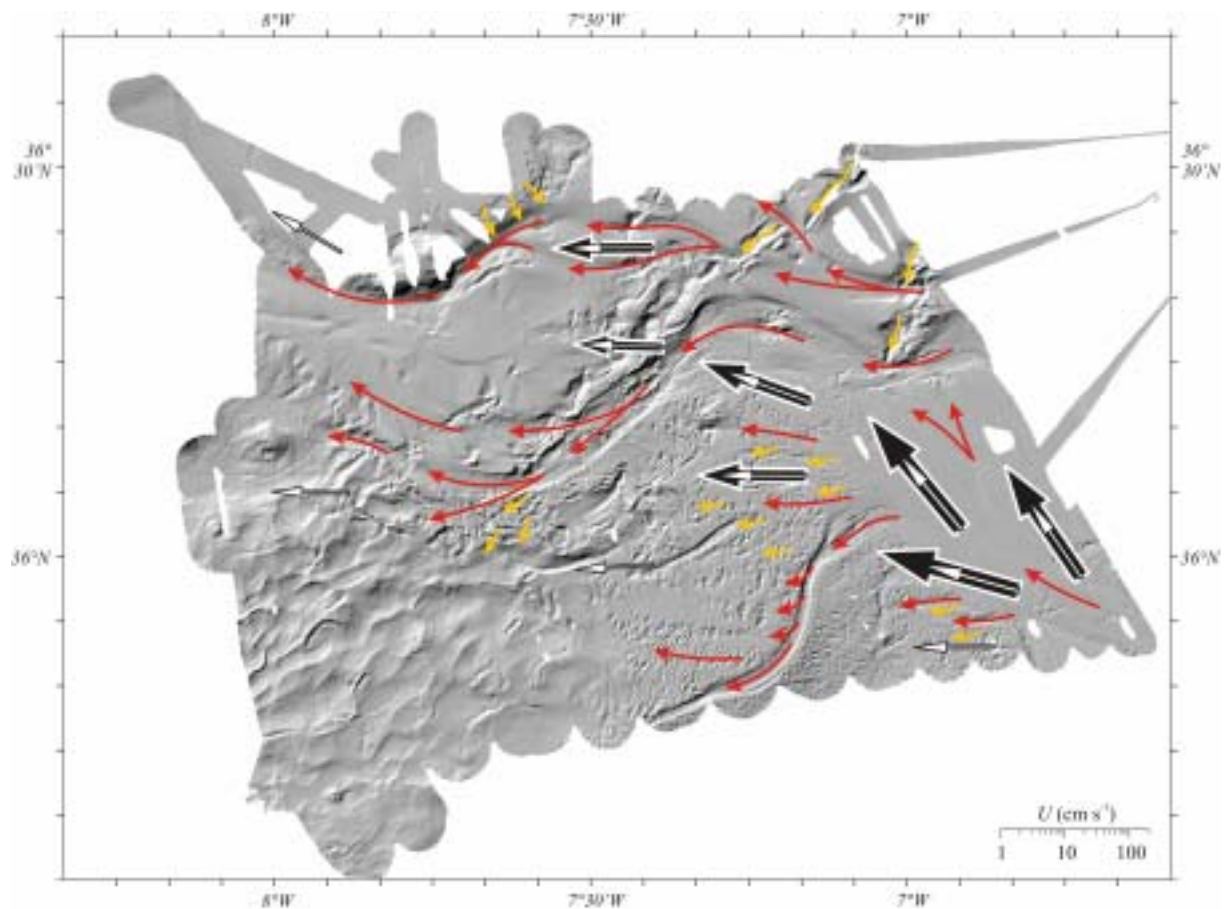


Figure 12. Semi quantitative hydrodynamic model in the eastern part of the Gulf of Cadiz. Black, white and red arrows are MOW directions. Yellow arrows are gravity current directions. Black and white arrows respectively represent minimal and maximal transport velocities (U). Vector direction is deduced from bedform orientations.

Presence of rock outcrops and sand material along the submarine valleys bordering the western flank of the Cadiz and Guadalquivir ridges (SV1 and SV2 of Mulder et al., 2003; Figure 12) indicates an erosive action of the currents channelized in these valleys. These valleys seem to connect the different MLW branches and to transit sediments from the shelf to the slope.

4.2. Deposition zones

The sand ribbons and the few furrows observed close to the rock outcrop and gravel area indicate a transition zone where both erosion and deposition occur. Orientation of these bedforms show a progressive north-westward bending of the MOW ending around 36°02'N/6°48'W (Figure 12). Disappearance of the furrows north of 36°08'N and west of 6°52'W coincides with the edification of sand waves. These bedforms can morphologically be associated with the washed-out dunes of Simons and Richardson (1961) and illustrates the predominance of deposit processes and the decrease of the MOW velocity. The bedform morphology indicates a current flowing towards 310°N. Westward, the higher amplitude of the sand waves indicates a decrease of the MOW velocity, according to the bedform classification of Simons and Richardson (1961). The westward continuity of these large sand wave fields as far as the end of the secondary channels indicates that these channels are under the action of the MOW. The spilling from the main MOW Channel is consistent with the progressive westward bending of the wave crests near the secondary channel mouths. This westward wave crest bending is also observed close to the Gil Eanes Channel mouth, suggesting the presence of the MOW in this channel. The progressive disappearance of dynamic structures in the central part of this channel suggests a south-westward decrease in flow intensity (Figure 12).

The numerous failure scars observed on the right levee of the Gil Eanes Channel are related to high sedimentation rate due to the spilling of the channelized MOW (Mulder et al., 2003). This is confirmed downstream by both the splayed shape of the large mud wave field and the mud wave crest orientation. This associated to the presence of distal sandy lobes suggests many similarities between the Gil Eanes Channel and channels found in deep-sea turbidite systems (Normark, 1978; Normark et al., 1993; Walker, 1978). However, due to the permanent circulation of the MOW, the Gil Eanes Channel is interpreted as a typical channel draining downwelling currents (Faugères et al., 1999; Habgood et al., 2003; Mulder et al., 2003). The presence of the previous mud wave field can also be related to the combined action of the MOW which spills over the contouritic levee and is responsible to the numerous failure scars observed in this area (Mulder et al., 2003). This is strengthened by the presence of large mud waves south of the connected secondary channels. Reduction of failure scar number and change from muddy sand to muddy deposits in the central and western parts of the Giant Contouritic Levee suggest the westward decrease of the shearing, velocity and competence of the MOW (Figure 12).

The interfering sand waves observed in the northern part of the Main MOW Channel indicates bi-directional currents at this location. Orientation of a part of the wave crests is consistent with a north-westward direction for the MOW. The orientation of the remaining wave crests show a westward MOW component and indicates that the SMB have already an effect on the seafloor before to be channelized by the Cadiz Channel. This SMB bifurcation, initiated both by the obstacles created by the Ridge of Cadiz and the concavity of the continental shelf, is also displayed by the northward orientation of the bedform crests to the east of the Cadiz Ridge. The bedform disappearance along the Huelva and Guadalquivir

channels suggests a decrease in the IMB and PMB velocities. The homogeneous mud on the Faro-Cadiz ridge shows that the IMB stays confined in the Huelva Channel along its path. Presence of fine-grained deposits between $7^{\circ}08'W$ and $7^{\circ}10'W$ and sandy sediments west of the Guadalquivir Ridge suggests a decrease and then an increase of the IMB competence because of the reduction of the flowing section at $36^{\circ}25'N/7^{\circ}10'W$ (c4, Figure 2). The sand sheet centred at $36^{\circ}22'N/7^{\circ}10'W$ (Figure 12) shows that a part of the IMB circulates westward. Passed the Guadalquivir Ridge, the IMB remains confined into the Guadalquivir Channel where it forms the PMB. This suggests that the divergence between the IMB and the PMB takes place around $36^{\circ}21'N/7^{\circ}07'W$. Downstream, in the central part of the Guadalquivir Channel, the development of a second sandy area on each side of the Donana Ridge shows that this tectonic structure is responsible of the PMB dichotomy.

The westward reduction of the bedform amplitude and the lack of dynamic structures in the downstream part of the Cadiz Channel suggest the progressive decrease of the SMB. From $7^{\circ}15'W$, the bend of the wave crest corroborates the southwestward SMB direction deduced from the furrow orientation along the central part of the Cadiz Channel. The sandy edge observed along the north side of the Cadiz Channel indicates that a part of the SMB spills over the Guadalquivir Ridge around $7^{\circ}30'W$. Consequently, the Guadalquivir Drift is partly built by the SMB. This spilling is related both to the inertia of the overall westward oriented SMB between $7^{\circ}05'W$ and $7^{\circ}20'W$ and to the Coriolis force which orientates the SMB circulation towards the north. In addition, the action of the Coriolis force is visible from $7^{\circ}35'W$ by the westward bedform bending and the $130^{\circ}N$ orientation of the sheet sand between $7^{\circ}44'W$ and $7^{\circ}58'W$. This north-westward change of deposit orientation and the lack of bedform are consistent with the disappearance of the Guadalquivir Ridge and the end of the confinement of the SMB in the Cadiz Channel. Finally, the fine-grained sediments observed from $7^{\circ}55'W$ indicates a westward progressive decrease of the SMB competence.

5. CONCLUSION

The new high resolution sedimentary facies distribution proposed in this study completes, details, and corrects the previous models established in the eastern part of the Gulf of Cadiz (Baraza et al., 1999; Baringer and Price, 1999; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Kenyon and Belderson, 1973; Lopez-Galindo et al., 1999; Madelain, 1970; Mélières, 1974; Nelson et al., 1993; Nelson et al., 1999). High quality of the imagery data (< 12.5 m) allows a precise characterization of the diverse bedforms built by the MOW along its path, and an accurate definition of their spatial limits. Sandy deposits are confined in the whole contouritic channels, the Gil Eanes channel and the secondary channels connected to the Main MOW Channel. Bedform changes, deposit lithology, and estimated MOW transport velocities confirm the northward and westward decrease of the MOW energy and competence. If most of the previous works reveal the sandy nature of the main MOW channel, our study shows, for the first time, the progressive northward and westward evolution of the bedforms along the Main MOW Channel with erosive furrows, sand ribbons, small sand waves, and symmetrical to interfering sand waves. Our study emphasizes the major role of the seafloor

morphology, especially the Cadiz and Guadalquivir Ridges and the Guadalquivir Bank, which determines the MOW pathway and varies the current intensity. We show the still erosive action of the MOW south of the Guadalquivir Bank, and the evolution of the deposits along the Cadiz Channel (sand waves, sand sheets, and homogeneous mud). Finally, the mud wave and muddy sand wave area described by Baringer and Price (1999) and Habgood et al. (2003) corresponds, in reality, to an unstable muddy sand sector. The gravity instabilities are ubiquitous and demonstrate the constant shearing by the MOW spilling on the Giant Contouritic Levee.

ACKNOWLEDGMENTS

Authors thank GENAVIR and the crew of the RV “Le Suroît” for technical assistance during the CADISAR cruise. This is an UMR/CNRS EPOC 5805 contribution n° 1620.

REFERENCES

- Ambar, I. and Howe, M.R., 1979. Observations of the Mediterranean outflow. II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(5): 555-568.
- Baraza, J., Ercilla, G. and Nelson, C.H., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology*, 155(1-2): 191-215.
- Baringer, M.O. and Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology*, 155(1-2): 63-82.
- Belderson, R.H., Johnson, M.A. and Kenyon, N., 1982. Bedforms. In: *A.H. Stride (Editor), Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits. Chapman and Hall, London*, pp. 27-57.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E. and Lericolais, G., 1993. Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance to Gironde Estuary (France). *Journal of sedimentary Petrology*, 63(5): 780-793.
- Boyum, G., 1967. Hydrological observations of the M/S Helland-Hansen and current measurements in the area west of Gibraltar, May 1965. *NATO Sub-Comm. Oceanogr. Research Technical Report*, 34: 35-36.
- Cirac, P., Berné, S., Castaing, P. and Weber, O., 1998. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta*, 23(6): 663-686.
- Cochonat, P. and Ollier, G., 1987. Interprétation géologique des images SAR. Données de l'opération TITANIC. *Rapport Scientifique et Technique de l'Ifremer n°4*: 66 pp.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. *Marine Geology*, 38(1-3): 51-75.
- Damuth, J.E. and Hayes, D.E., 1977. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24(2): 73-95.

- Dyer, K.E., 1970. Linear erosional furrows in Southampton water. *Nature*, 225: 56-58.
- Ehrhold, A., Guillou, S., Auffret, J.P., Garlan, T. and Dan Nguyen, K., 2003. Bedload transport modelisation in a bay characterized by a macrotidal environment: example of the Mont-Saint-Michel Bay (Manche, France). *Oceanologica Acta*, 26: 443-455.
- Embley, R.W. and Hayes, D.E., 1976. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, 4: 371-374.
- Faugères, J.-C., Cremer, M., Monteiro, J.H. and Gaspar, L., 1985a. Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire de Faro (marge sud-portugaise). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 37: 229-258.
- Faugères, J.-C., Frappa, M., Gonthier, E. and Grousset, F.E., 1985b. Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au quaternaire récent. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 37: 259-287.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P. and Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162(1): 1-38.
- Flemming, B.W., 1979. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedimentary Geology*, 26: 179-205.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C. and Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift , Gulf of Cadiz. In: D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (Editors), *Fine-Grained Sediments : Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburg, pp. 245 -256.
- Habgood, E.L. et al., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50(3): 483-510.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D. and Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: 502-508.
- Heezen, B.C. and Johnson, G.L., 1969. Mediterranean under-current and microphysiography west of Gibraltar. *Bulletins de l'Institut Oceanographique de Monaco*, 67: 1-97.
- Hernández-Molina, F.J. et al., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31(1): 19-22.
- Hernández-Molina, F.J. et al., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11-13): 1420-1463.
- Hollister, C.D., Flood, R.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P. and Southard, J.B., 1974. Abyssal furrows and hyperbolic echo traces on the Bahama Outer Ridge. *Geology*, 2: 395-400.
- Jacobi, R.D., 1976. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa. *Marine Geology*, 22: 157-173.

- Johnson, J., Ambar, I., Serra, N. and Stevens, I., 2002. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(19): 4179-4193.
- Kenyon, N.H. and Belderson, R.H., 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9(2): 77-99.
- Lopez-Galindo, A., Rodero, J. and Maldonado, A., 1999. Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 83-98.
- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques*, 22(1): 43-61.
- Maldonado, A. and Nelson, C.H., 1999. Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 217-242.
- McCave, I.N., 1984. Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In: *D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (Editors), Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies. The Geological Society of London, Special Publication*, pp. 35-69.
- Meincke, J., Siedler, G. and Zenk, W., 1975. Some current observations near the continental slope off Portugal. *"Meteor" Forsch.-Ergebnisse*, 16: 15-22.
- Mélières, F., 1974. Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne), *Thèse d'Etat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 235 pp.
- Migeon, S., 2000. Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique, *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*.
- Mulder, T. et al., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contourite levee. *Geo-Marine Letters*, 23: 7-18.
- Nelson, C.H., Baraza, J. and Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82(1-4): 103 -131.
- Nelson, C.H. et al., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 99-129.
- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : Characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62: 912-931.
- Normark, W.R., Posamentier, H. and Mutti, E., 1993. Turbidite systems: State of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, 31(2): 91-116.
- Prather, B.E., 2000. Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 17(5): 619-638.

- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. and Lodolo, E., 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22: 555-558.
- Simons, D.B. and Richardson, E.V., 1961. Forms of bed roughness in alluvial channels. *Journal of the Hydraulics Div., ASCE*, 87(HY3): 87-105.
- Srivastava, S.P. et al., 1990. Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- Sternberg, R.W., 1968. Frictions factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marine Geology*, 6(3): 242-260.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C. and Gonthier, E., 1986. Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites : velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology*, 72(1-2): 71-100.
- Turcq, B., 1984. Les faciès sédimentaires du plateau continental nord-aquitain : réponse aux processus hydrodynamiques actuels, *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I*.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62: 932-966.
-

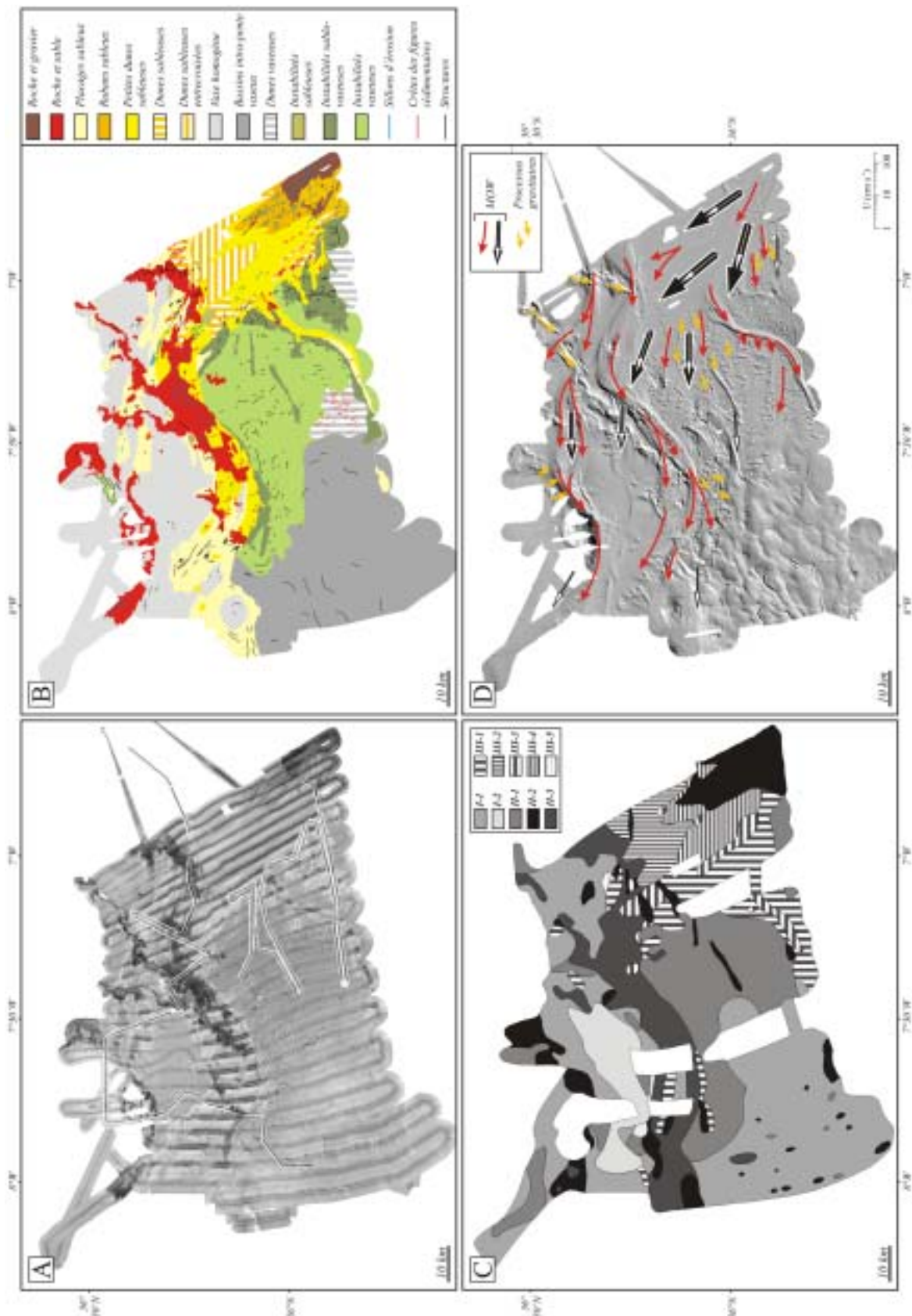


Figure III-30. Synthèse de la circulation et de l'impact de la MOW sur la sédimentation actuelle dans la partie orientale du Golfe de Cadix. A. Imagerie EM300 et SAR. B. Distribution des sédiments de surface. C. Distribution des écho-types. D. Modèle hydrodynamique semi quantitatif; les flèches noires et blanches représentent respectivement les vitesses de transport (U) maximales et minimales.

**CHAPITRE IV. CARACTERISATION DE L'ACTIVITE
CONTOURITIQUE DEPUIS 50 000 ANS B.P.**

I. ENVIRONNEMENT DE DEPOT DES CAROTTES

Les carottes utilisées dans cette étude ont été prélevées dans des environnements de dépôts variés (Tableau IV-1), permettant ainsi une caractérisation régionale de la sédimentation de la partie orientale du Golfe de Cadix (Figure IV-1).

Carotte	Environnement de dépôt	Masse d'eau sur le fond
CADKS02	Chenal principal de la MOW	MLW et MUW
CADKS04	Levée contouritique géante	MLW
CADKS09	Bordure du chenal de Cadix	SMB
CADKS11	Chenal de Guadalquivir	PMB
CADKS16	Contrebas de la ride de Guadalquivir	SMB
CADKS17	Contrebas de la ride de Guadalquivir	SMB
CADKS18	Contrebas de la ride de Guadalquivir	SMB
CADKS21	<i>Drift</i> de Guadalquivir	SMB
CADKS24	Bordure de la zone des bassins intra-pente	limite d'action de la SMB
CADKS25	Volcan de boue Lolita	limite d'action de la SMB
CADI2KS17	Chenal de Tasyo	limite d'action de la MLW
CADI2KS18	Périphérie du système chenal-levées de Tasyo	limite d'action de la MLW
MD9923-37	<i>Drift</i> de Faro	MUW
MD9923-38	<i>Drift</i> de Guadalquivir	SMB
MD9923-41	<i>Drift</i> de Faro-Cadix	IMB

Tableau IV-1. Environnement de dépôt des carottes étudiées. IMB : branche intermédiaire de la MOW ; MLW : veine d'eau inférieure ; MUW : veine d'eau supérieur ; PMB : branche principale de la MOW ; SMB : branche sud de la MOW.

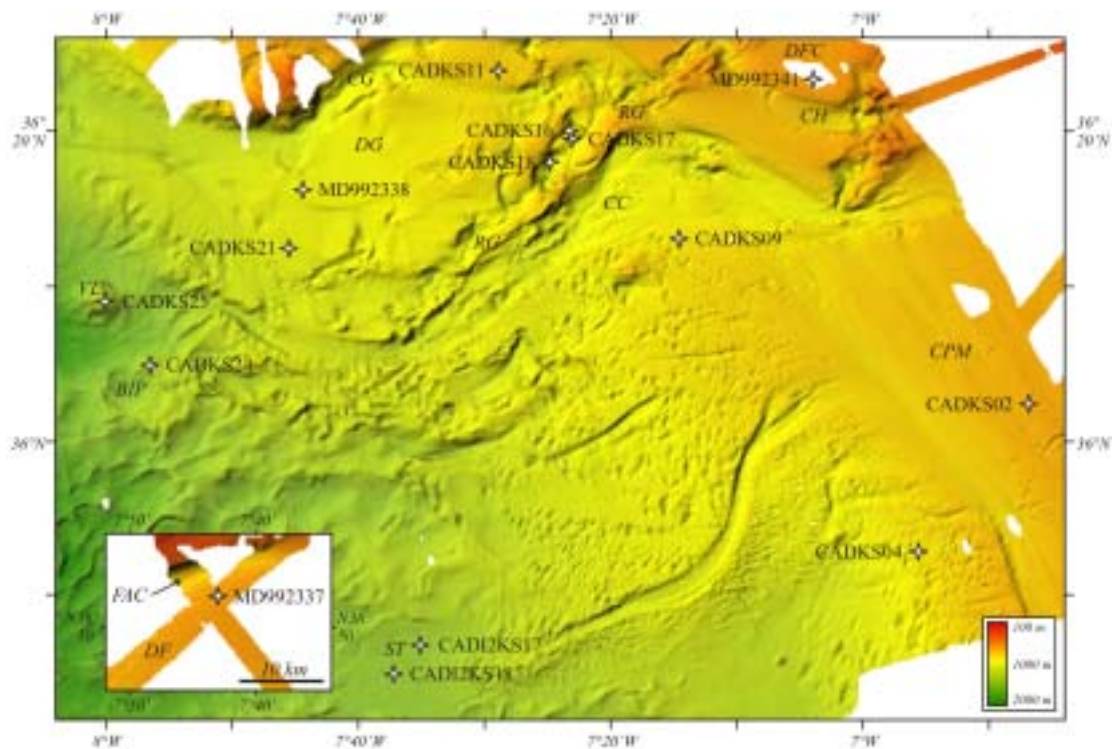


Figure IV-1. Localisation des carottes étudiées. BIP : bassin intra-pente ; CC : chenal de Cadix ; CG : chenal de Guadalquivir ; CH : chenal d'Huelva ; CPM : chenal principal de la MOW ; DFC : drift de Faro-Cadix ; DG : drift de Guadalquivir ; RG : ride de Guadalquivir ; ST : système chenal-levées-lobes de Tasyo ; VL : volcan de boue Lolita.

II. ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

II.1. Description des faciès sédimentaires

A partir de l'observation visuelle, de l'analyse des images rX, des mesures granulométriques et des lames minces de sédiment induré, sept faciès sédimentaires ont été distingués au sein des carottes étudiées.

II.1.1. Faciès argileux homogène

Le faciès argileux homogène (Figure IV-2), de couleur généralement marron-gris, se présente sous la forme de niveaux centimétriques à métriques dépourvus de structures dynamiques. Les fractions argileuses, silteuses et sableuses constituent respectivement 70 à 80 %, 20 à 30 % et moins de 3 % de ce faciès. Le D50 est généralement inférieur à 5 μm et le D90 compris entre 15 et 30 μm .

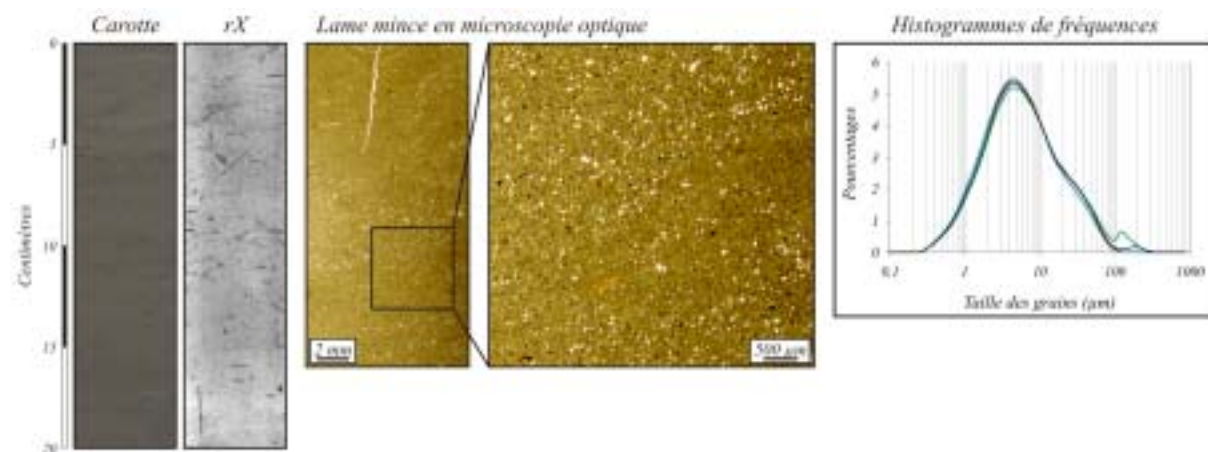


Figure IV-2. Caractérisation à différentes échelles du faciès argileux homogène.

L'histogramme de fréquence montre une distribution unimodale avec un mode principal à 4-6 μm et parfois un mode secondaire très peu marqué vers 30-40 μm . La présence de foraminifères peut également expliquer l'apparition d'un mode supérieur à 100 μm . La déviation standard est comprise entre 1,5 et 1,8 et la proportion en carbonates entre 25 et 45 %. La bioturbation est faible à modérée et souvent marquée par la présence de terriers de *Trichichnus* pyritisés, fins, digités et orientés de manière aléatoire.

II.1.2. Faciès argilo-silteux

Le faciès argilo-silteux (Figure IV-3), de couleur marron-gris à gris-olive est le faciès le plus couramment rencontré au sein des carottes étudiées. Il se présente sous la forme d'intervalles décimétriques à métriques assez homogènes parfois entrecoupés de niveaux à laminations peu marquées et frustres. Les fractions argileuses, silteuses et sableuses

constituent respectivement 50 à 70 %, 25 à 45 % et moins de 10 % de ce faciès. Le D50 est compris entre 5 et 10 μm et le D90 entre 25 et 60 μm .

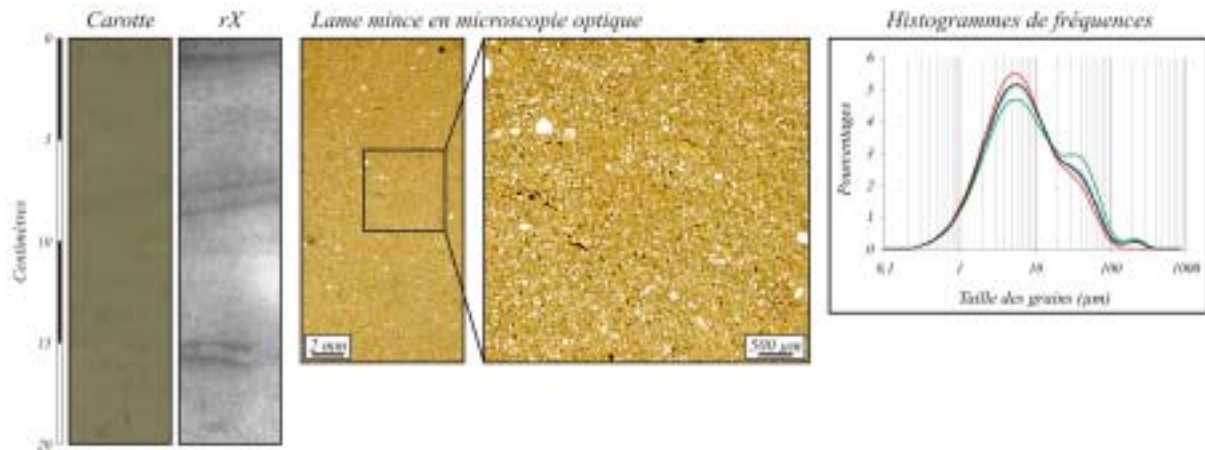


Figure IV-3. Caractérisation à différentes échelles du faciès argilo-silteux.

L'histogramme de fréquence montre une distribution bimodale avec un mode principal à 4-5 μm et un mode secondaire moins marqué compris entre 30 et 40 μm . Comme pour le faciès A, la présence de foraminifères peut induire l'apparition d'un mode vers 100 μm . La déviation standard est comprise entre 1,7 et 2,1 et la proportion en carbonates entre 20 et 40 %. La bioturbation se caractérise dans certains niveaux par une forte concentration de terriers de *Trichichmus*, ou des terriers isolés de *Chondrites* et *Zoophycos*.

II.1.3. Faciès silto-argileux *mottled*

Le faciès silto-argileux *mottled* (Figure IV-4), de couleur gris-olive se présente sous la forme de niveaux décimétriques à métriques et se compose de 35 à 55 % d'argile, 30 à 50 % de silt (localement jusqu'à 60 %) et 10 à 25 % de sable, cette dernière classe granulométrique pouvant représenter ponctuellement 5 à 30 % de la fraction grossière.

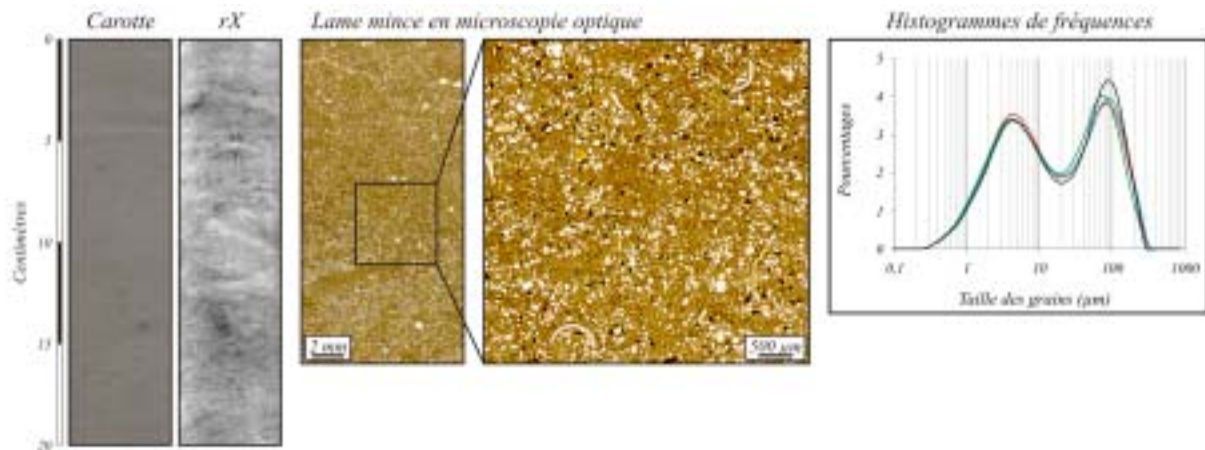


Figure IV-4. Caractérisation à différentes échelles du faciès silto-argileux *mottled*.

Cette variabilité dans les proportions de chaque classe granulométrique s'explique par l'organisation hétérogène qui caractérise ce faciès. Généralement, les trois classes granulométriques se présentent sous la forme de structures ondulées ou lenticulaires, de poches ou encore de fines laminations discontinues, conférant à ce faciès l'appellation de « *mottled* » (Gonthier *et al.*, 1984). La granularité de ce faciès est variable suivant les carottes mais présente un D50 généralement compris entre 10 et 30 μm et un D90 entre 45 et 100 μm , valeur qui localement peut atteindre la centaine de micromètres. La déviation standard est comprise entre 2 et 2,4 et la teneur en carbonate entre 20 et 35 %. L'histogramme de fréquence montre une distribution bimodale avec deux modes bien marqués à 4-5 μm et 40-70 μm . L'intense bioturbation se matérialise par des terriers typiques de *Zoophycos*, *Thalassinoides* et *Chondrites*, où une ségrégation des particules entre les terriers argileux et leur périphérie silteuse est observable en microscopie. Cette échelle d'observation montre également un sédiment hétérogène, sans structure, essentiellement composé d'une matrice argileuse, de grains de quartz sub-anguleux à anguleux non jointifs et dispersés, ainsi que de pellets.

Au sein de la carotte CADKS18, le faciès silto-argileux se caractérise par la présence de galets de vase inframillimétriques à centimétriques s'organisant sous la forme de lits plus ou moins continus, ou d'amas hétérogènes. Cette déclinaison légèrement plus grossière du faciès silto-argileux montre des teneurs en sable de 20-35 % et un mode grossier compris entre 100 et 140 μm .

II.1.4. Faciès sablo-argileux *mottled*

Le faciès sablo-argileux *mottled* (Figure IV-5) forme généralement des niveaux décimétriques où les proportions d'argile, silt et sable sont respectivement de 20 à 40 %, 25 à 40 % et 25 à 55 %.

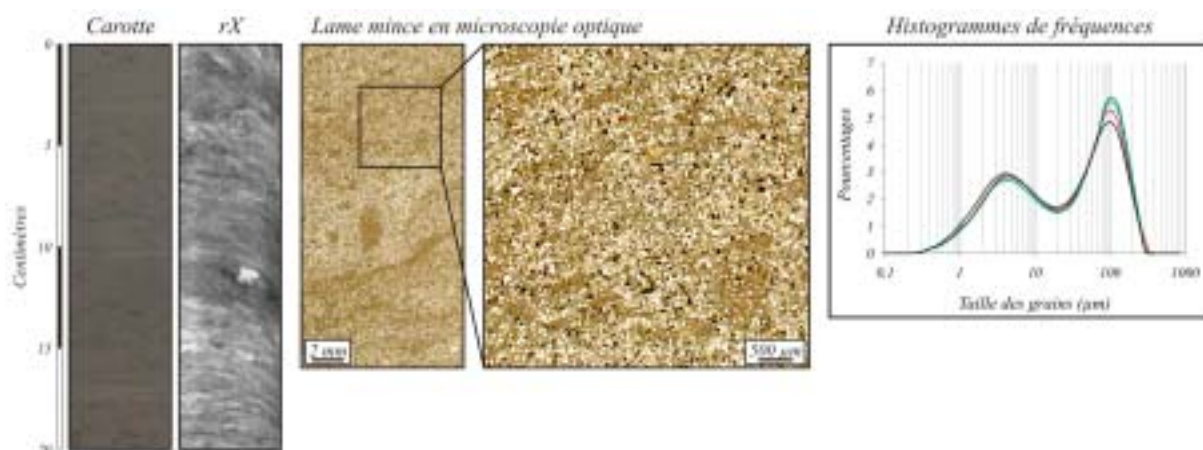


Figure IV-5. Caractérisation à différentes échelles du faciès sablo-argileux *mottled*.

L'histogramme de fréquence montre une distribution bimodale avec un mode principal compris entre 70 et 100 μm et un mode secondaire de forme plus ou moins aplati dont les

valeurs s'étalent entre 4 et 9 μm . Le D50 est compris entre 30 et 65 μm et le D90 entre 90 et 150 μm , valeur qui peut atteindre localement 200 μm . La déviation standard est comprise entre 2 et 2,4 et la teneur en carbonates entre 20 et 30 %. La bioturbation est importante, mais mal différenciée et peu visible. Comme le faciès précédent, la dénomination *mottled* est attribuée au faciès sablo-argileux en raison des structures lenticulaires, poches et lamines discontinues qui le caractérisent.

II.1.5. Faciès sablo-silteux

Le faciès silto-sableux (Figure IV-6) se présente sous la forme de niveaux décimétriques à métriques assez homogènes et généralement sans structure dynamique. Ce faciès se caractérise par des teneurs en argile et en silt respectivement de 10-25 % et 10-30 %, la teneur en sable pouvant atteindre 75 %.

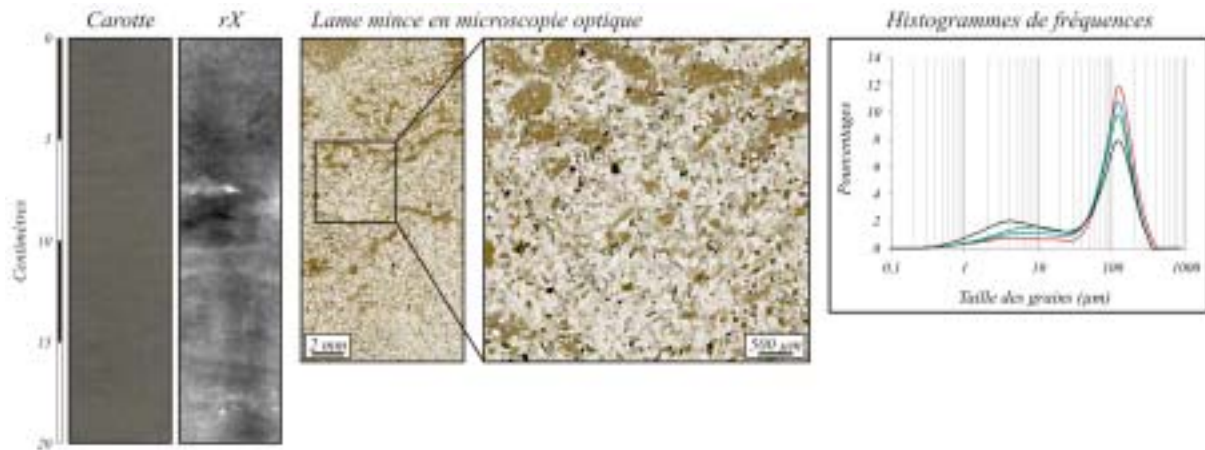


Figure IV-6. Caractérisation à différentes échelles du faciès sablo-silteux.

L'histogramme de fréquence montre une distribution unimodale avec un mode compris entre 120 et 140 μm . Le D50 est compris entre 70 et 120 μm et le D90 entre 150 et 220 μm , valeur qui peut atteindre localement 250 μm . La déviation standard est comprise entre 1,9 et 2,5 et les teneurs en carbonates entre 25 et 40 %. La bioturbation, invisible à l'œil nu, est néanmoins très bien caractérisée microscopiquement.

II.1.6. Faciès sableux

Le faciès sableux (Figure IV-7), de couleur jaune olive, forme généralement des niveaux centimétriques à décimétriques massifs sans structures dynamiques, à l'exception de la carotte CADI2KS17 où ils se caractérisent par de nombreuses laminations obliques. Ce faciès présente des teneurs en argile et en silt respectivement de 5-10 % et 5-15 %, la teneur en sable pouvant atteindre 90 %. L'histogramme de fréquence montre une distribution unimodale avec un mode compris entre 120 et 160 μm . Le D50 est compris entre 100 et 140 μm et le D90 entre 160 et 250 μm , valeur qui peut s'élever ponctuellement à 300 μm . La déviation standard

est en moyenne de 1,5 et les teneurs en carbonates, comprises entre 25 et 35 %, peuvent atteindre localement 50 %.

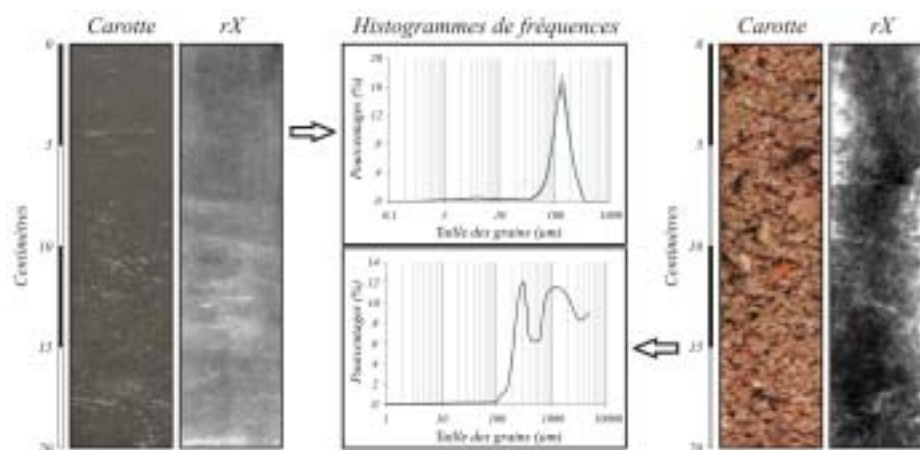


Figure IV-7. Caractérisation des faciès sableux (gauche) et sablo-graveleux (droite).

Le faciès sableux peut se décliner en une version mieux triée et un peu plus grossière, avec plus de 70 % de la fraction sableuse supérieure à 125 μm, un D50 et D90 respectivement de 160-210 et 280-330 μm, et un mode de 190-220 μm.

II.1.7. Faciès sablo-graveleux

Le faciès sablo-graveleux (Figure IV-7) représente le faciès le plus grossier rencontré au sein des carottes étudiées. De couleur jaune clair et massif, il est caractérisé par la quasi-absence de la fraction argilo-silteuse et par une proportion élevée de débris coquilliers millimétriques à centimétriques. L'histogramme de fréquence montre une distribution bimodale avec deux modes aux alentours de 320 μm et 1250 μm. Le D50 est d'environ 800 μm et le D90 atteint des valeurs de l'ordre de 5 mm. La déviation standard est d'environ 1,5 et les teneurs en carbonates de 45 %. Ce faciès très particulier n'est observé que dans les carottes prélevées dans les parties les plus proximales du détroit de Gibraltar au sein du chenal principal de la MOW.

II.2. Les séquences et processus sédimentaires associés

II.2.1. Les processus contouritiques

L'étude détaillée de l'agencement des faciès précédemment décrits permet de proposer une séquence-type de dépôt constituée d'une unité inférieure granocroissante et d'une unité supérieure granodécroissante. En fonction de la granularité atteinte par les dépôts les plus grossiers, cette séquence-type se décline en trois variantes (fine, moyenne et grossière) qui, à elles seules, permettent d'illustrer la quasi totalité des séquences sédimentaires observées dans le Golfe de Cadix (Figure IV-8).

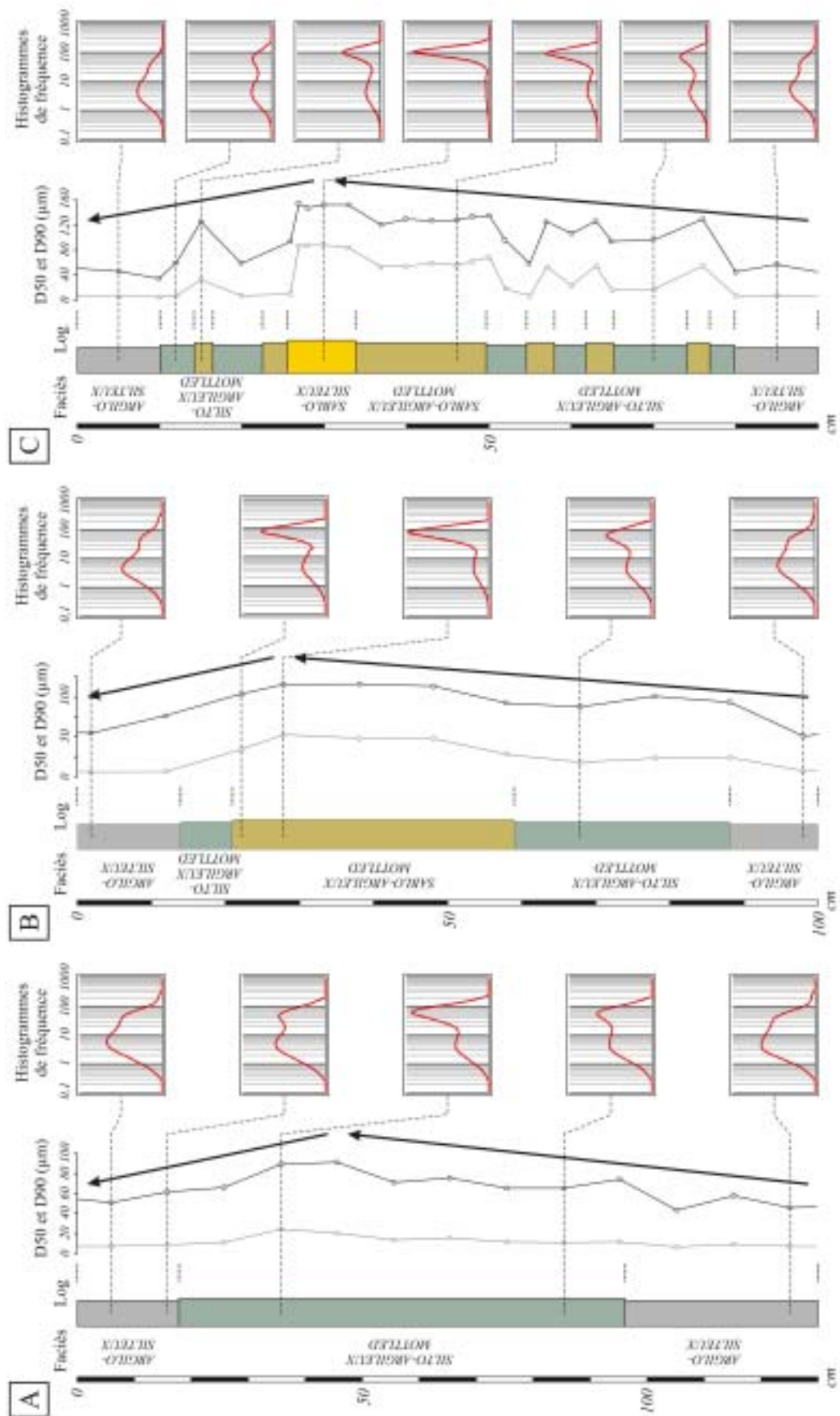


Figure IV-8. Représentation schématique des séquences-types « fine » (A, carotte CADKS04/150-280 cm), « moyenne » (B, carotte CADKS04/60-160 cm) et « grossière » (C, carotte MD9923-38/650-740 cm).

La **séquence-type « fine »** est la séquence la plus fréquemment rencontrée au sein des carottes étudiées (CADKS16 / 24 / 25, MD9923-37 / 38 / 41). Généralement d'épaisseur décimétrique à métrique, elle se caractérise par la succession des faciès argilo-silteux, silto-argileux *mottled*, argilo-silteux, les contacts entre ces faciès étant très progressifs et diffus (Figure IV-8A).

La **séquence-type « moyenne »** se présente sous la forme de dépôts d'épaisseur décimétrique à plurimétrique (carottes CADKS16 / 17, MD9923-37 / 38 / 41). Elle se caractérise par la succession des faciès argilo-silteux, silto-argileux *mottled*, sablo-argileux *mottled*, silto-argileux *mottled*, argilo-silteux (Figure IV-8B). Comme pour la séquence-type « fine », l'absence de contact net ou érosif montre que le passage d'un faciès à un autre s'effectue de façon progressive. La succession de ces séquences dans les carottes se caractérise parfois uniquement par l'alternance des termes silto-argileux *mottled* et sablo-argileux *mottled* (carottes CADKS17, MD9923-38 / 41).

La **séquence-type « grossière »**, plus rarement observée dans les carottes étudiées (CADKS09 / 11 / 17, MD9923-38), se présente sous la forme d'épais dépôts pluridécimétriques à plurimétriques. Elle se caractérise par la succession des faciès argilo-silteux, silto-argileux *mottled*, sablo-argileux *mottled*, sablo-silteux, silto-argileux *mottled*, argilo-silteux (Figure IV-8C). Le passage du faciès argilo-silteux au faciès sablo-silteux, puis du faciès sablo-silteux au faciès argilo-silteux peut s'effectuer par alternance de faciès silto-argileux *mottled* et sablo-argileux *mottled*, la base et le sommet de cette séquence pouvant par conséquent être assimilée à une succession de séquence-types moyennes. Le faciès sableux peut parfois être observé dans la partie sommitale de l'unité granocroissante et ainsi représenter le terme le plus grossier de la séquence-type « grossière » (carottes CADKS09 / 11). Là encore, la succession entre ces différents faciès s'effectue progressivement, même s'il est fréquent d'observer des limites beaucoup plus franches à la base des faciès sablo-silteux et sableux.

Dans chacune des trois séquences précédemment décrites, l'unité inférieure apparaît généralement beaucoup plus épaisse que l'unité supérieure (Figure IV-8). Le dépôt de ces trois séquences se caractérise par une évolution qualitative et quantitative des deux modes granulométriques. Durant la mise en place de l'unité granocroissante, les modes silteux ou sableux deviennent progressivement les modes principaux et évoluent parallèlement vers des granularités plus grossières. Dans le même temps, le mode argileux qui ne change sensiblement pas de granularité évolue progressivement en mode secondaire. Le schéma inverse caractérise la mise en place de l'unité granodécroissante.

Malgré la présence d'unités granocroissantes et granodécroissantes fréquemment observées dans les dépôts hyperpycnaux (Mulder *et al.*, 2001a; Mulder *et al.*, 2001b), l'absence de bases de séquences nettes ou érosives, d'érosions intra-séquentielles, de structures dynamiques bien individualisées, ainsi que la présence d'une bioturbation très marquée et d'ichnofaciès variés confèrent aux trois séquences-types précédemment décrites une origine contouritique (Faugères *et al.*, 1984; Gonthier *et al.*, 1984; Mulder *et al.*, 2002). Dans la suite de ce mémoire, ces trois séquences seront donc désignées comme **séquence contouritique fine**,

séquence contouritique moyenne et **séquence contouritique grossière**. Dans ces séquences, l'unité granocroissante est liée à une augmentation de la compétence du courant de fond, contrairement à l'unité granodécroissante qui caractérise une diminution de celle-ci (e.g., Gonthier *et al.*, 1984; Faugères *et al.*, 1986; Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006). La partie la plus grossière de la séquence contouritique soulignerait ainsi le maximum d'intensité du courant de fond. La dissymétrie d'épaisseur des deux unités suggère une phase d'accélération du courant plus progressive que sa phase de décélération.

II.2.2. Les processus gravitaires

Bien que les dépôts contouritiques représentent la quasi totalité des enregistrements sédimentaires que nous avons à notre disposition, deux séquences dont l'origine ne peut être attribuée aux courants de contour ont été mises en évidence au cours de ce travail.

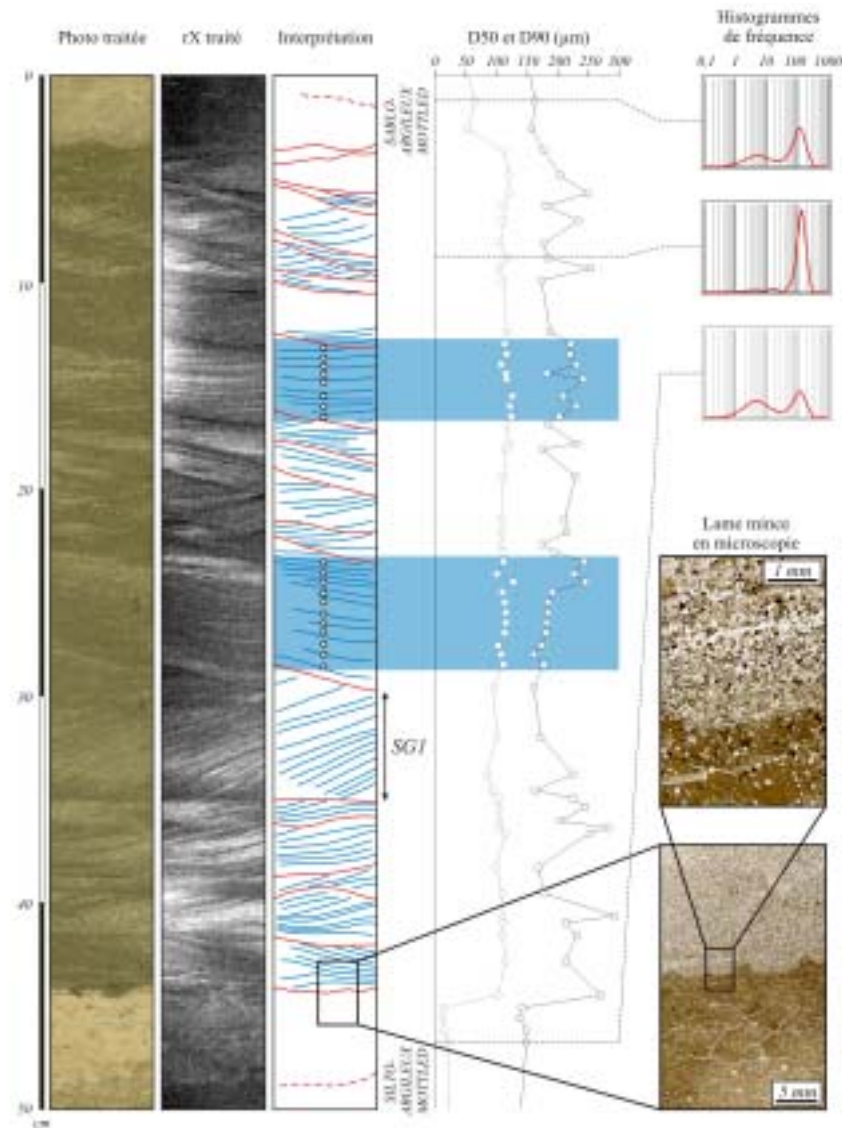


Figure IV-9. Photographies, image rX et courbes granulométriques d'une succession de séquences SG1 (carotte CADI2KS17/38-88 cm). Noter en microscopie le granoclassement inverse en base de séquence.

La première séquence **SG1** (Figure IV-9), d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique se compose uniquement du faciès sableux et n'est observée qu'au sein de la carotte CADI2KS17 prélevée dans le chenal d'Aveiro.

Cette séquence présente une base nette à érosive et se caractérise par la présence de nombreuses laminations obliques typiques des structures dynamiques rencontrées dans les séquences turbiditiques (Mulder *et al.*, 2002). Le granoclassement frustré observé ici peut s'expliquer par l'absence des termes grossiers et fins caractérisant les séquences turbiditiques classiques (Bouma, 1962). A l'échelle microscopique, l'absence de lamines obliques et le granoclassement inverse observé à la base de la séquence érodant le faciès silto-argileux *mottled* traduit une augmentation importante des forces de friction et le caractère laminaire de la base de l'écoulement.

La seconde séquence **SG2** (Figure IV-10), d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique n'est observée qu'au sein de la carotte CADKS18 prélevée sur le flanc d'une dépression bordant la ride de Guadalquivir. Cette séquence uniquement composée du faciès silto-argileux à galets de vase présente une base érosive. La présence d'une matrice cohésive et de nombreux éléments hétérogènes organisés plus ou moins grossièrement en lits suggère une dynamique laminaire lors de la mise en place de cette séquence qui peut être assimilée à une débrite.

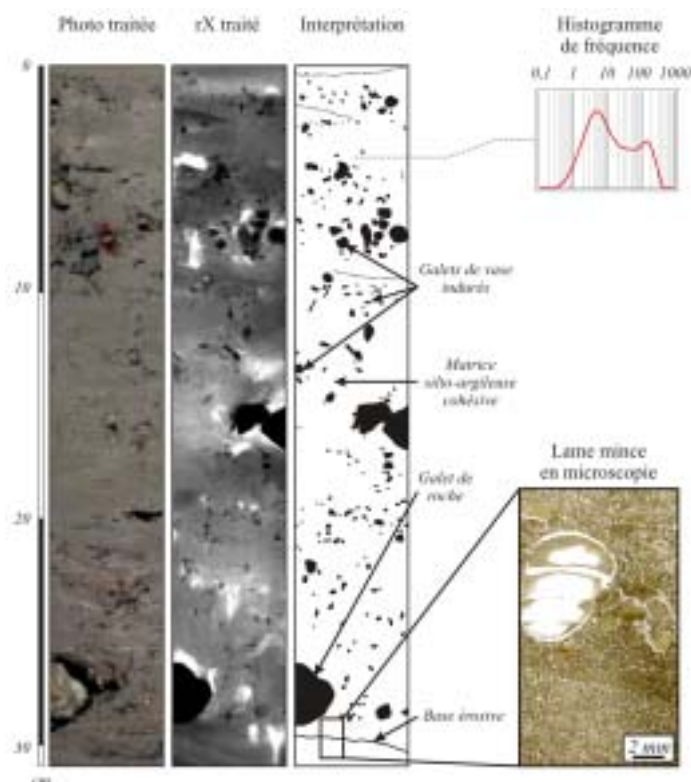


Figure IV-10. Photographies et image rX de la séquence SG2 (carotte CADKS18/107-139 cm).

II.3. La stratigraphie

II.3.1. Cadre stratigraphique

L'analyse de l'assemblage de foraminifères planctoniques permet de contraindre dans le temps les diverses séquences contouritiques observées dans les dépôts (Figure IV-11). Les événements de Heinrich (H) sont définis par la présence de *Neogloboquadrina pachyderma* senestre, le Younger Dryas étant caractérisé par une abondance moindre de cette espèce et l'absence de *Globorotalia hirsuta* senestre. Au contraire, le Bølling/Allerød est défini par la présence de *G. hirsuta* senestre et la disparition de *N. pachyderma* senestre. L'Holocène a été contraint par l'observation de l'assemblage de foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerinoides trilobus sacculiferus*, *Globigerinoides conglobatus* et *Globorotalia hirsuta*. L'étude du sens d'enroulement de l'espèce *G. hirsuta* a également permis une reconnaissance plus fine des dépôts holocènes avec l'identification de 2 niveaux repères estimés à 5 500 et 8 200 ans cal. B.P. (Duprat et Cortijo, 2004).

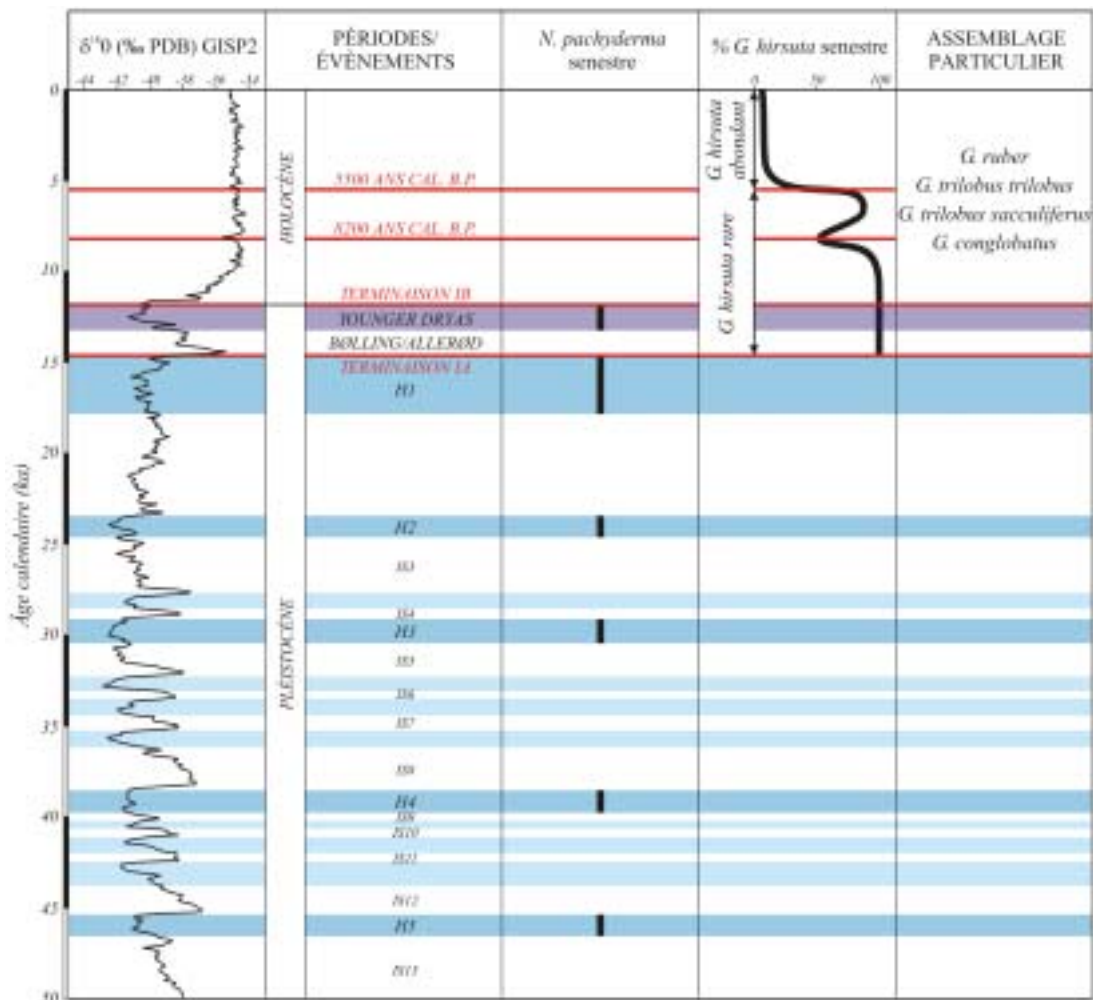


Figure IV-11. Cadre stratigraphique utilisé dans ce travail. $\delta^{18}\text{O}$ de GISP2 d'après Meese et al. (1997) ; *N. pachyderma* senestre d'après de Abreu (2003) et Sierra et al. (2005) ; *G. hirsuta* senestre et assemblage de foraminifères planctoniques holocènes d'après Duprat et Cortijo (2004).

Les taux d'abondance de l'espèce *N. pachyderma* senestre se sont avérés très faibles au regard des taux observés plus au nord, notamment sur la marge ouest Ibérique où ces derniers peuvent atteindre 60 à 80 % de l'assemblage de foraminifères planctoniques (Duprat, *comm. pers.*). Dans le Golfe de Cadix, *N. pachyderma* senestre représente uniquement 1,4 à 5 % des espèces totales du Younger Dryas. L'évènement de Heinrich 1 est en revanche plus marqué puisque le pourcentage de *N. pachyderma* senestre atteint jusqu'à 22 % de l'assemblage de foraminifères planctoniques. Il n'a pas été observé de corrélations directes entre les pics de détritiques et les évènements de Heinrich.

II.3.2. Modèle d'âge

Un cadre temporel est nécessaire à la compréhension des changements lithologiques observés au sein des carottes étudiées. Dans le but de contraindre de façon précise ces variations, un modèle d'âge a été réalisé sur la carotte longue MD9923-41, à partir de la corrélation entre les variations des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ de cette carotte et celles de la carotte de glace GISP2 et de la carotte M39008-3 (Figure IV-12). 10 datations ^{14}C effectuées sur les sédiments de la carotte MD9923-41 et 21 points de contrôle permettent la construction de ce modèle (Llave *et al.*, 2006).

II.3.3. Organisation spatio-temporelle des dépôts contouritiques

Afin de corréler entre elles l'ensemble des carottes, la méthode employée, essentiellement basée sur l'analyse biostratigraphique précédemment développée, a été adaptée en fonction des données disponibles pour chaque carotte.

- Dans le cas de la carotte longue MD9923-37, les corrélations sont basées sur l'étude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*), de la gamma densité, et du sens d'enroulement de l'espèce *N. pachyderma*. La faible abondance de l'espèce *G. hirsuta* n'a pas permis une reconnaissance fine des dépôts Holocène.
- Pour les carottes CADKS17, CADKS24 et CADKS25, les corrélations sont basées sur l'étude des variations de la gamma densité et du sens d'enroulement des espèces *N. pachyderma* et *G. hirsuta*.
- Pour les carottes MD9923-38, CADKS09, CADKS11, CADKS16, CADKS21 et CADI2KS18, les corrélations, basées sur l'étude des variations de la gamma densité et de la granularité des dépôts, sont appuyées par une étude qualitative des foraminifères planctoniques.

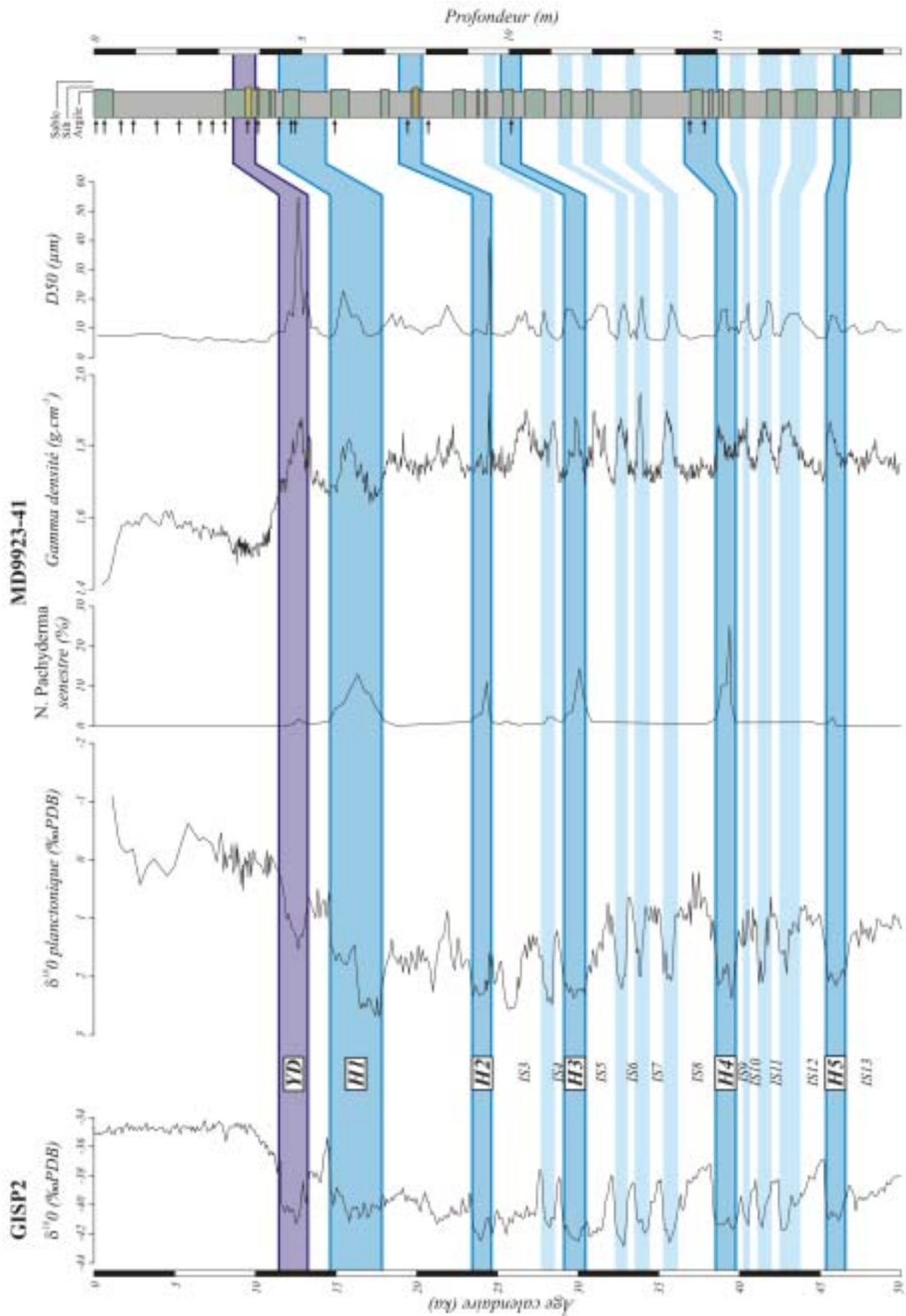


Figure IV-12. Modèle d'âge de la carotte MD9923-41. $\delta^{18}\text{O}$ d'après Llave et al. (2006). Les flèches noires indiquent les niveaux datés par ^{14}C AMS.

Comme pour la construction du modèle d'âge sur la carotte MD9923-341, quatre datations ^{14}C effectuées sur les carottes MD9923-38, CADKS11, CADKS17 et CADKS24 permettent un contrôle supplémentaire de ces corrélations (Tableau IV-2).

N° Laboratoire	Carotte-profondeur (cm)	Espèce	Age radiocarbone (B.P.)	erreur	Age calibré (cal. B.P.)
SacA 004534	CADKS11-265	<i>G. ruber</i>	6710	80	7238
001828	CADKS17-140	<i>G. inflata</i>	6270	50	6722
001831	CADKS24-214	<i>G. ruber</i>	10490	70	11626
SacA 004533	MD9923-38-1541	<i>G. inflata</i>	16140	130	18960

Tableau IV-2. Datations ^{14}C AMS effectuées sur les carottes CADKS11, CADKS17, CADKS24 et MD9923-38 (mesures réalisées au LMC14, Gif-sur-Yvette).

II.3.3.1. La sédimentation contouritique entre 50 000 et 18 000 ans cal. B.P.

Cette étude se cantonne aux carottes MD9923-37, MD9923-38, MD9923-41, CADKS24 et CADKS25, seules carottes ayant permis par les âges qu'elles atteignent une étude des dépôts du Pléistocène terminal.

La carotte MD9923-41 permet la caractérisation des évènements H5 et H4 qui se traduisent dans cette carotte par une augmentation de la granularité du sédiment identifiée par le dépôt du terme grossier des séquences contouritiques fines (Figure IV-13).

L'évènement H3 est quant à lui mis en évidence dans les carottes MD9923-38 et MD9923-41 par la présence d'une séquence contouritique moyenne. Cependant, dans la carotte MD9923-38, cet évènement est particulièrement difficile à contraindre du fait de l'importante succession de séquences contouritiques dans sa moitié inférieure, et de l'absence d'une étude biostratigraphique fine des dépôts (Figure IV-13). Dans la carotte MD9923-37, aucun changement granulométrique n'est observé au passage de cet évènement, la sédimentation continuant à être monotone et fine.

L'évènement H2 se matérialise par la présence d'une séquence contouritique moyenne dans les carottes MD9923-41 et MD9923-38 même si, comme précédemment, cet évènement est difficile à identifier dans cette dernière (Figure IV-13). Un changement de granularité n'est par contre pas observé durant l'évènement H2 dans les carottes MD9923-37, CADKS24 et CADKS25, bien que dans le cas de ces deux dernières carottes la base de cet évènement n'ait pu être caractérisée (Figure IV-14).

Dans la carotte MD9923-41, malgré le synchronisme observé entre les évènements d'Heinrich et le dépôt de séquences contouritiques, il est important de noter au cours de H3 et H4 que les pics d'abondance de *N. pachyderma* senestre précèdent le pic granulométrique dans chacune des séquences (Figure IV-12).

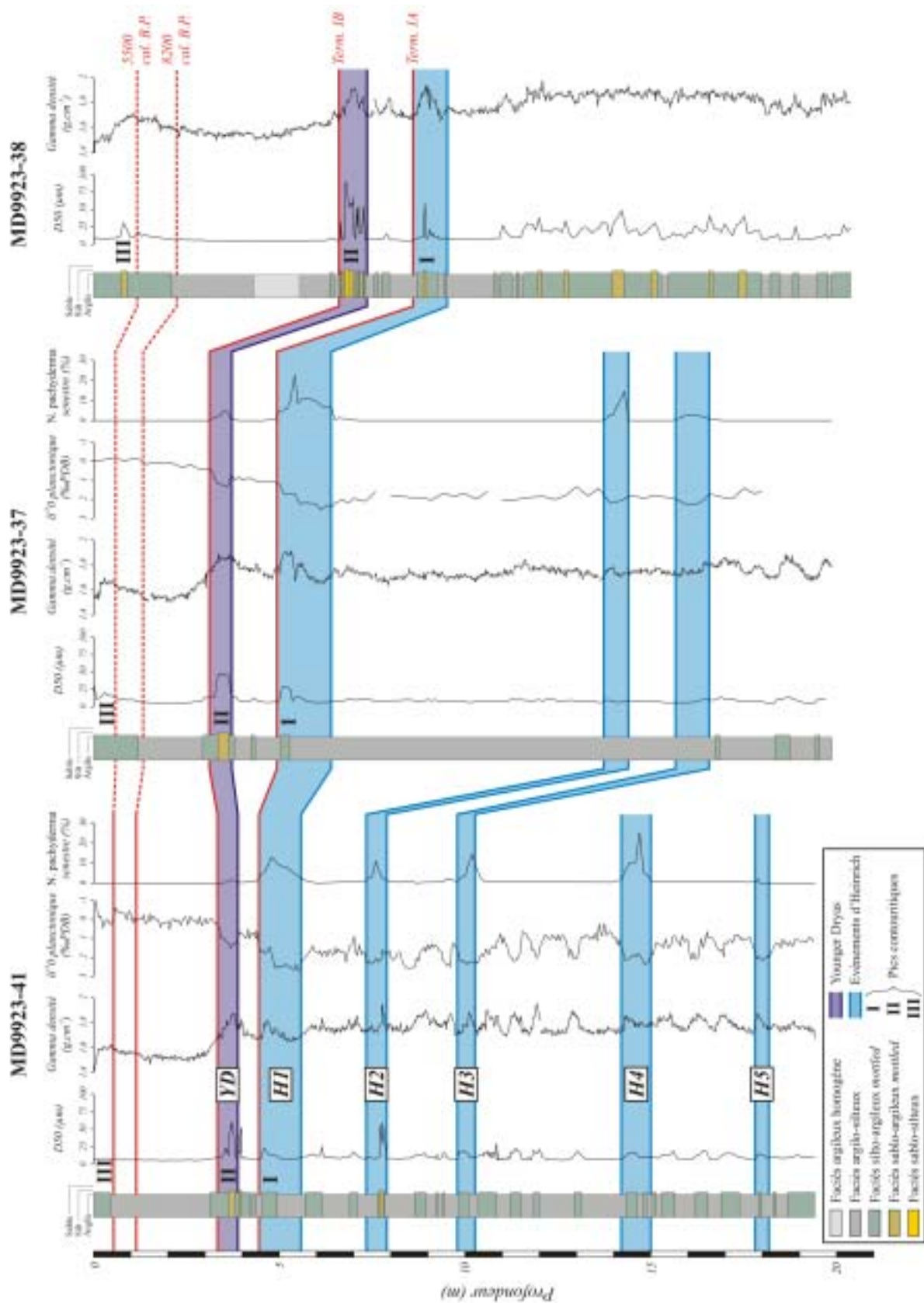


Figure IV-13. Logs synthétiques et corrélations stratigraphiques des carottes MD9923-41, MD9923-37 et MD9923-38.

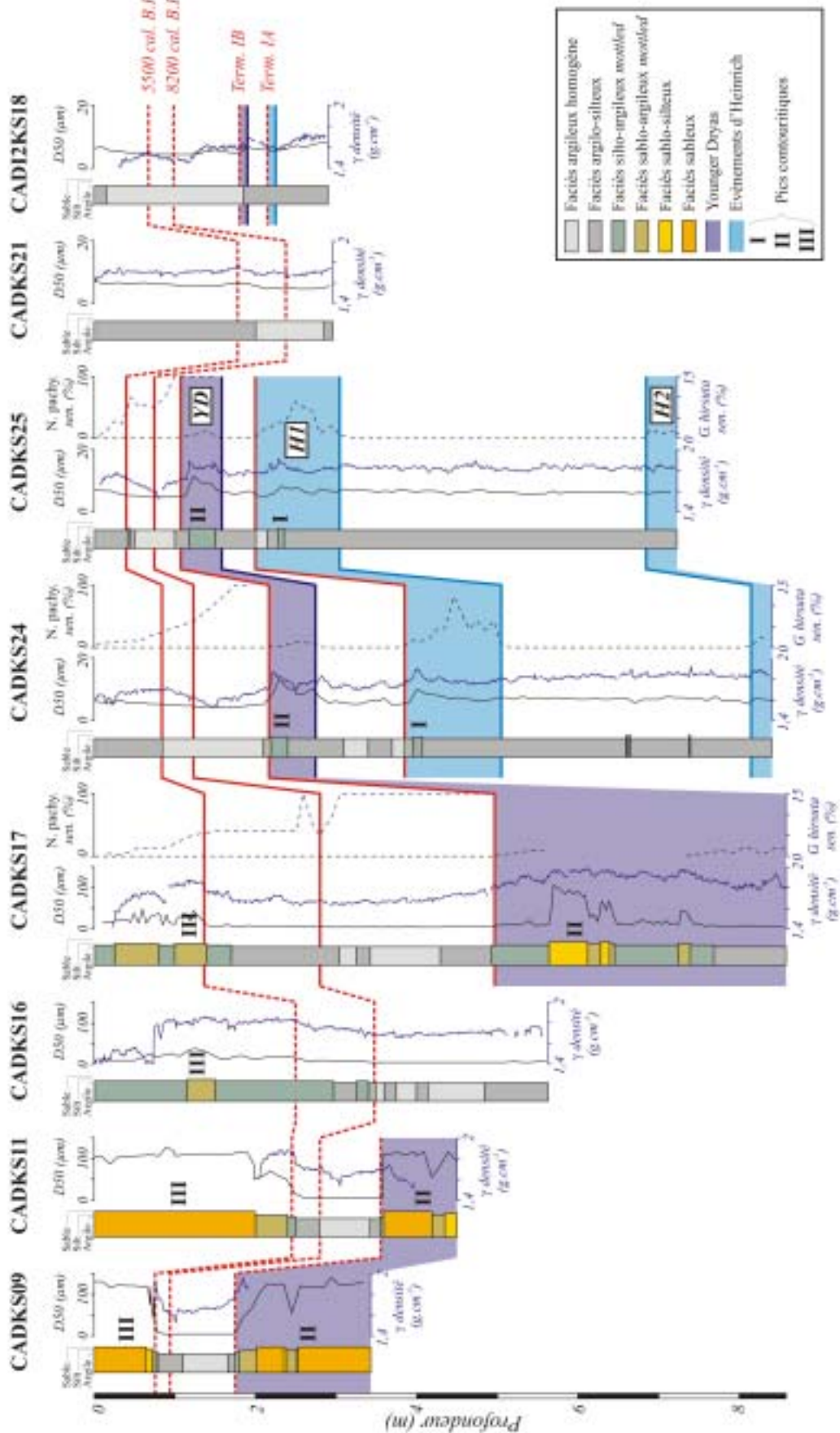


Figure IV-14. Logs synthétiques et corrélations stratigraphiques des carottes CADKS09, CADKS11, CADKS16, CADKS17, CADKS21, CADKS24, CADKS25 et CADI2KS18.

En utilisant la corrélation du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la carotte MD9923-41 avec le $\delta^{18}\text{O}$ des glaces du Groenland, une forte relation est mise en évidence entre la variabilité climatique enregistrée dans les glaces du pôle Nord et les oscillations rapides des conditions environnementales (température et salinité) des eaux de surface du Golfe de Cadix. Les variations isotopiques de la carotte MD9923-41 sont corrélées avec les cycles de température Dansgaard-Oeschger (D/O) reconnus dans le forage de glace GISP2 (Figure IV-12).

Dans la carotte MD9923-41, les stadias D/O sont caractérisés par des valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et par une augmentation de la granularité du sédiment identifiée par le dépôt du terme grossier des séquences contouritiques fines, la situation inverse étant observée durant les interstadias D/O où le $\delta^{18}\text{O}$ planctonique et la granularité des dépôts diminuent.

Bien que les stadias D/O et les événements d'Heinrich soient synchrones de la mise en place de séquences contouritiques, quelques-unes des séquences observées dans les carottes MD9923-37, MD9923-38 et MD9923-41, se déposent durant d'autres intervalles climatiques particuliers comme le Dernier Maximum Glaciaire, où la sédimentation de la carotte MD9923-41 se caractérise par le dépôt de deux séquences contouritiques fines (Figure IV-13).

II.3.3.2. La sédimentation contouritique entre 18 000 ans cal. B.P. et l'actuel

L'ensemble des carottes permet une étude haute résolution à l'échelle régionale de la sédimentation contouritique des 18 000 dernières années. Trois séquences contouritiques majeures sont mises en évidence depuis le Dernier Maximum Glaciaire dans la totalité des carottes à l'exception de la carotte CADI2KS18 caractérisée par une sédimentation fine à dominance hémipélagique (Figure IV-14). Afin d'utiliser une terminologie commune, ces trois séquences majeures reconnues par Faugères *et al.* (1985b) seront dénommées « Pic Contouritique » en référence aux travaux de Faugères *et al.* (1986).

Le Pic Contouritique I est observable dans la plupart des enregistrements sédimentaires, à l'exception des carottes CADKS09, CADKS11, CADKS16, CADKS17 et CADKS21 dont les bases n'atteignent pas ce niveau (Figure IV-14). Ce pic contouritique se caractérise dans l'ensemble des dépôts par une augmentation de la granularité et la mise en place d'une séquence contouritique fine à l'exception de la carotte MD9923-38 qui enregistre le dépôt d'une séquence contouritique moyenne. L'ensemble de ces séquences montre une dissymétrie importante avec l'unité granocroissante beaucoup plus épaisse que l'unité granodécroissante (Tableau IV-3). Dans la totalité des carottes, le Pic Contouritique I est synchrone de l'évènement H1. Cependant, il est remarquable d'observer un déphasage important entre le pic d'abondance de *N. pachyderma* senestre et le pic granulométrique de la séquence contouritique associée (Figure IV-15).

	Pic contouritique I		Pic contouritique II	
	Unité granocroissante	Unité granodécroissante	Unité granocroissante	Unité granodécroissante
MD992341	70	70	20	70
MD992337	90	130	50	70
MD992338	20	60	40	70
CADKS24	30	60	30	80
CADKS25	15	50	20	35

Tableau IV-3. Epaisseurs (cm) des unités granocroissantes et granodécroissantes correspondant aux pics contouritiques I et II.

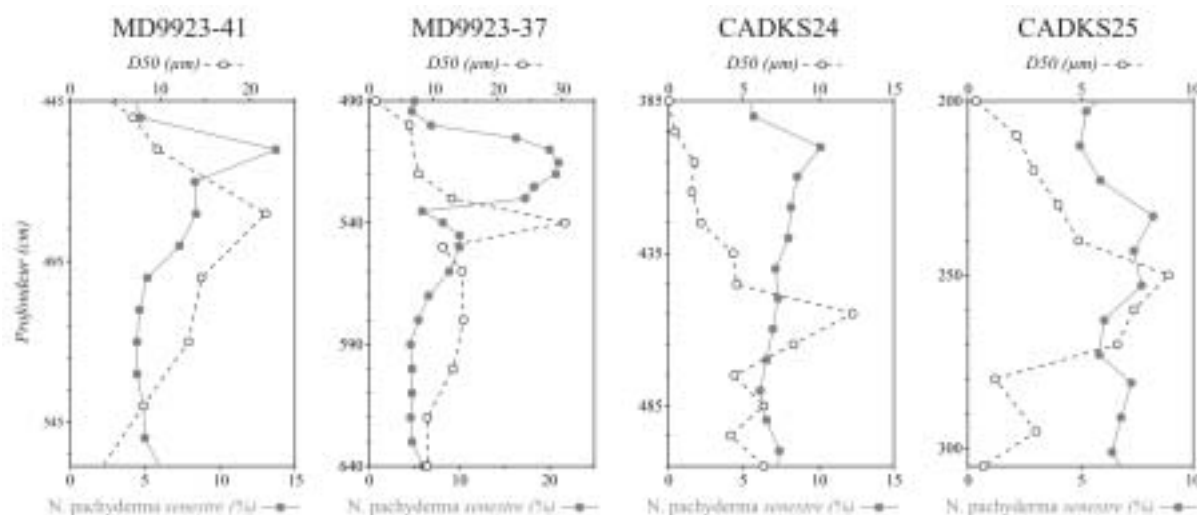


Figure IV-15. Evolution de l'abondance de *N. pachyderma senestre* et de la granularité du pic contouritique I au cours de l'évènement H1.

Le Pic Contouritique II est observable dans la quasi totalité des carottes à l'exception des carottes CADKS16 et CADKS21 dont les bases n'atteignent pas ce niveau (Figure IV-14). Ce pic contouritique représente la séquence la plus grossière enregistrée dans les carottes. Il se traduit par le dépôt d'une séquence contouritique fine dans les carottes CADKS24 et CADKS25, une séquence contouritique moyenne dans les carottes MD9923-37, MD9923-38 et MD9923-41, et une séquence contouritique grossière dans les carottes CADKS17, CADKS09 et CADKS11, bien que dans le cas de ces deux dernières carottes, la séquence soit tronquée de son terme granocroissant (Figure IV-14). Comme pour le Pic Contouritique I, l'unité granocroissante se révèle beaucoup plus épaisse que l'unité granodécroissante (Tableau IV-3). Dans la totalité des carottes, le Pic Contouritique II est synchrone du Younger Dryas avec là encore un déphasage entre le pic d'abondance peu marqué de *N. pachyderma senestre* et le pic granulométrique de la séquence contouritique associée. Cependant, ces séquences ne se restreignent pas uniquement au Younger Dryas puisque l'unité granocroissante se met en place dès le Bølling/Allerød.

Le Pic Contouritique III est observé dans la partie supérieure de la majorité des carottes, à l'exception des carottes CADKS24, CADKS25 et CADKS21 où une augmentation de la

granularité des dépôts n'est pas observable (Figure IV-14). Ce pic contouritique se caractérise par une séquence contouritique fine dans les carottes MD9932-37 et MD9923-41, une séquence contouritique moyenne dans les carottes CADKS16, CADKS17 et MD9923-38, et une séquence contouritique grossière dans les carottes CADKS09 et CADKS11 (Figure IV-13 et Figure IV-14). Il est important de noter que ces séquences ne sont globalement caractérisées que par l'unité granocroissante, l'absence de l'unité granodécroissante pouvant être attribuable au carottage, opération toujours très brutale. Cette hypothèse semble néanmoins peu probable en raison de la forte activité en $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ enregistrée dans le premier centimètre de chaque carotte indiquant la présence de sédiments déposés il y a moins de 100 ans (Tableau IV-4). La mise en place de l'unité granodécroissante de ces séquences contouritiques est estimée entre 5 500 et 8 200 ans cal. B.P.

	CADKS09	CADKS16	CADKS17	CADKS24	CADKS25	CADKS21	CADI2KS18
Niveau (cm)	0-1	0-1	0-1	0-1	1-2	0-1	0-1
$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq.kg^{-1})	0	36	93	18	47	12	210

Tableau IV-4. Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ mesurée dans la partie superficielle des carottes CADKS09, CADKS16, CADKS17, CADKS21, CADKS24, CADKS25 et CADI2KS18.

Une sédimentation fine caractérise l'intervalle entre les *pics contouritiques II et III*. Une nuance peut cependant être apportée à cette observation, puisque le faciès argileux homogène caractérise la partie inférieure de l'Holocène dans l'ensemble des enregistrements, à l'exception des carottes MD9923-37 et MD9923-41 (Figure IV-13 et Figure IV-14).

II.3.3.3. Les taux de sédimentation

Les différentes périodes et événements précédemment décrits présentent d'un point de vue lithologique une importante variabilité spatiale. Cette variabilité est également caractérisée temporellement à partir du calcul des taux de sédimentation (Figure IV-16). Ces taux de sédimentation seront interprétés avec précaution du fait du possible étirement des sédiments lors du carottage (Bourillet *et al.*, 2003; Skinner et McCave, 2003).

Le taux de sédimentation moyen sur l'ensemble des carottes est particulièrement élevé, de l'ordre de 38 cm.k^{-1} . Des disparités importantes sont cependant observées entre les carottes, avec un taux relativement faible dans la carotte CADI2KS18 (12 cm.k^{-1}) et un taux élevé dans les carottes CADKS16 (49 cm.k^{-1}), MD9923-37 (52 cm.k^{-1}), MD9923-38 (53 cm.k^{-1}) et CADKS17 (65 cm.k^{-1}). Dans chaque carotte, les taux de sédimentation se révèlent très variables mais il est néanmoins possible d'observer une tendance à la diminution de ces valeurs depuis la terminaison IA (Figure IV-16). Cette diminution est également caractérisée depuis la dernière période glaciaire, mais il semble difficile de tirer de cette observation un schéma global de sédimentation, la base de cette période n'étant caractérisée dans aucune carotte.

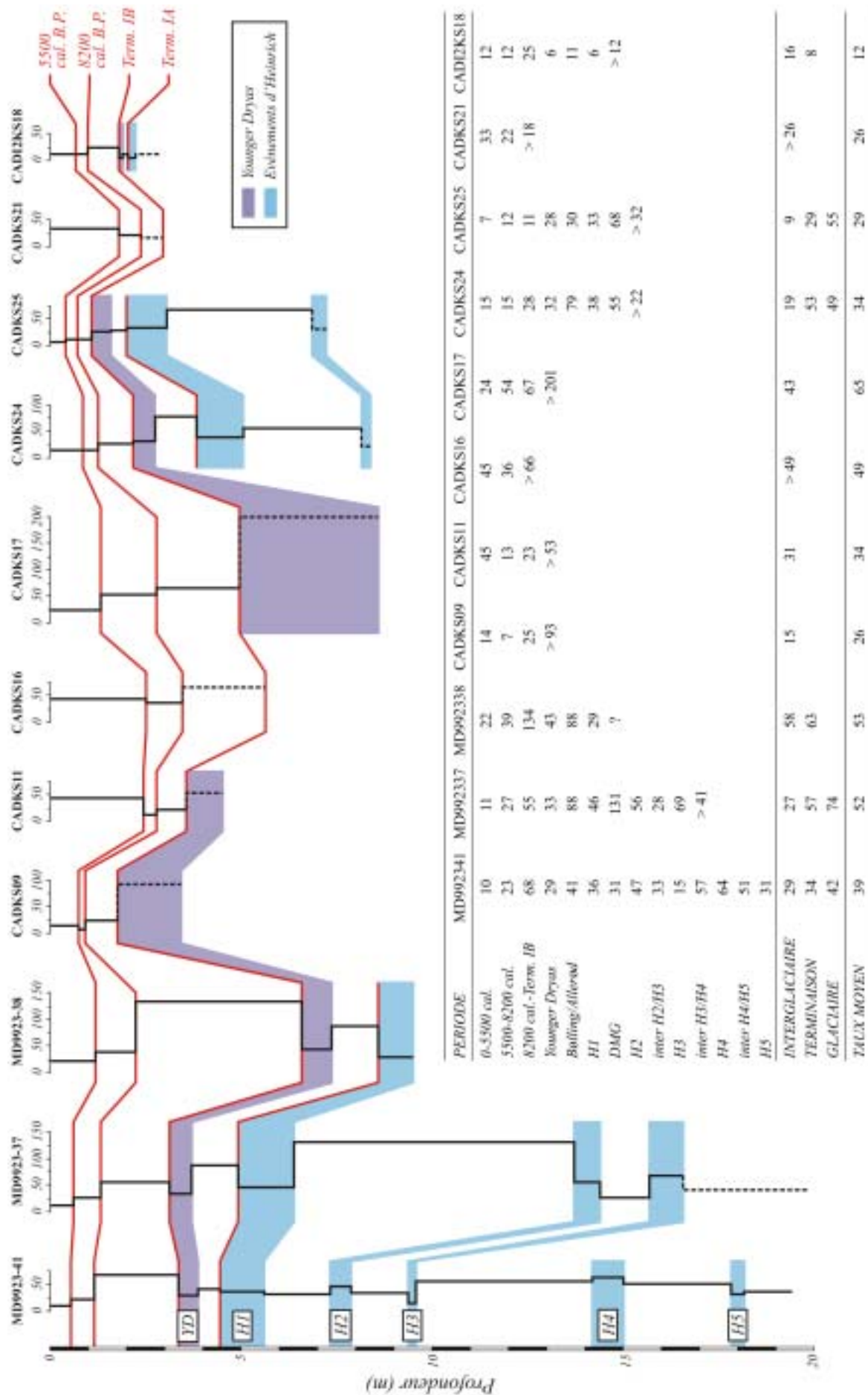


Figure IV-16. Evolution des taux de sédimentation (cm.ka^{-1}) de l'actuel à 50 000 ans cal. B.P.

- La dernière période glaciaire (stade isotopique 2 et 3)

La dernière période glaciaire montre les taux de sédimentation les plus importants, atteignant jusqu'à 74 cm.ka^{-1} dans la carotte MD9923-37, et de façon plus restrictive, 131 cm.ka^{-1} durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, Figure IV-16). Durant les événements d'Heinrich, les taux de sédimentation sont très variables d'une carotte à une autre, s'échelonnant dans le cas du H3 entre 15 cm.ka^{-1} dans la carotte MD9923-41 et 69 cm.ka^{-1} dans la carotte MD9923-37.

- Les terminaisons IA-IB (Bølling/Allerød et Younger Dryas)

Cette transition entre la dernière période glaciaire et l'interglaciaire actuel se traduit dans l'ensemble des carottes par une augmentation du taux de sédimentation au Bølling/Allerød (Figure IV-16), avec les taux les plus élevés enregistrés dans les carottes CADKS24 (79 cm.ka^{-1}), MD9923-37 (88 cm.ka^{-1}) et MD9923-38 (88 cm.ka^{-1}). Le passage au Younger Dryas est marqué dans chaque carotte par une diminution globale du taux de sédimentation d'un facteur 2, à l'exception de la carotte CADKS25, où ce passage ne se marque que par une très légère diminution du taux de sédimentation. Il est néanmoins notable que les carottes CADKS09, CADKS11 et CADKS17 enregistrent des taux de sédimentation élevés durant cette période, avec des valeurs atteignant plus de 200 cm.ka^{-1} dans la carotte CADKS17.

- L'interglaciaire actuel (de la terminaison IB à l'actuel)

Une augmentation du taux de sédimentation est observée à la fin du Younger Dryas dans les carottes MD9923-41, MD9923-37 et MD9923-38, avec des valeurs atteignant plus de 130 cm.ka^{-1} dans la carotte MD9923-38 (Figure IV-16). Malgré ce constat, et à l'exception des carottes CADKS11, CADKS16 et CADKS21, l'interglaciaire actuel se caractérise par une diminution progressive du taux de sédimentation initiée dès la fin du Younger Dryas, avec des minima enregistrés dans la partie supérieure de l'Holocène.

II.4. Caractérisation du cortège argileux depuis 20 000 ans cal. B.P.

Avant de s'attacher à l'analyse des variations du cortège argileux des 20 000 dernières années, la Figure IV-17 présente la répartition actuelle des argiles dans le Golfe de Cadix déduit de l'analyse minéralogique des sédiments superficiels de chaque carotte. L'illite (I) constitue l'essentiel de la fraction argileuse des sédiments au sud de la ride de Guadalquivir, où les proportions de ce minéral représentent 40 à 50 % du cortège argileux (Figure IV-17). Plus au nord, ce cortège est cette fois dominé par la smectite (S) dont les proportions varient entre 40 et 50 %. La chlorite (C) représente avec la kaolinite (K) les fractions minéralogiques les moins abondantes avec des teneurs moyennes de 15 %. Cependant, une augmentation jusqu'à 25 % des teneurs en chlorite est notable sur la bordure occidentale du chenal principal de la MOW.

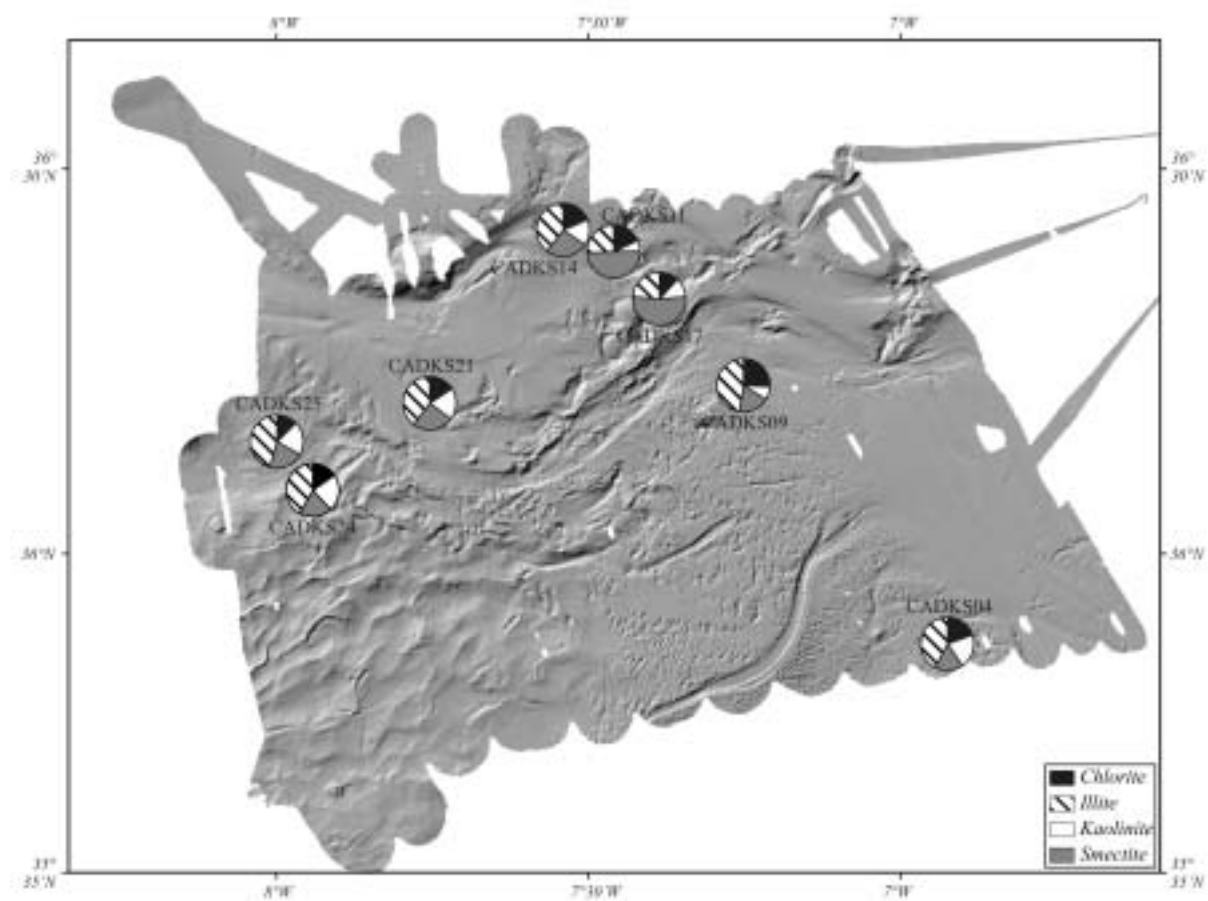


Figure IV-17. Répartition actuelle des minéraux argileux dans le Golfe de Cadix.

Afin de caractériser les variations de la sédimentation fine du Quaternaire terminal, notre étude s'est focalisée sur l'analyse minéralogique des carottes CADKS24 et CADKS25. D'un point de vue sédimentaire, ces carottes sont un terrain idéal pour l'étude du cortège argileux puisqu'elles présentent depuis leur base jusqu'à leur sommet une sédimentation à dominante argilo-silteuse. De plus, l'identification de deux séquences contouritiques fines attribuées aux pics contouritiques I et II suggère que ces carottes fournissent un enregistrement continu des variations de la sédimentation contouritique des 20 000 dernières années.

Le pourcentage de chaque espèce minérale demeure relativement constant à travers les deux carottes avec un cortège argileux dominé par la fraction illitique (~ 45 %), les teneurs en smectite, kaolinite et chlorite représentant chacune environ 20 % de la fraction argileuse totale (Figure IV-18). Une augmentation des teneurs en smectite de l'ordre de 5 % est cependant observée durant le Dernier Maximum Glaciaire dans la carotte CADKS25. Une augmentation du même ordre de grandeur des teneurs en kaolinite est également observée à l'Holocène dans les deux carottes.

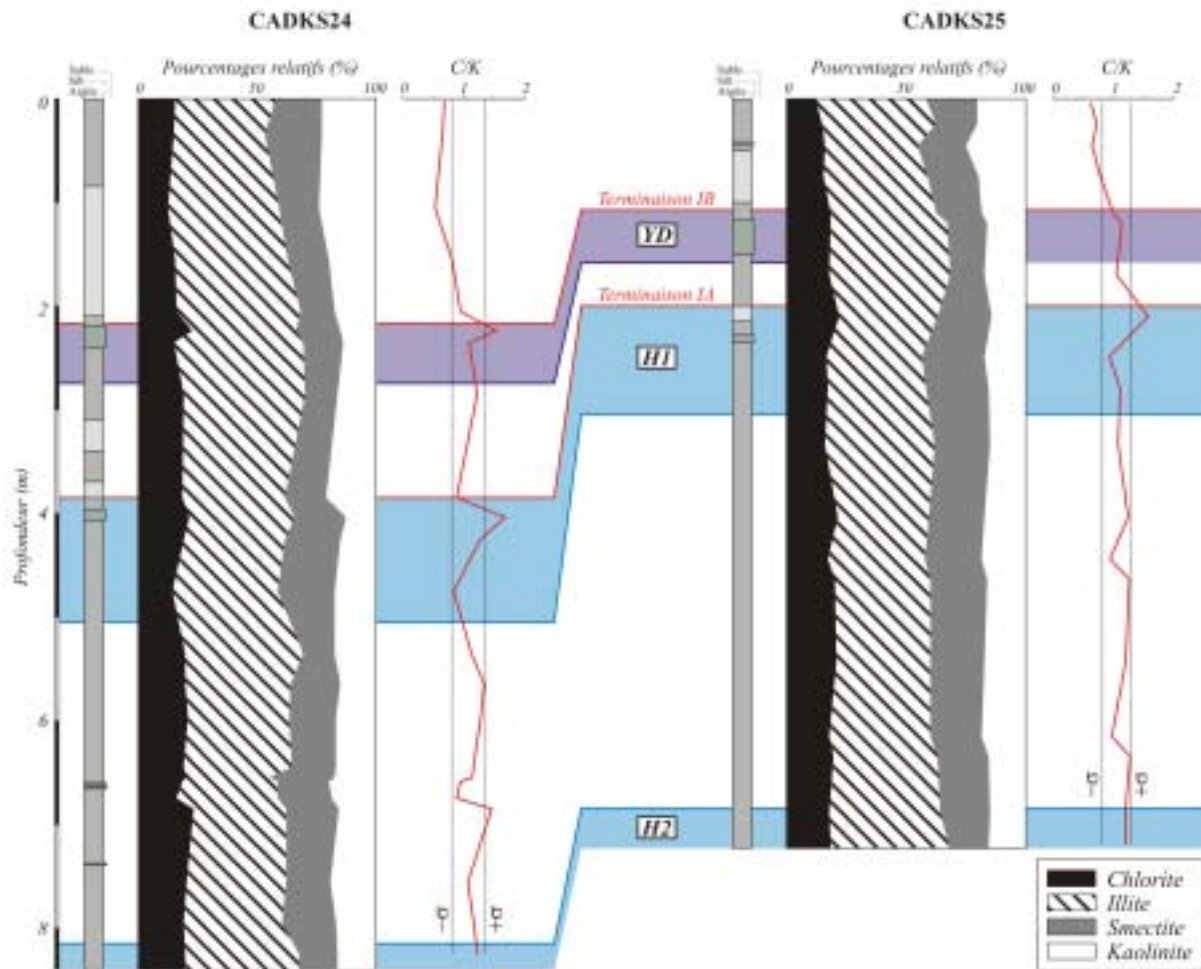


Figure IV-18. Distribution des pourcentages relatifs des minéraux argileux dans les carottes CADKS24 et CADKS25.

Aucune corrélation n'est observée entre l'illite et la chlorite, l'illite et la kaolinite, la kaolinite et la smectite, la chlorite et la smectite (Figure IV-19). Une anti-corrélation nette ($R^2=0,65$) caractérise en revanche l'illite et la smectite avec un coefficient de corrélation atteignant jusqu'à 0,95 dans les échantillons de l'Holocène inférieur. Dans une moindre mesure une anti-corrélation est également observée entre la chlorite et la kaolinite ($R^2=0,33$).

Dans des travaux antérieurs, les variations de la composition du cortège argileux du Golfe de Cadix ont été déduits des rapports C/K (Mélières, 1974) et (S+K)/(I+C) (Grousset *et al.*, 1988; Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989). Dans notre étude, les résultats obtenus dans les deux carottes se sont avérés bien plus significatifs à partir de l'utilisation du rapport C/K (Figure IV-18). L'évènement H1 se caractérise par une augmentation significative de ce rapport dans les deux carottes. Cette augmentation est également observée durant le Younger Dryas dans la carotte CADKS25 qui présente des variations de ce rapport plus marquées. Une analyse du diffractogramme de poudre des échantillons prélevés dans le faciès silto-argileux du pic contouritique II montre que ce terme est en majorité constitué de quartz avec des carbonates et de la dolomite en moindre quantité (Figure IV-20). L'Holocène se caractérise dans les deux carottes par une diminution importante du rapport C/K (Figure IV-18).

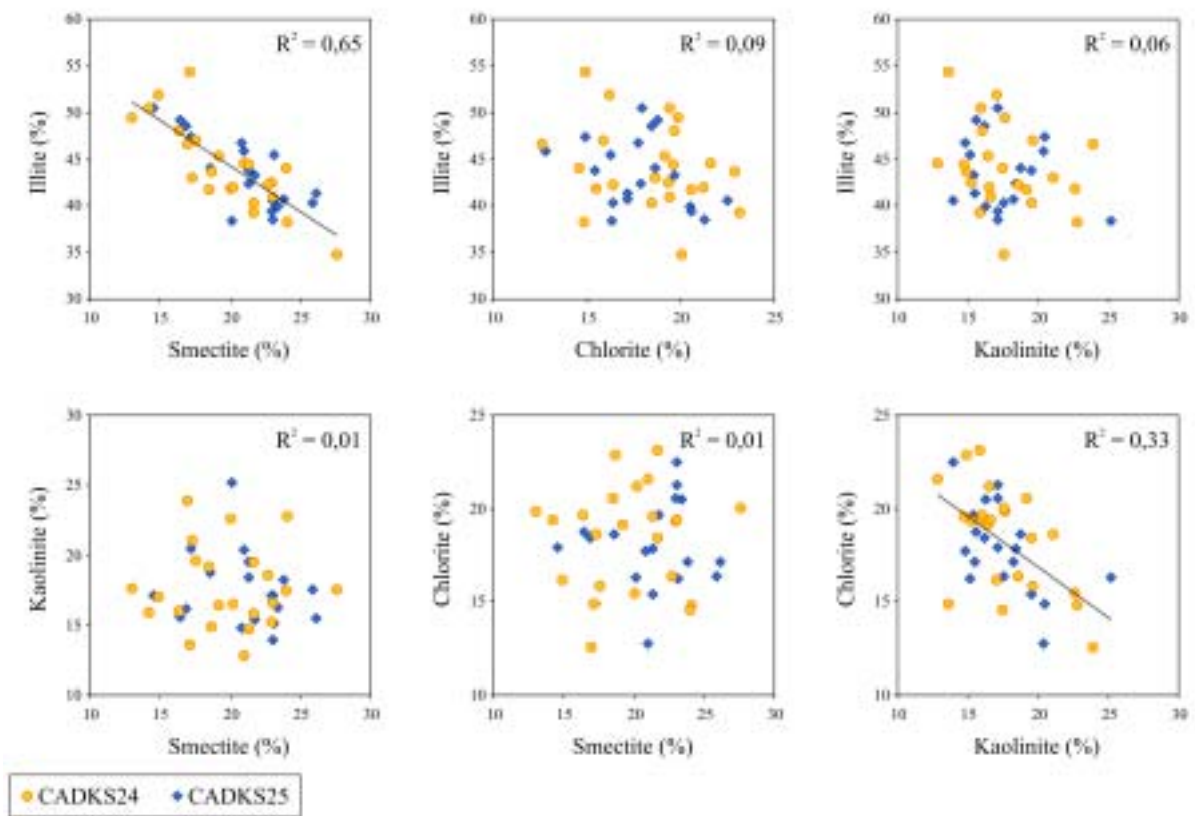


Figure IV-19. Diagrammes de corrélations entre les différents minéraux argileux.

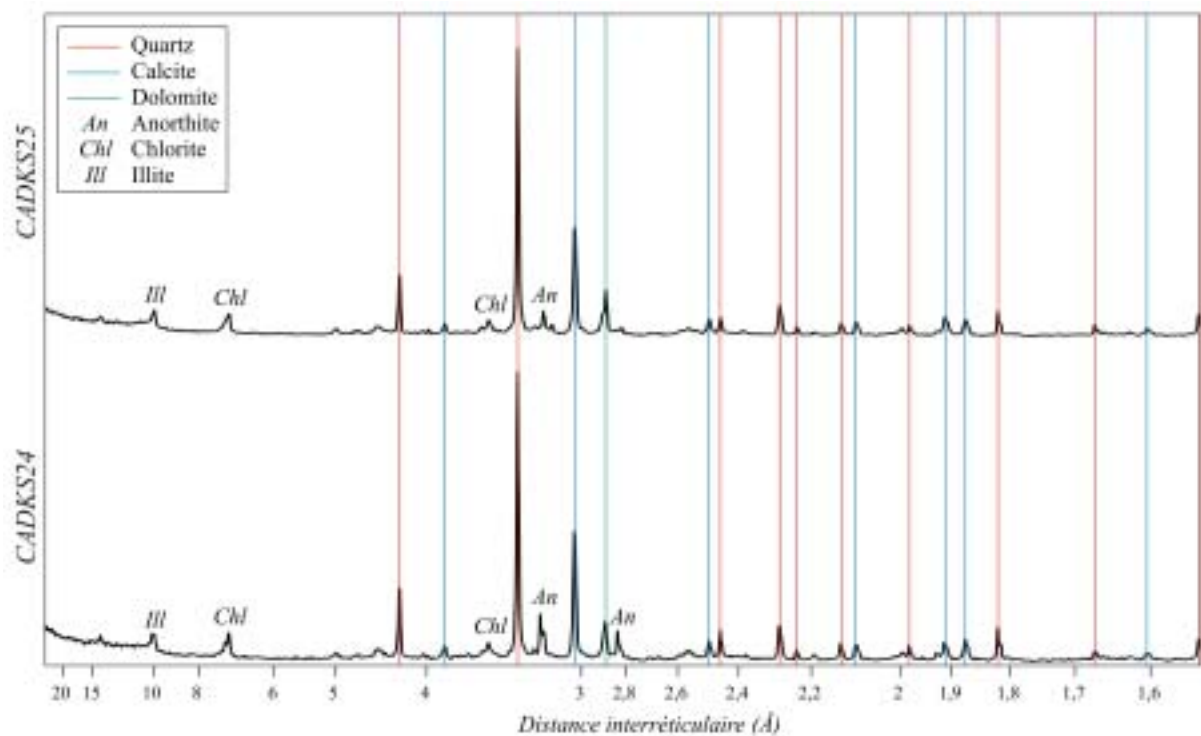


Figure IV-20. Diffractogrammes de poudre caractéristiques du pic contouritique II dans les carottes CADKS24 et CADKS25.

II.5. Résumé des principaux résultats

- La quasi totalité de la zone est gouvernée par les processus contouritiques responsables de la mise en place de trois séquences-types liées aux variations d'intensité de la MOW.
- Les évènements d'Heinrich et les stadiers Dansgaard-Oeschger sont synchrones d'une intensification de la MOW mise en évidence par le dépôt du terme le plus grossier des séquences contouritiques.
- Trois séquences contouritiques majeures (« Pics Contouritiques ») caractérisent la sédimentation des 18 000 dernières années. Ces trois séquences témoignent d'une augmentation d'activité de la MOW au cours de l'évènement H1, du Younger Dryas et de la partie supérieure de l'Holocène.
- Le Younger Dryas se caractérise par la mise en place de la plus grossière des séquences contouritiques observée et par une augmentation du rapport C/K également mis en évidence au cours de l'évènement H1.
- Au sein du Younger Dryas et des évènements d'Heinrich H1, H3 et H4, le pic granulométrique présente un retard par rapport au pic d'abondance de *N. pachyderma* senestre.
- Le Dernier Maximum Glaciaire est majoritairement caractérisée par une sédimentation fine, reflet d'une faible activité de la MOW, et par une augmentation des teneurs relatives en smectite.
- Une diminution globale des apports sédimentaires amorcée dès 50 000 ans cal. B.P. est mise en évidence depuis la terminaison I. Le passage du Bølling/Allerød au Younger Dryas se caractérise par une nette diminution des taux de sédimentation.
- L'entrée dans l'Holocène se traduit dans la majorité des carottes par une nette diminution de la granularité des dépôts (faciès argileux homogène), conséquence d'une très faible activité de la MOW, par une diminution du rapport C/K, et par la poursuite de la chute du taux de sédimentation.

III. ETUDE SISMIQUE DETAILLEE DES DRIFTS DE FARO-CADIX, D'HUELVA ET DE GUADALQUIVIR

Les *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir sont soumis par leur position géographique à l'activité des trois branches de la MLW (Figure IV-21). L'étude de l'agencement des dépôts superficiels qui constituent ces *drifts* présente donc un intérêt majeur pour la compréhension de l'évolution de ces divers écoulements au cours du Quaternaire terminal. L'étude détaillée de ces grands corps sédimentaires est facilitée par la bonne pénétration du signal acoustique dans ces zones.

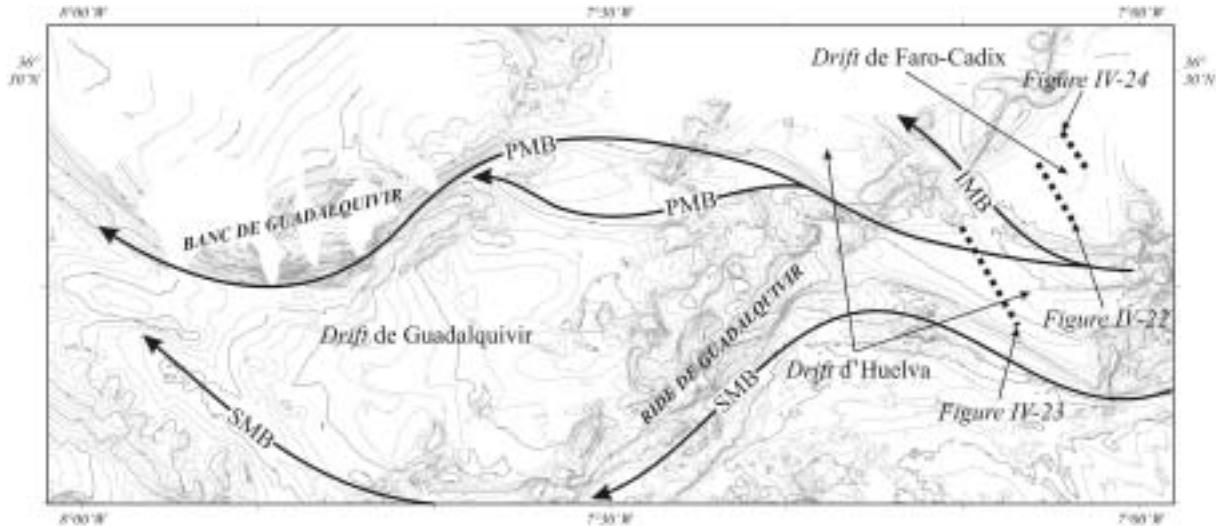


Figure IV-21. Localisation des drifts de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir.

III.1. Les faciès sismiques

Les *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir sont constitués de l'alternance de trois faciès sismiques distincts (Figure IV-22) :

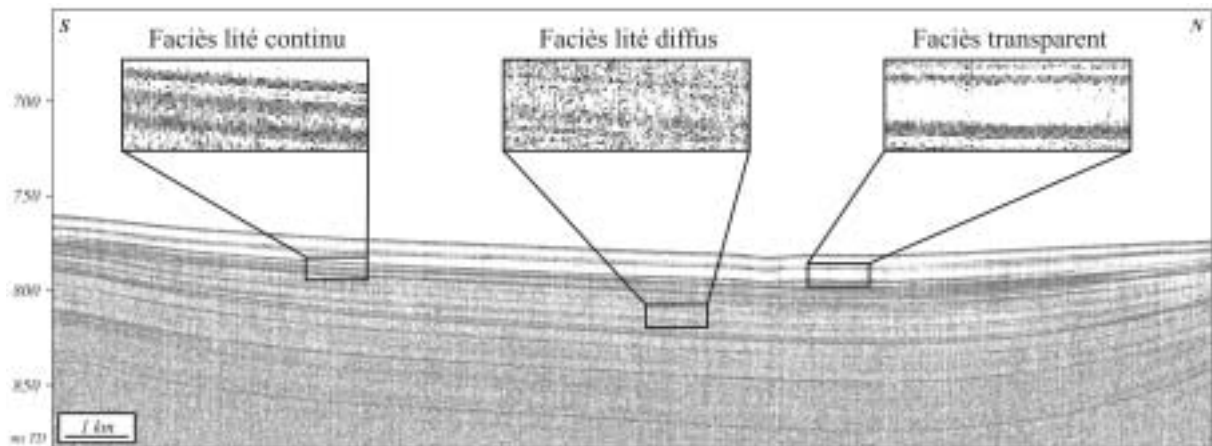


Figure IV-22. Faciès sismiques caractéristiques des drifts de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir. Localisation du profil sur la Figure IV-21.

(1) le faciès lité continu, caractérisé par des réflecteurs continus parallèles de forte amplitude, (2) le faciès lité diffus, caractérisé par des réflecteurs discontinus parallèles de faible amplitude et (3) le faciès transparent, moins fréquemment observé dans nos enregistrements. L'agencement de ces faciès dans l'espace est variable et les variations latérales de faciès fréquentes.

III.2. Les unités internes

III.2.1. Définition des unités internes

Plusieurs discontinuités majeures reconnues au sein des *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir, permettent de définir huit unités de dépôt (Figure IV-23).

La limite supérieure des unités A à G est définie par une discontinuité majeure identifiée par la terminaison en *toplap* des réflecteurs sous-jacents. La base de l'unité A correspond à la limite de pénétration du signal. La limite supérieure de l'unité H correspond quant à elle à la surface actuelle du fond marin.

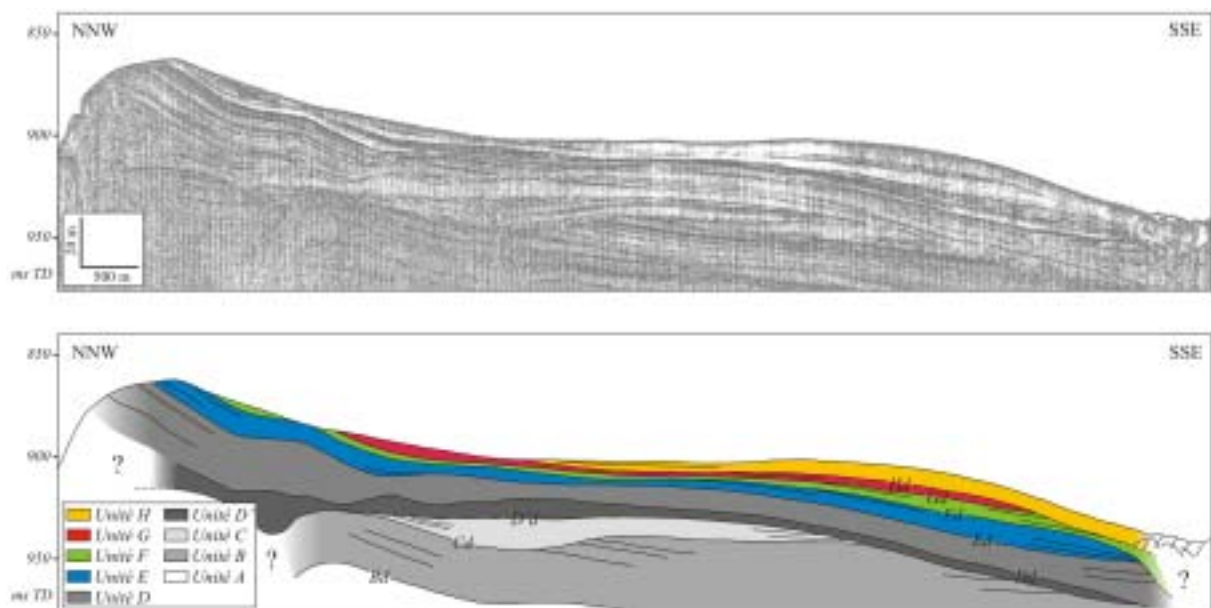


Figure IV-23. Définition des unités internes et des discontinuités majeures (Bd à Hd) : exemple du drift d'Huelva. Noter, dans la partie gauche du profil, la troncature des réflecteurs par la surface du fond marin. Localisation du profil sur la Figure IV-21.

Malgré les variations latérales de faciès observées, chacune de ces unités montre des caractéristiques acoustiques récurrentes : (1) un faciès lités continu à lité diffus dans le cas des unités A, B, C, D et G (2) un faciès lité diffus où les réflecteurs sont très difficilement identifiables dans l'unité D', (3) un faciès lité continu pour l'unité E, (4) un faciès transparent à lité diffus pour l'unité F, (5) un faciès transparent pour l'unité H.

Les critères faciologiques de ces unités s'avèrent très utiles dans les zones où les discontinuités majeures ne présentent pas un caractère érosif et se présentent sous la forme de surfaces concordantes (Figure IV-24).

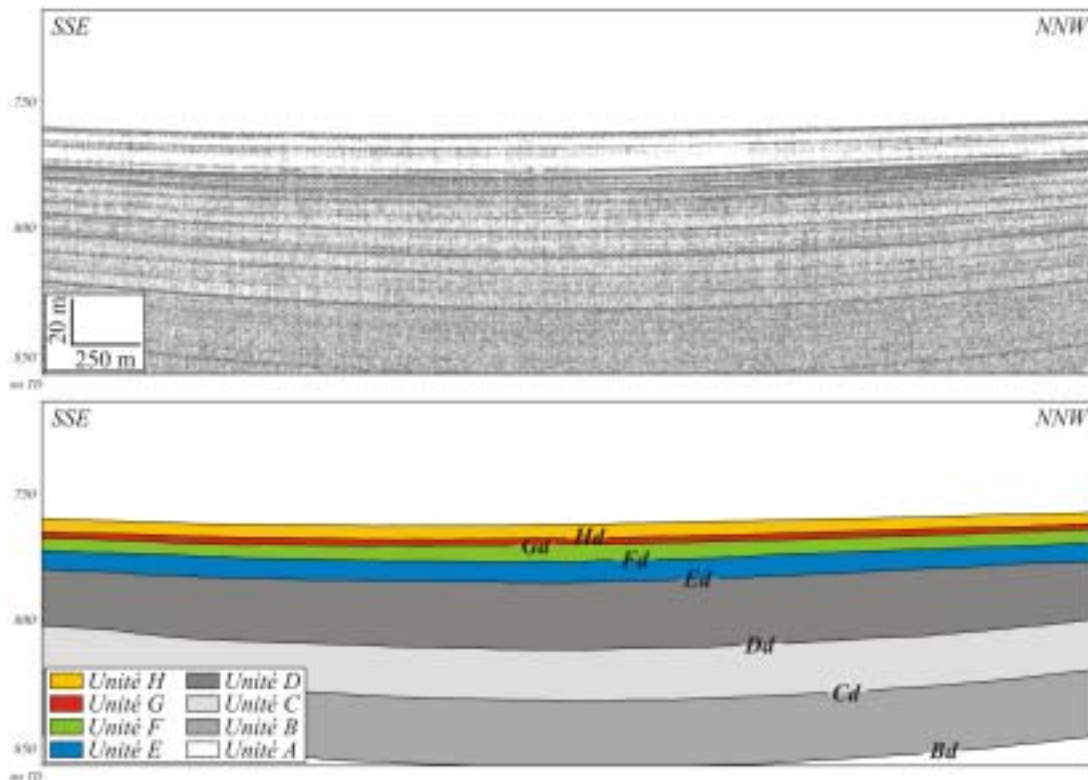


Figure IV-24. Illustration de la nature concordante des discontinuités majeures (Bd à Hd) : exemple du drift de Faro-Cadix. Localisation du profil sur la Figure IV-21.

III.2.2. Géométrie des unités internes

Notre étude sur l'architecture des dépôts des *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir se cantonne à l'analyse détaillée des unités D à H. Les données concernant les unités A, B C et D', dénuées de tout contrôle stratigraphique (cf II.4. Corrélations litho-sismiques), se sont avérées trop fragmentaires pour réaliser une cartographie réaliste et fiable de ces dépôts, en particulier au sein du *drift* de Guadalquivir.

III.2.2.1. L'unité D

L'unité D, unité la plus épaisse cartographiée dans cette étude, se caractérise par des dépôts dont l'épaisseur moyenne est comprise entre 15 et 25 m (Figure IV-25I). D'une manière générale, une diminution des épaisseurs est observée à l'approche des rides de Cadix et de Guadalquivir et des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir.

Le *drift* de Faro-Cadix montre une distribution concentrique des dépôts avec un déposé principal orienté NNE/SSW ou les épaisseurs maximales rencontrées sont de l'ordre de 20 m (d1, Figure IV-25I). A la périphérie méridionale du *drift*, un déposé très étiré orienté

parallèlement au chenal d'Huelva (WNW/ESE) se caractérise par des épaisseurs atteignant 40 m (d2, Figure IV-25I). De telles épaisseurs sont également observées à la jonction des *drifts* de Faro-Cadix et d'Huelva, zone caractérisée par un dépocentre de faible surface d'extension orienté N/S où les isopaques se distribuent de façon concentrique (d3, Figure IV-25I).

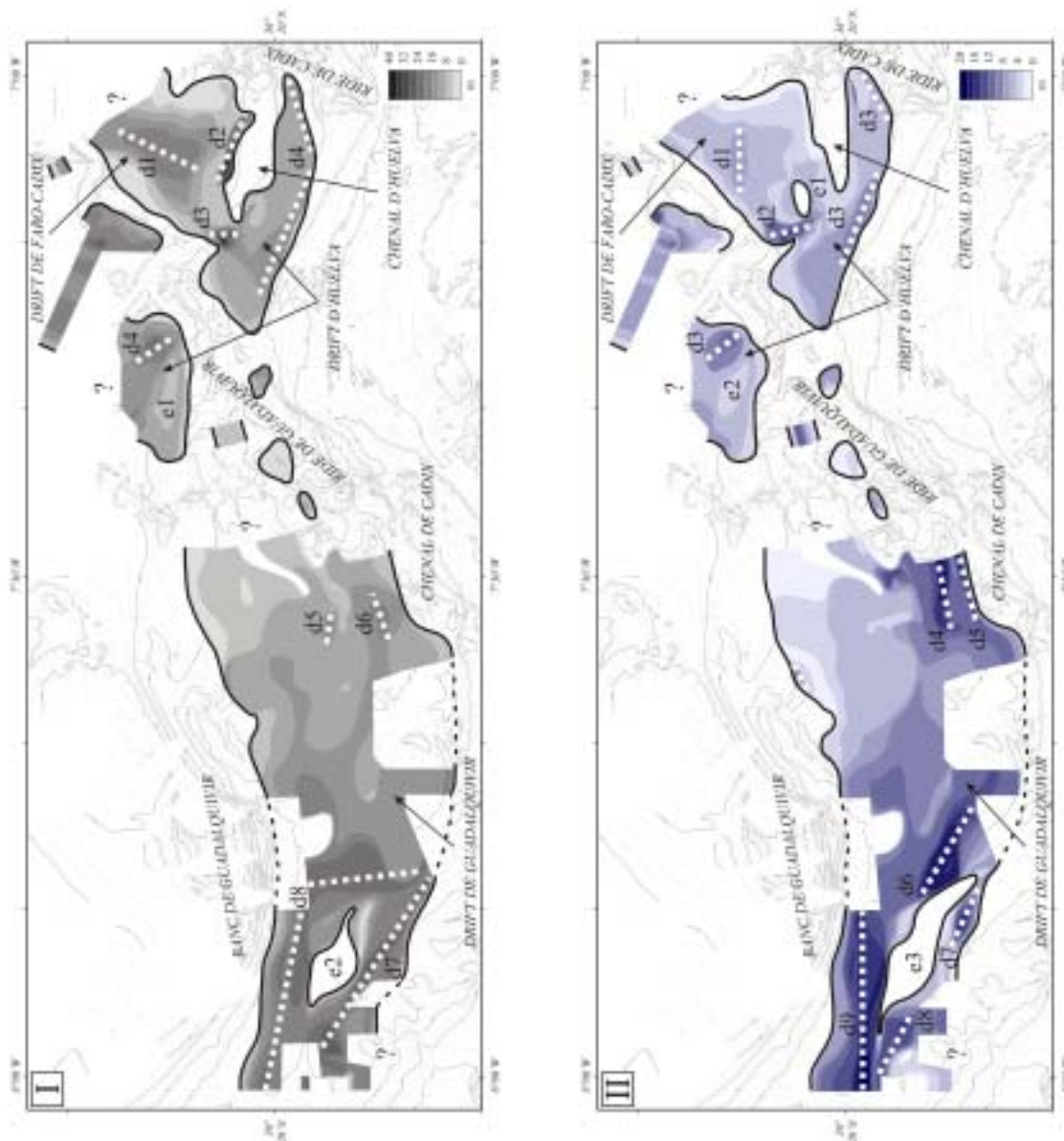


Figure IV-25. I. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité D. II. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité E. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.

Le *drift* d'Huelva se caractérise par un dépocentre allongé (d4, Figure IV-25I) dont l'orientation WSW/ENE évolue vers le NNW/SSE dans la partie septentrionale du *drift* où les dépôts atteignent 20 m d'épaisseur. Une zone de moindre épaisseur globalement orientée E/W est observée dans la partie NW du *drift* (e1, Figure IV-25I).

Les zones cartographiées dans les vallées marginales de la ride de Guadalquivir sont caractérisées par des épaisseurs moyennes de l'ordre de la dizaine de mètres et une distribution concentrique des isopaques.

Au sein du *drift* de Guadalquivir, une tendance à l'augmentation des épaisseurs est observée d'Est en Ouest. La partie orientale du *drift* montre globalement des épaisseurs comprises entre 5 et 15 m avec des petits dépoctrés très localisés (d5 et d6, Figure IV-25I). La partie occidentale se caractérise au contraire par deux dépoctrés allongés (d7 et d8, Figure IV-25I) encadrant une zone de non-dépôt orientée WNW/ESE (e2, Figure IV-25I). Le dépoctré d7, orienté NW/SE, montre des épaisseurs maximales de 25 m. Le dépoctré d8, se caractérise quant à lui par des épaisseurs maximales de l'ordre de 20 m et par un changement dans son orientation, passant de N/S à l'Est du méridien 7°50'W à WNW/ESE à l'Ouest de ce dernier.

III.2.2.2. L'unité E

Le *drift* de Faro-Cadix se caractérise par des dépôts dont l'épaisseur moyenne est d'environ 6 m et par une distribution concentrique des isopaques avec un dépoctré orienté E/W (d1, Figure IV-25II). Une zone de non-dépôt de faible surface d'extension orientée WSW/ENE est observée à la périphérie méridionale du *drift* (e1, Figure IV-25II). La partie occidentale de la jonction des *drifts* de Faro-Cadix et d'Huelva se caractérise par un dépoctré orienté NNW/SSE où les épaisseurs atteignent 15 m (d2, Figure IV-25II).

Le *drift* d'Huelva se caractérise par des épaisseurs moyennes d'environ 6 m et un dépoctré allongé (d3, Figure IV-25II) dont l'orientation WSW/ENE évolue vers une orientation NW/SE dans la partie septentrionale du *drift* où les dépôts atteignent 15 m d'épaisseur. Une zone de moindre dépôt orienté NW/SE est observée dans la partie NW du *drift* (e2, Figure IV-25II).

Les zones cartographiées dans les vallées marginales de la ride de Guadalquivir montrent des épaisseurs moyennes comprises entre 5 et 10 m et une distribution concentrique des isopaques.

Le *drift* de Guadalquivir se caractérise dans sa partie NE par des dépôts peu épais sans zone d'accumulation préférentielle. Plusieurs dépoctrés allongés et globalement orientés E/W à WNW/ESE sont observés au Sud et à l'Ouest du *drift* (d4 à d9, Figure IV-25II). Ces zones se caractérisent par des accumulations sédimentaires d'épaisseur supérieure à 15 m avec des maxima de 20 m reconnus dans la partie occidentale du *drift*. Une zone de non-dépôt très étalée orientée NW/SE (e3, Figure IV-25II) est également mise en évidence dans cette partie du *drift*.

Au sein de chacun de ces corps contouritiques une réduction des épaisseurs est observée à l'approche des rides de Cadix et de Guadalquivir et des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir. Cependant, cette diminution s'effectue beaucoup plus progressivement dans la partie NE du *drift* de Guadalquivir.

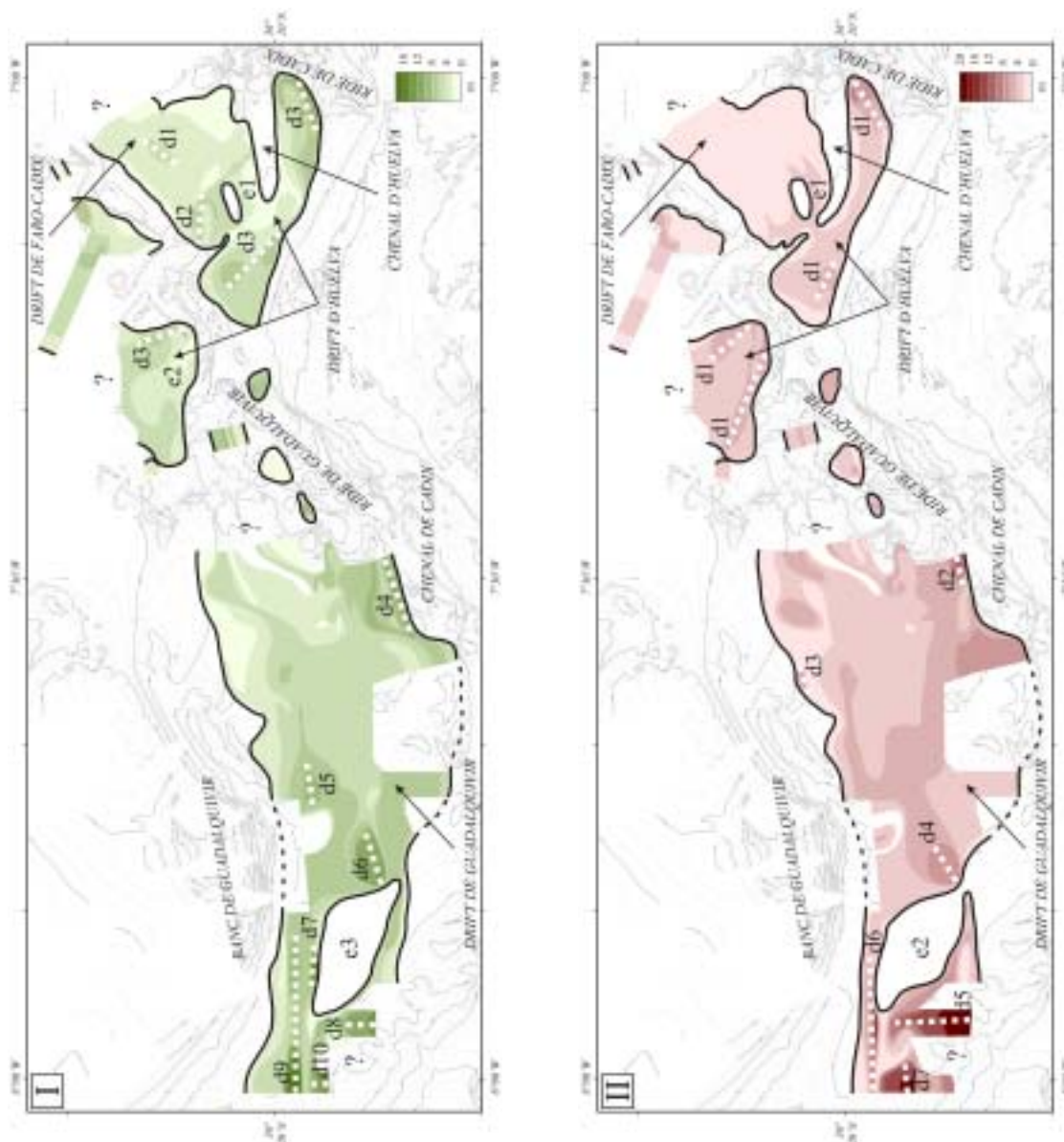


Figure IV-26. I. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité F. II. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité G. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.

III.2.2.3. L'unité F

Le *drift* de Faro-Cadix, caractérisé par des dépôts peu épais dont l'épaisseur moyenne est d'environ 5 m, présente un dépocentre peu marqué globalement orienté NE/SW (d1, Figure IV-26I). La périphérie méridionale du *drift* montre une zone d'accumulation orientée E/W avec des épaisseurs maximales de l'ordre de 10 m (d2, Figure IV-26I), et une zone de non-dépôt de faible surface d'extension orientée WSW/NNE (e1, Figure IV-26I).

Le *drift* d'Huelva se caractérise par un dépocentre allongé (d3, Figure IV-26I) dont l'orientation WSW/ENE évolue vers une orientation NNW/SSE dans la partie septentrionale

du *drift* où les dépôts n'excèdent pas 8 m d'épaisseur. Une zone de moindre épaisseur orientée NW/SE est observée dans la partie NW du *drift* (e2, Figure IV-26I).

Les zones cartographiées dans les vallées marginales de la ride de Guadalquivir montrent des épaisseurs moyennes d'environ 5 m et une distribution concentrique des isopaques.

Le *drift* de Guadalquivir est caractérisé par des dépôts dont l'épaisseur est d'environ 6 m. Un dépoctré orienté WSW/ENE s'observe dans la partie SE du *drift* (d4, Figure IV-26I). La partie occidentale se caractérise par des dépôts plus épais (8 m) et par de nombreux petits dépoctrés (d5 à d10, Figure IV-26I), la plupart allongés et orientés E/W. Une zone de non-dépôt étalée d'orientation NW/SE est également mise en évidence dans cette partie du *drift* (e3, Figure IV-26I).

Au sein de chacune de ces accumulations sédimentaires, une diminution des épaisseurs est observée à l'approche des rides de Cadix et de Guadalquivir et des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir.

III.2.2.4. L'unité G

L'unité G, unité en moyenne la plus mince cartographiée dans cette étude, se caractérise par des dépôts dont l'épaisseur moyenne est comprise entre 2 et 6 m (Figure IV-26II). Au sein de chacun des *drifts* une diminution des épaisseurs est observée à l'approche des rides de Cadix et de Guadalquivir et des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir, à l'exception de la partie SW du *drift* du Guadalquivir.

L'épaisseur des dépôts n'excède pas 2 m au sein du *drift* de Faro-Cadix. Une légère augmentation des épaisseurs et une zone de non-dépôt de faible surface d'extension orientée WSW/ENE (e1, Figure IV-26II) sont cependant notables à l'approche de la jonction entre ce *drift* et celui d'Huelva.

Le *drift* d'Huelva, caractérisé par des épaisseurs d'environ 4 m, présente un dépoctré allongé et morcelé (d1, Figure IV-26II) dont l'orientation WSW/ENE évolue vers une orientation NW/SE dans la partie NW du *drift* où une dichotomie du dépoctré est observée.

Les zones cartographiées dans les vallées marginales de la ride de Guadalquivir montrent des épaisseurs moyennes d'environ 3 m et une distribution concentrique des isopaques.

Le *drift* de Guadalquivir se caractérise dans son extrémité occidentale par des épaisseurs importantes (20 m) et par une large zone de non-dépôt étalée dans le sens NW/SE (e2, Figure IV-26II). Des dépoctrés orientés E/W à NE/SW sont également identifiés au sein de ce *drift* (d2 à d7, Figure IV-26II).

III.2.2.5. L'unité H

Le *drift* de Faro-Cadix se caractérise par des épaisseurs moyennes de l'ordre de 4 m et un dépoctré orienté NW/SE (d1, Figure IV-27). Des épaisseurs plus importantes (10 m) ainsi qu'une zone de non-dépôt de faible surface d'extension orientée WSW/ENE (e1, Figure

IV-27) sont observées dans la partie méridionale du *drift*. Au contraire des unités précédentes, aucune jonction n'est observée entre les *drifts* de Faro-Cadix et d'Huelva.

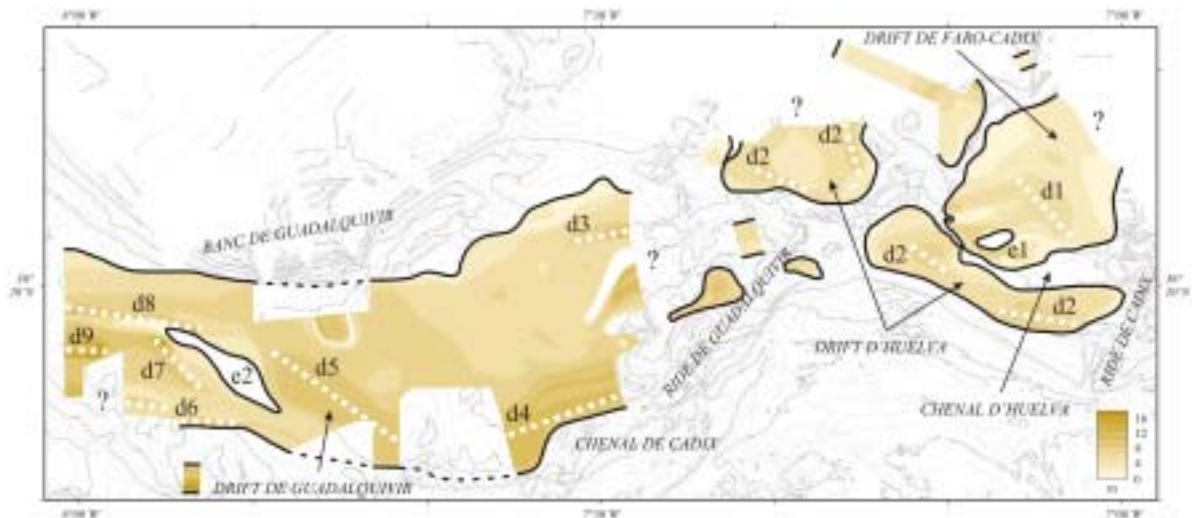


Figure IV-27. Distribution spatiale et principaux dépocentres de l'unité H. Les lignes pointillées blanches correspondent à l'orientation des dépocentres. Les lignes noires représentent les limites entre les zones d'accumulation et de non-dépôt.

Le *drift* d'Huelva se caractérise par des épaisseurs d'environ 5 m et un dépocentre allongé (d2, Figure IV-27) dont l'orientation WNW/ESE évolue vers une orientation NW/SE dans la partie NW du *drift*. Dans cette partie du *drift*, le dépocentre présente une dichotomie avec une branche orientale orientée NNW/SSE et une branche occidentale orientée WNW/ESE.

Les zones cartographiées dans les vallées marginales de la ride de Guadalquivir montrent des épaisseurs moyennes d'environ 4 m et une distribution concentrique des isopaques.

Le *drift* de Guadalquivir est caractérisé par des épaisseurs évoluant d'environ 5 m dans la partie nord orientale à environ 8 m dans les parties sud et occidentale. La partie orientale présente deux dépocentres orientés E/W à WSW/ENE (d3 et d4, Figure IV-27). La partie occidentale se caractérise, quant à elle, par des dépocentres étroits et allongés d'orientation E/W à NW/SE (d5 à d9, Figure IV-27) et par une zone de non-dépôt étroite et allongée d'orientation NW/SE (e2, Figure IV-27).

Une diminution dans l'épaisseur des dépôts est là encore observée dans chaque *drift* à l'approche des rides de Cadix et de Guadalquivir et des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir.

III.2.3. Distribution spatiale des discontinuités majeures

Les reconstitutions bathymétriques de chaque discontinuité majeure, effectuées à partir des cartes en isopaques des unités cartographiées, mettent en évidence des tendances morphologiques récurrentes au sein des *drifts* étudiés.

- Le *drift* de Faro-Cadix se caractérise par une grande dépression circulaire (d1, Figure IV-28 et Figure IV-29).

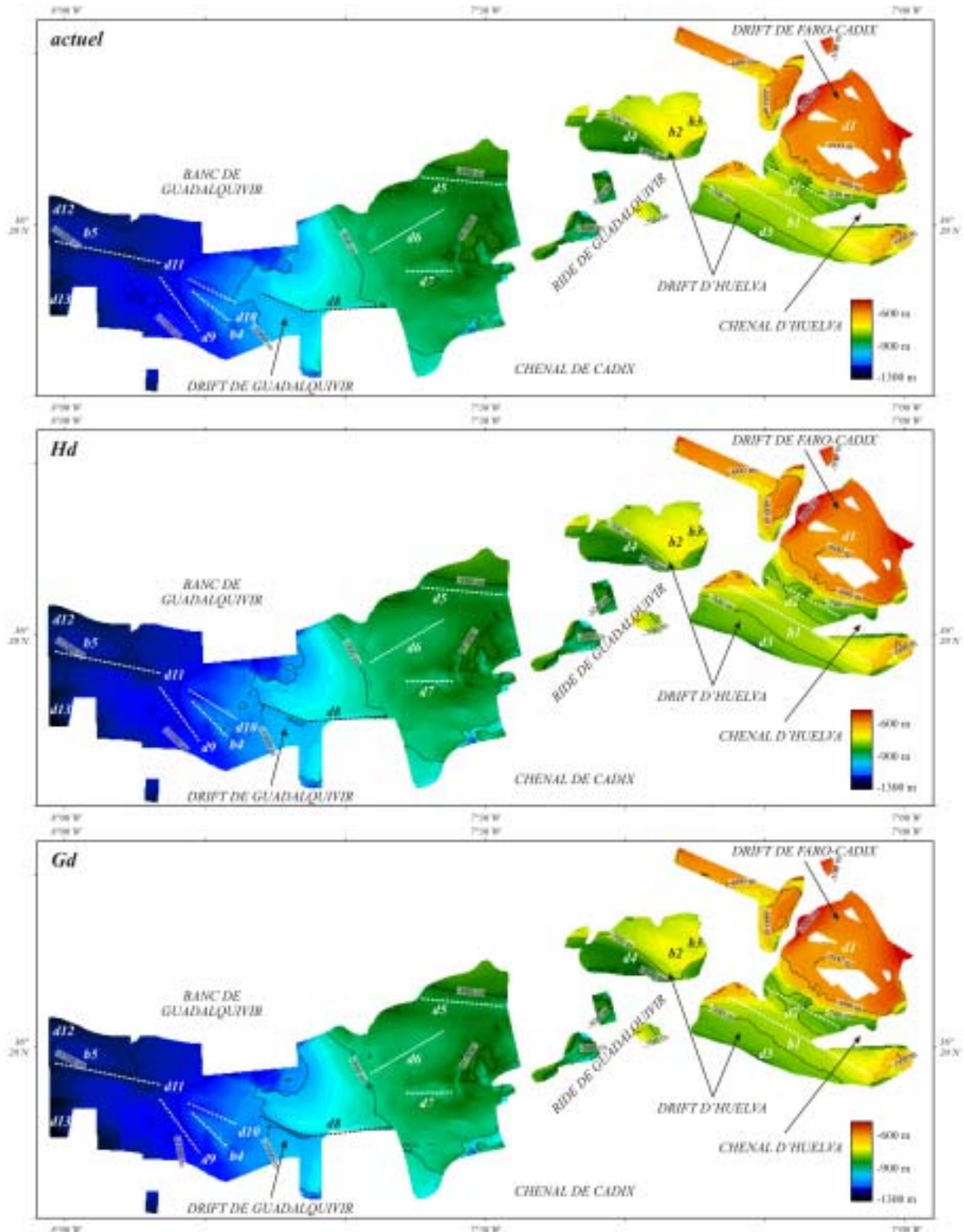


Figure IV-28. Cartes en isobathes de l'état actuel du système et des discontinuités Gd et Hd.

- Le secteur SE du *drift* d'Huelva présente en son centre un bombement topographique orienté NW/SE (b1, Figure IV-28 et Figure IV-29). Au Nord de ce relief,

l'augmentation bathymétrique souligne l'existence d'une dépression allongée orientée NW/SE (d2, Figure IV-28 et Figure IV-29). La partie méridionale du *drift* montre également une augmentation bathymétrique (d3, Figure IV-28 et Figure IV-29).

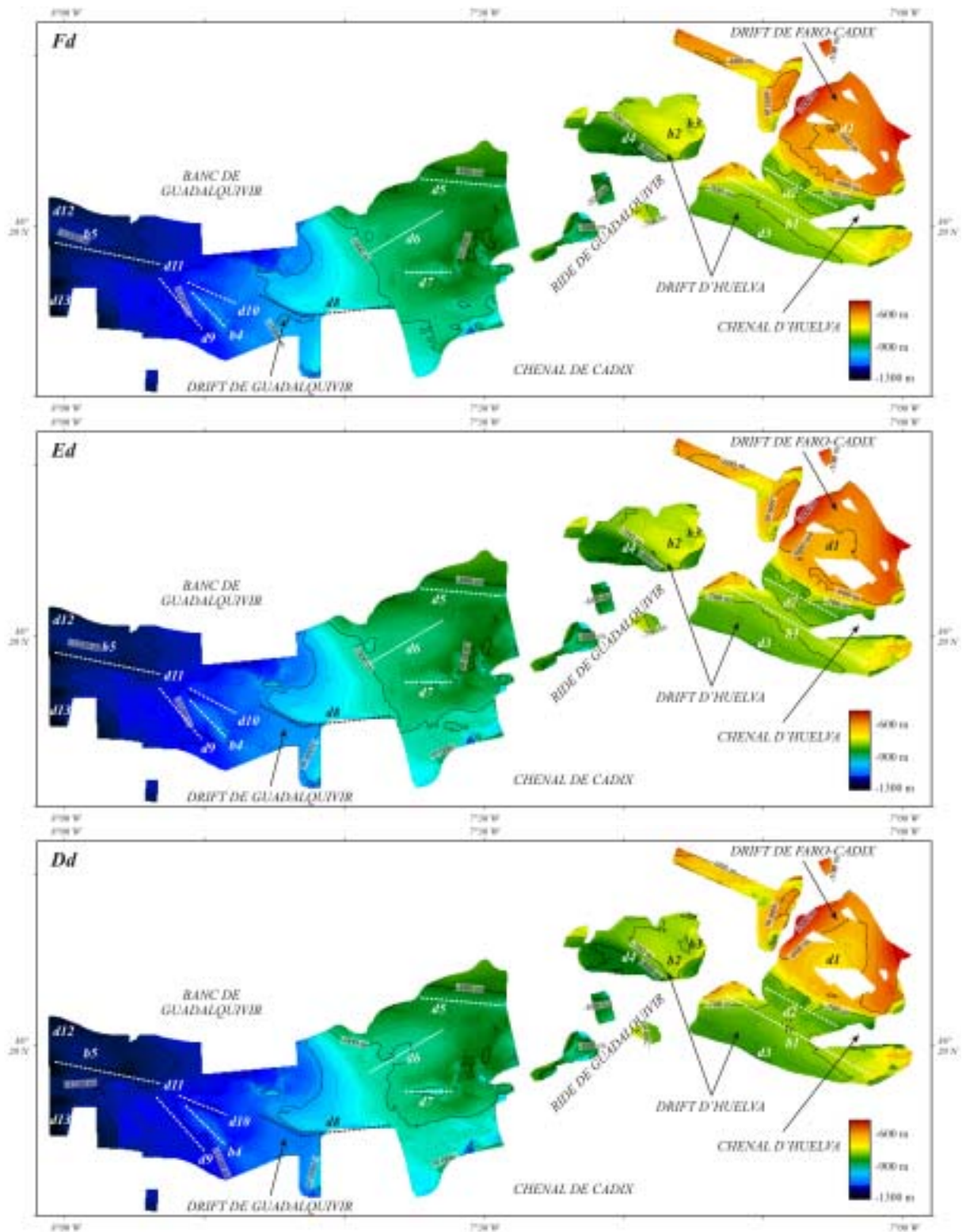


Figure IV-29. Cartes en isobathes des discontinuités Dd et Ed et Fd.

- Le secteur NW du *drift* d'Huelva montre dans sa partie occidentale une augmentation rapide de la bathymétrie (d4, Figure IV-28 et Figure IV-29). La partie orientale de ce secteur est quant à elle caractérisée par deux reliefs légèrement marqués topographiquement (b2 et b3, Figure IV-28 et Figure IV-29).
- Trois dépressions plus ou moins fortement marquées sont observées dans la partie E du secteur oriental du *drift* de Guadalquivir. La première d'entre-elles (d5, Figure IV-28 et Figure IV-29) est relativement confinée et orientée E/W ; la seconde (d6, Figure IV-28 et Figure IV-29), de plus vaste extension géographique, est orientée NE/SW ; la troisième (d7, Figure IV-28 et Figure IV-29), plus petite, présente une orientation E/W. La partie W du secteur oriental du *drift* se caractérise par une dépression allongée et étroite (d8, Figure IV-28 et Figure IV-29) dont l'orientation E/W évolue distalement vers l'WNW/ESE. A l'Ouest de cette dépression, l'existence d'un relief topographique orienté NW/SE (b4, Figure IV-28 et Figure IV-29) souligne de part et d'autre de celui-ci la présence de deux dépressions allongées et orientées N/W à WNW/ESE (d9 et d10, Figure IV-28 et Figure IV-29).
- Le secteur occidental du *drift* de Guadalquivir se caractérise par la présence d'une dépression étroite et allongée dans la direction WNW/ESE (d11, Figure IV-28 et Figure IV-29). Un relief topographique de forme ovale de même orientation (b5, Figure IV-28 et Figure IV-29) s'observe au Nord de cette dernière. Une augmentation bathymétrique caractérise les périphéries N et S de ce secteur (d12 et d13, Figure IV-28 et Figure IV-29).

III.3. Architecture des dépôts

III.3.1. Le *drift* de Faro-Cadix

Au sein du *drift* de Faro-Cadix, les discontinuités se matérialisent globalement par des surfaces concordantes où des terminaisons en *onlap* des réflecteurs sus-jacents sont parfois observées. La configuration des réflecteurs montre une nette aggradation des unités de dépôt aboutissant à un comblement progressif du *drift* (Figure IV-30) mis en évidence par l'évolution concentrique des isobathes dans ce secteur (a, Figure IV-31). Ce remplissage, moins prononcé dans le secteur méridional du *drift*, s'explique par une érosion des dépôts matérialisée par les discontinuités Ed dans le secteur oriental (zoom1, Figure IV-30) et Hd dans le secteur occidental (zoom2, Figure IV-30), où une troncature des réflecteurs représentée par la surface du fond marin est également observée.

III.3.2. Le chenal d'Huelva

La partie amont du chenal, caractérisée par la juxtaposition des isobathes au niveau de sa bordure sud (b, Figure IV-31), montre une absence de dépôt, conséquence d'une érosion récente de l'ensemble des unités A à H (Figure IV-32). La bordure nord du chenal présente également une érosion importante des unités A à D matérialisée par la discontinuité Ed. La

légère migration vers le Sud des isobathes observée sur ce flanc du chenal (c, Figure IV-31) s'explique par le dépôt des unités E à H (Figure IV-32). Vers l'aval, la distribution des isobathes montre un chenal caractérisé par de l'érosion sur son flanc nord (d, Figure IV-31), et de l'aggradation sur son flanc sud (e, Figure IV-31). Une progradation vers le haut de pente du fond de chenal est également observée.

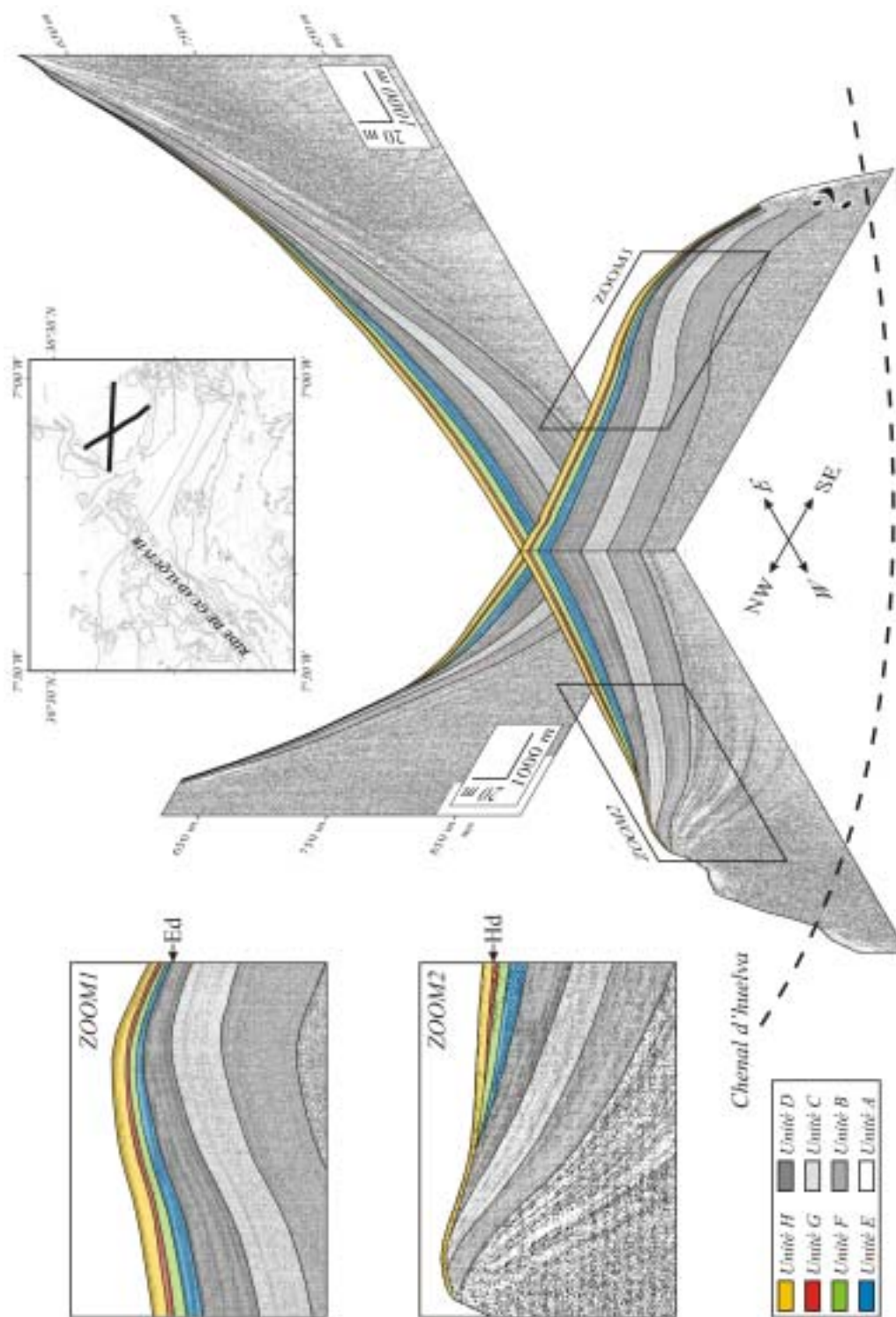


Figure IV-30. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du drift de Faro-Cadix.

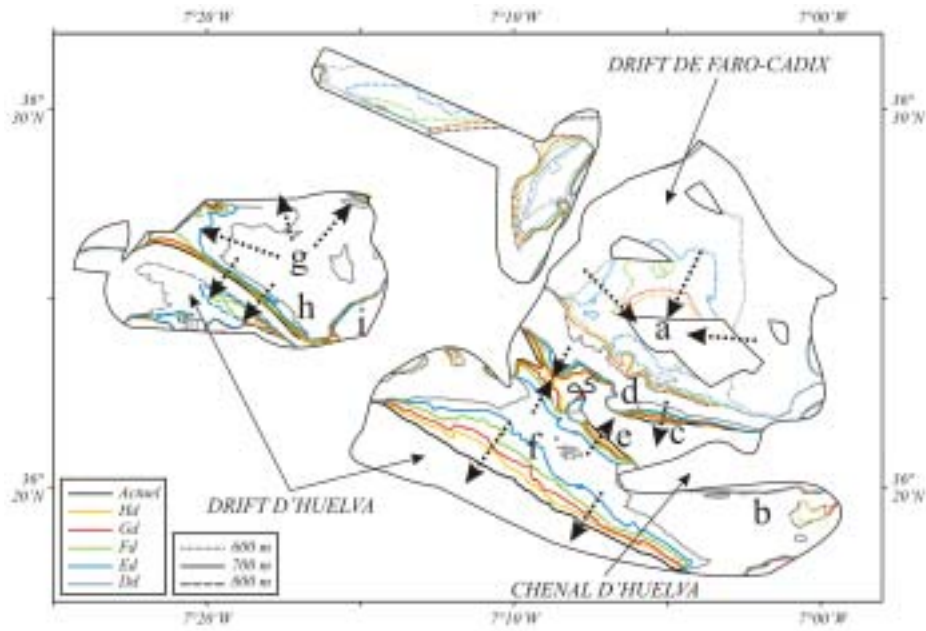


Figure IV-31. Evolution de la bathymétrie entre la discontinuité Dd et l'actuel au sein des drifts de Faro-Cadix et d'Huelva. Les flèches pointillées noires correspondent aux directions de migration des isobathes.

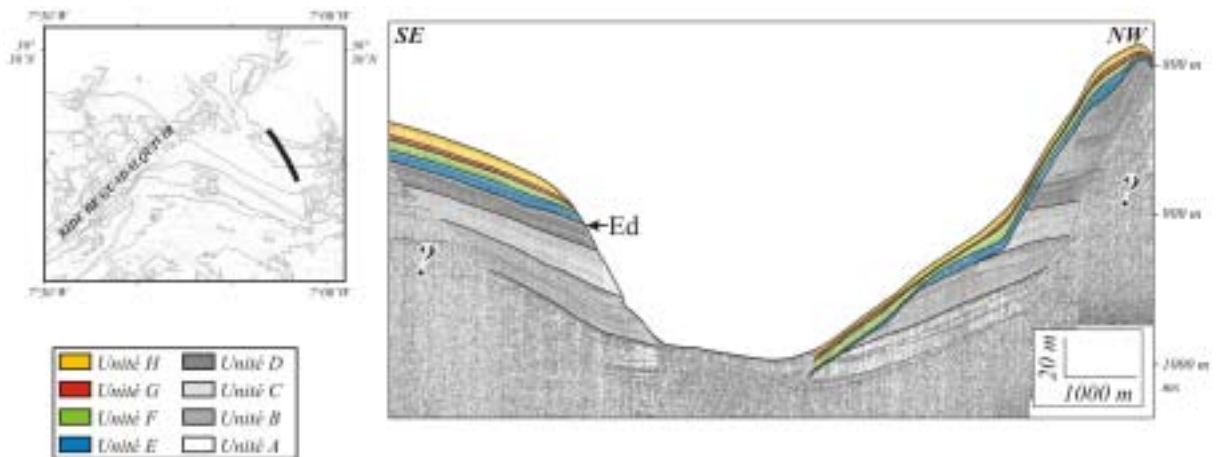


Figure IV-32. Architecture des unités sismiques de part et d'autre du chenal d'Huelva.

III.3.3. Le drift d'Huelva

Le déplacement progressif des isobathes vers le Sud au sein du secteur oriental du *drift* d'Huelva met en évidence une aggradation de cette partie de la zone (f, Figure IV-31). Cette dernière résulte de la compétition entre le dépôt des unités A à H et l'érosion de ces dernières au niveau des discontinuités Ad à Hd (zoom, Figure IV-33). Localement, au sein de l'unité D, une progradation des dépôts vers le Sud et la mise en place de figures sédimentaires du type *sediment waves* sont observées (zoom, Figure IV-33).

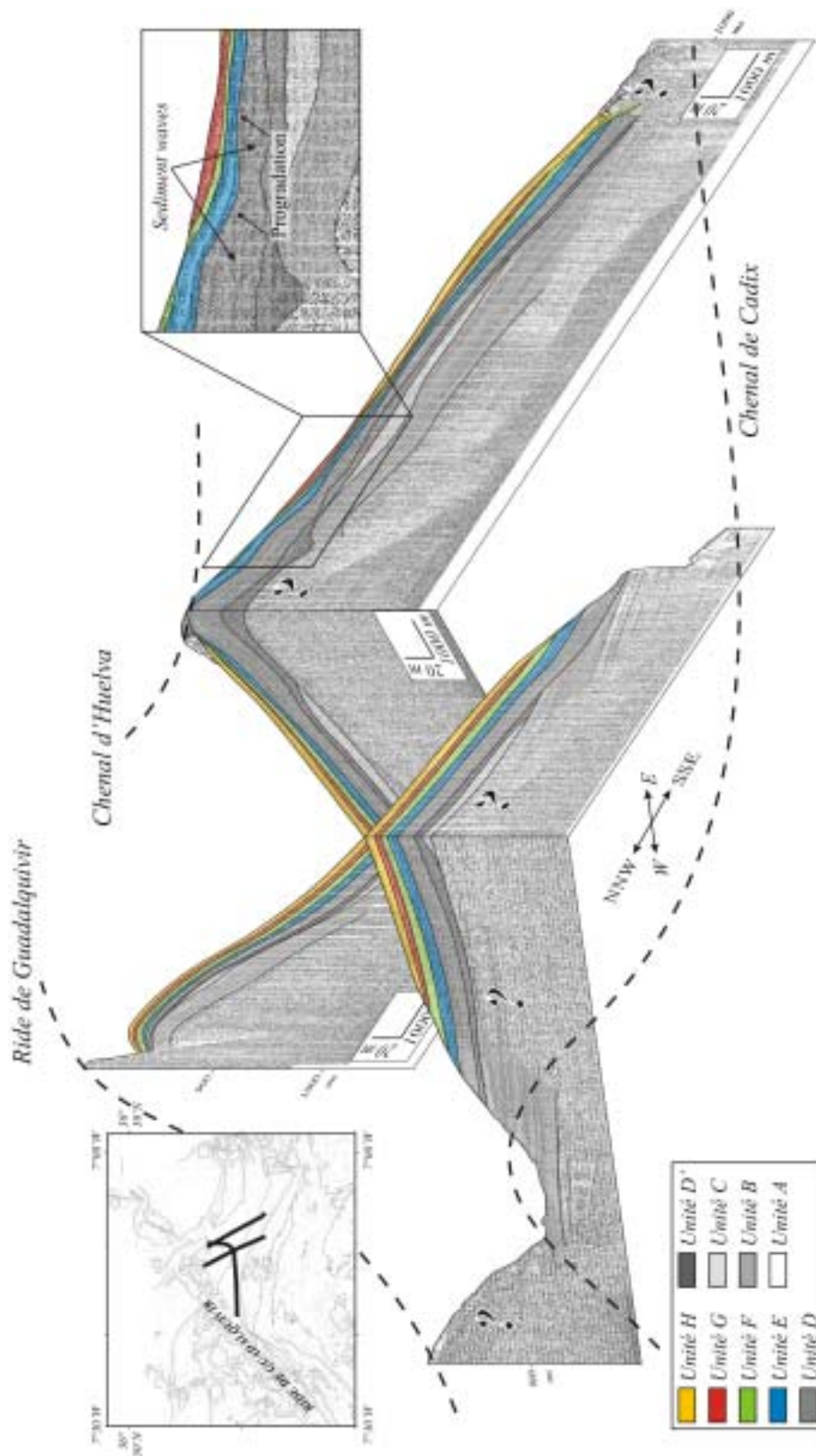


Figure IV-33. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur oriental du drift d'Huelva.

Le passage du chenal de Cadix dans la partie méridionale du *drift* se traduit par une érosion matérialisée par le fond marin actuel de l'ensemble des unités A à H. L'érosion de ces unités est également identifiée dans la continuité du chenal d'Huelva (Figure IV-33).

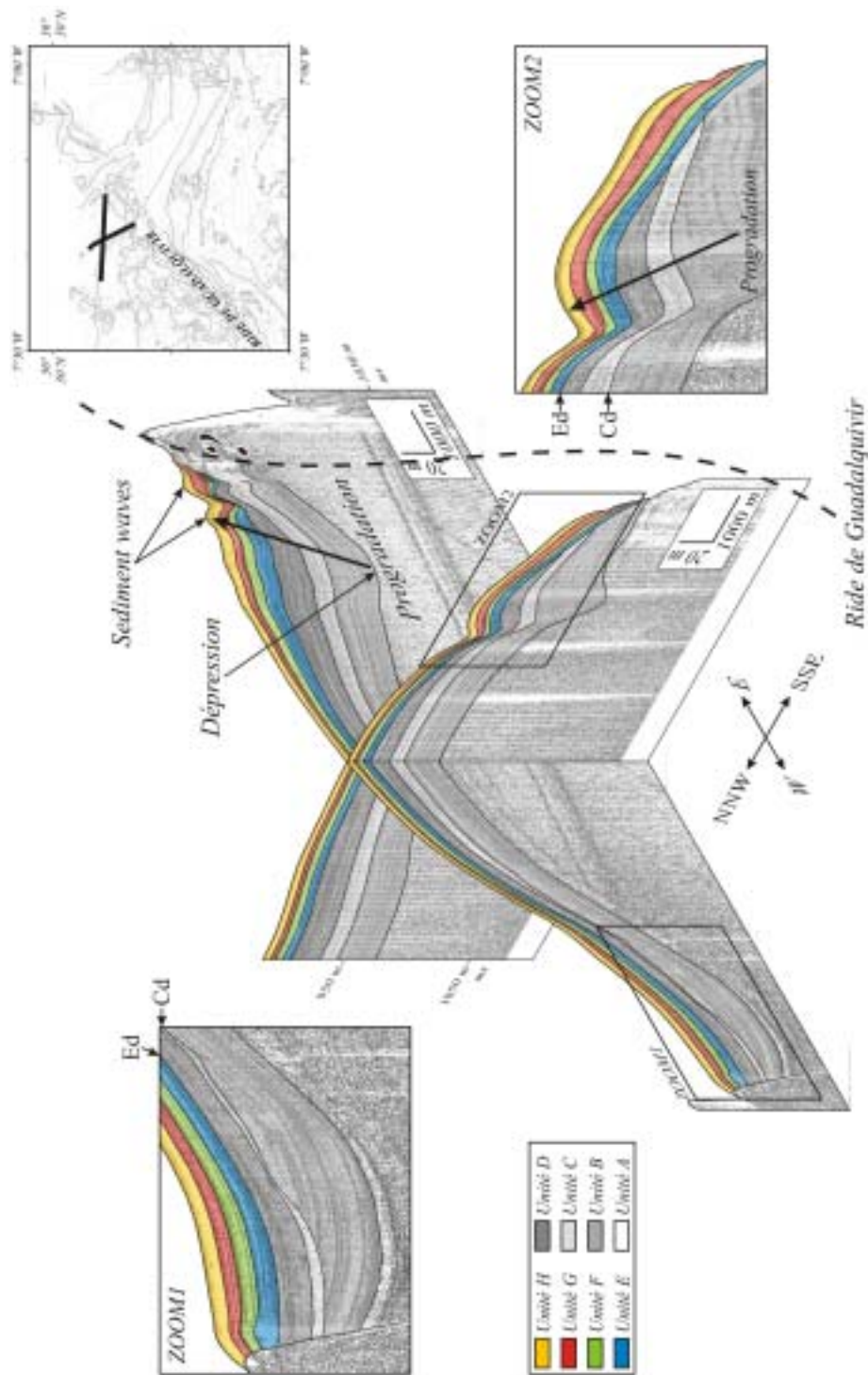


Figure IV-34. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur occidental du drift d'Huelva.

La partie NE du secteur occidental du *drift* d'Huelva présente une morphologie en dépression où l'aggradation des dépôts conduit au comblement progressif de celle-ci (Figure IV-34). Le flanc nord de cette dépression montre cependant une légère progradation des dépôts vers le Nord s'accompagnant d'une édification de figures sédimentaires de type *sediment waves*. L'aggradation des dépôts est marquée par l'évolution concentrique des isobathes dans cette partie du *drift* (g, Figure IV-31). Une aggradation et une progradation des

dépôts vers le Nord s'observe au Sud de ce secteur (zoom2, Figure IV-34). Cette aggradation est entrecoupée par deux phases d'érosion matérialisées par les discontinuités Cd et Ed (zoom1 et zoom2, Figure IV-34). Ces dernières ont pour conséquence un resserrement des isobathes dans cette partie du *drift* (h, Figure IV-31). Une érosion de l'ensemble des unités de dépôt représentée par la surface du fond marin caractérise la partie SE de ce secteur (Figure IV-34) et est responsable de la juxtaposition des isobathes dans cette partie du *drift* (i, Figure IV-31).

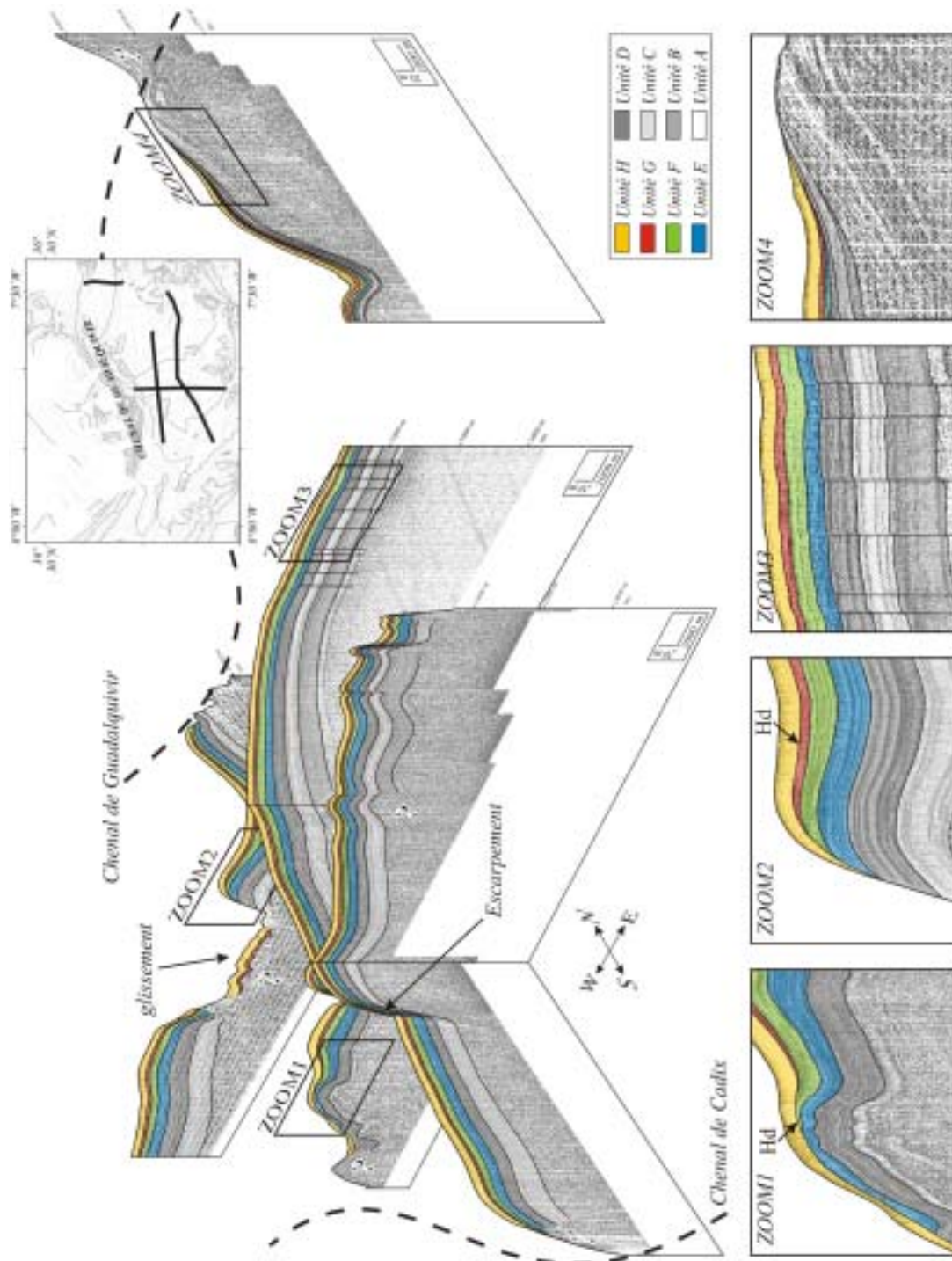


Figure IV-35. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur oriental du drift de Guadalquivir.

III.3.4. Le *drift* de Guadalquivir

L'agencement des unités de dépôt dans le secteur oriental du *drift* de Guadalquivir montre une aggradation généralisée des dépôts avec les discontinuités Bd à Hd se matérialisant ici sous la forme de surfaces concordantes (Figure IV-35). Un groupe de failles verticales affectant les unités A à D est observé localement dans ce secteur (zoom3, Figure IV-35). L'aggradation de cette zone est mise en évidence par la migration des isobathes vers le bas de pente (Figure IV-36).

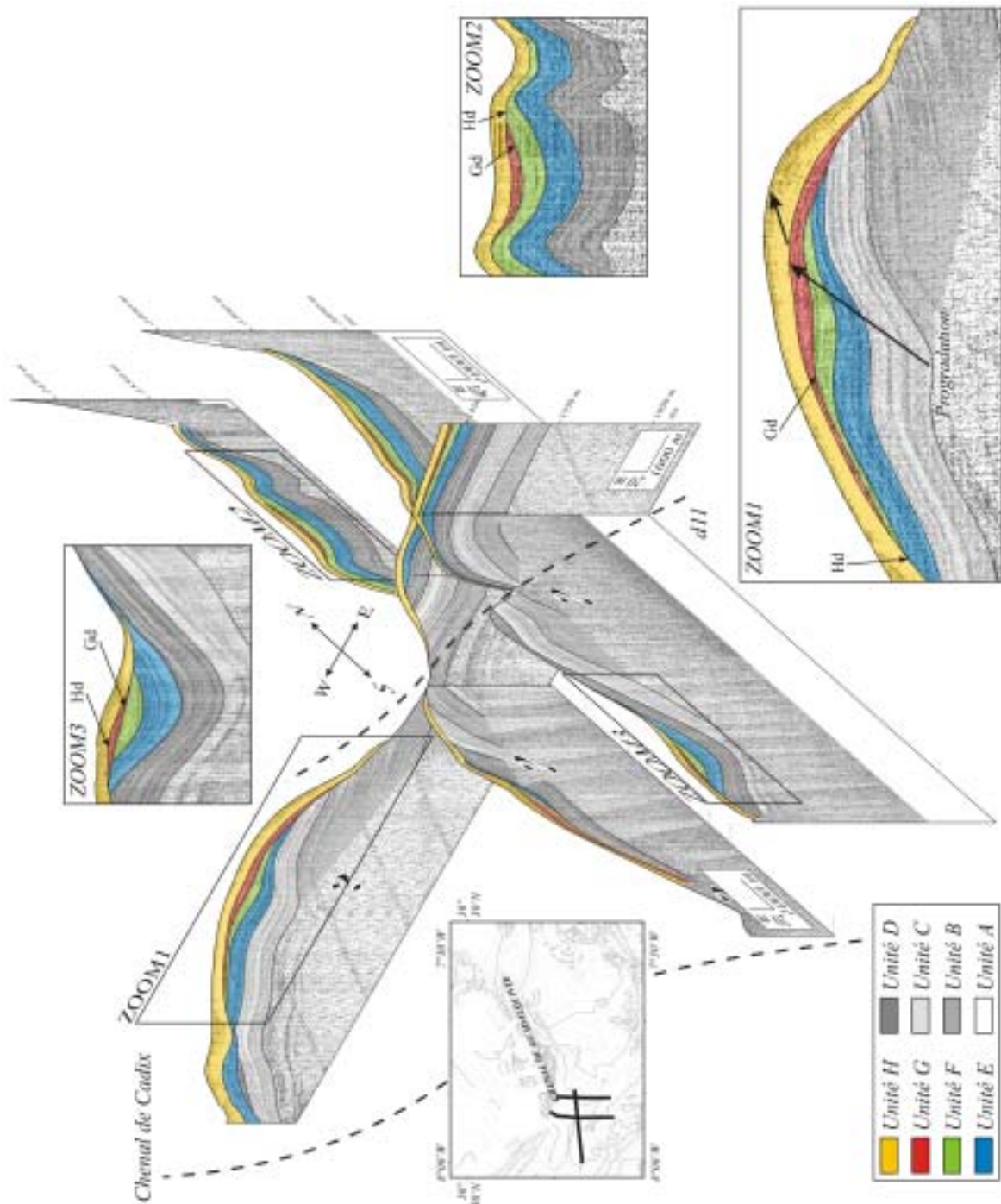


Figure IV-36. Assemblage en vue pseudo 3D de profils sismiques Chirp montrant la structure interne du secteur occidental du drift de Guadalquivir.

Le passage des chenaux de Guadalquivir et de Cadix au Nord et au Sud du *drift* se traduit par le resserrement et la juxtaposition des isobathes (a et b, Figure IV-36). Ceci est la conséquence d'une érosion de l'ensemble des unités de dépôt représentée par la surface actuelle du fond marin (Figure IV-35). Le chenal de Guadalquivir étant moins bien marqué dans la topographie dans sa partie amont, l'érosion de l'ensemble des unités y apparaît plus progressive (zoom4, Figure IV-35). A l'Ouest du méridien 7°40'W, un grand glissement ainsi qu'un escarpement à vergence nord sont observés (Figure IV-35). Ces deux structures sont responsables du resserrement des isobathes observé dans cette partie du *drift* (c et d, Figure IV-36). Une érosion des unités E, F et G matérialisée par la discontinuité Hd est notable sur la bordure orientale du glissement (zoom2, Figure IV-35) et dans la partie SW de ce secteur du drift (zoom1, Figure IV-35).

Une érosion des unités E à G matérialisée par les discontinuités Gd et Hd est observée au Nord et au Sud du secteur occidental du *drift* (zoom2 et zoom3, Figure IV-37). Ces zones sont néanmoins caractérisées par une aggradation importante des dépôts s'accompagnant d'une migration des isobathes vers l'Ouest (Figure IV-36). Les parties centrale et occidentale du secteur présente une progradation des dépôts vers le NE (zoom1, Figure IV-37) s'accompagnant d'une aggradation plus importante qu'aux périphéries nord et sud de ce secteur du *drift*. Cette progradation est entrecoupée par deux phases d'érosion représentées par les discontinuités Gd et Hd (zoom1, Figure IV-37). Une troncature des dépôts matérialisée par la surface du fond marin affecte le flanc et la frange sud de la dépression d11 (Figure IV-37). Cette érosion, responsable du resserrement et de la juxtaposition des isobathes dans cette partie du secteur (e et f, Figure IV-36), se restreint à la partie basale de d11 dans la partie occidentale du secteur (Figure IV-37).

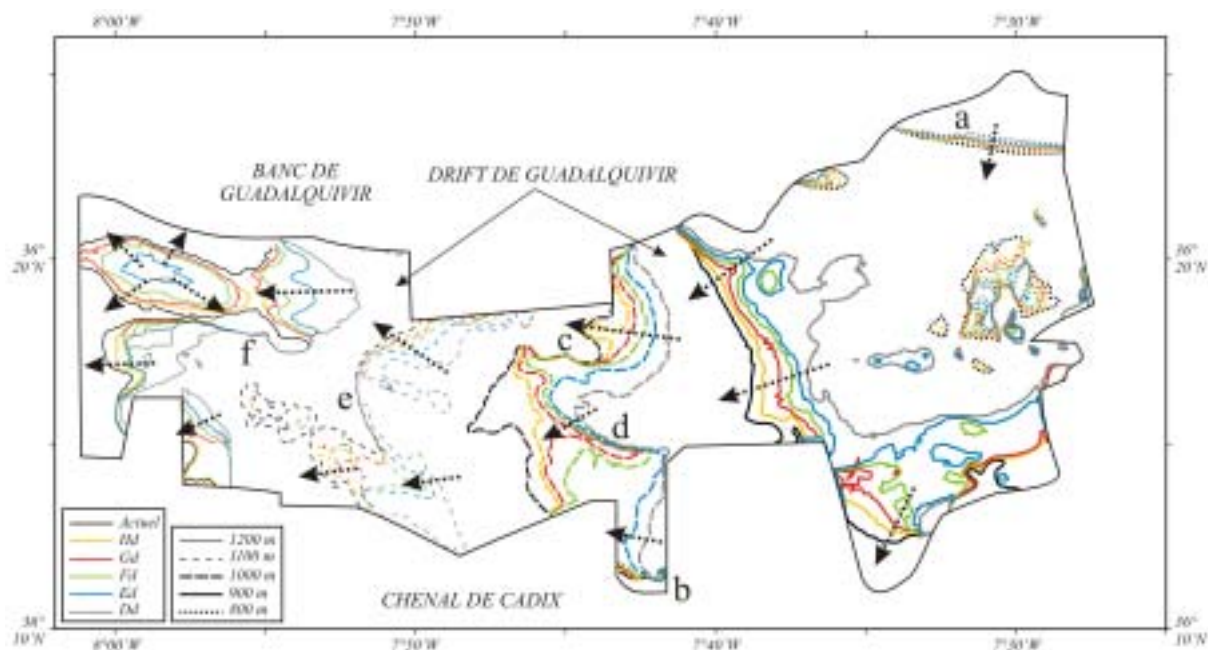


Figure IV-37. Evolution de la bathymétrie entre la discontinuité Dd et l'actuel au sein du drift de Guadalquivir. Les flèches pointillées noires correspondent aux directions de migration des isobathes.

III.4. Corrélations litho-sismiques

Cette méthode est basée sur les corrélations entre les variations d'impédance acoustique dans les carottes, déduit des mesures de gamma densité et de vitesses du son, et les variations de l'intensité des réflecteurs sismiques, illustration directe des changements de lithologie affectant la colonne sédimentaire.

Les corrélations se basent également sur l'agencement général des réflecteurs sismiques et des faciès lithologiques afin de contourner les problèmes liés au carottage qui engendre fréquemment de l'étirement ou de la compaction dans les niveaux supérieurs (Bourillet *et al.*, 2003; Skinner et McCave, 2003). Il faut conserver à l'esprit que les variations hautes fréquences de la lithologie sur des épaisseurs inférieures au demi mètre se matérialiseront par un réflecteur unique plus ou moins épais sur la sismique Chirp, du fait de la résolution verticale atteinte par cette dernière.

Malgré cet ensemble d'incertitudes, des niveaux particuliers comme les *pics contouritiques* précédemment décrits (cf. I.3.3.) sont d'un grand intérêt pour effectuer cette corrélation puisqu'ils sont responsables, par le contraste de granularité qui les caractérise, d'une variation importante de l'impédance acoustique et par conséquent de l'intensité des réflecteurs sismiques.

La carotte MD9923-41 sur laquelle est établie le modèle d'âge se révèle être la meilleure candidate par sa position et par les profondeurs qu'elle atteint pour estimer l'âge des discontinuités majeures reconnues à la base des unités sismiques décrites dans la partie précédente (Figure IV-12). La base de l'unité E, estimée à 36 000 ans cal. B.P., est assimilée au stadiaire 8 (Lowe *et al.*, 2001; NGRIP-members, 2004 ; Figure IV-38). La base de l'unité F est assimilée à l'évènement H2 (24 800 ans cal. B.P.), celle de l'unité G à l'évènement H1 (18 000 ans cal. B.P.) et celle de l'unité H au Younger Dryas (13 200 ans cal. B.P. ; Figure IV-38). La base de la carotte MD9923-41 n'atteignant pas la base de l'unité D, l'âge de la discontinuité correspondante a été estimé par une extrapolation des taux de sédimentation calculés entre la base de l'unité E et la base de la carotte. Cette estimation apparaît réalisable puisqu'au point de carottage l'ensemble de l'unité D présente une réponse acoustique homogène uniquement constituée par le faciès lité diffus (Figure IV-22). Cette méthode permet d'évaluer la mise en place de cette discontinuité aux alentours de 65 000 ans cal. B.P., âge correspondant à l'évènement H6 (Bond *et al.*, 1993; Broecker, 2000).

Afin de contrôler les estimations faites sur l'âge des discontinuités majeures, la démarche inverse a été réalisée entre la carotte MD9923-38 prélevée au sein du *drift* du Guadalquivir et le profil Chirp associé (Figure IV-39). Les taux de sédimentation étant plus importants dans cette carotte (Figure IV-16), seul l'âge des discontinuités à la base des unités G et H ont pu être estimés. Ces estimations sont en total accord avec les âges obtenus sur la carotte MD9923-41. L'avantage de cette méthode est de pouvoir estimer cette fois, à partir de la position de la discontinuité à la base de l'unité F, la position de l'évènement H2 correspondant dans la carotte MD9923-38, évènement n'ayant pu être reconnu à partir de l'étude stratigraphique (Figure IV-13).

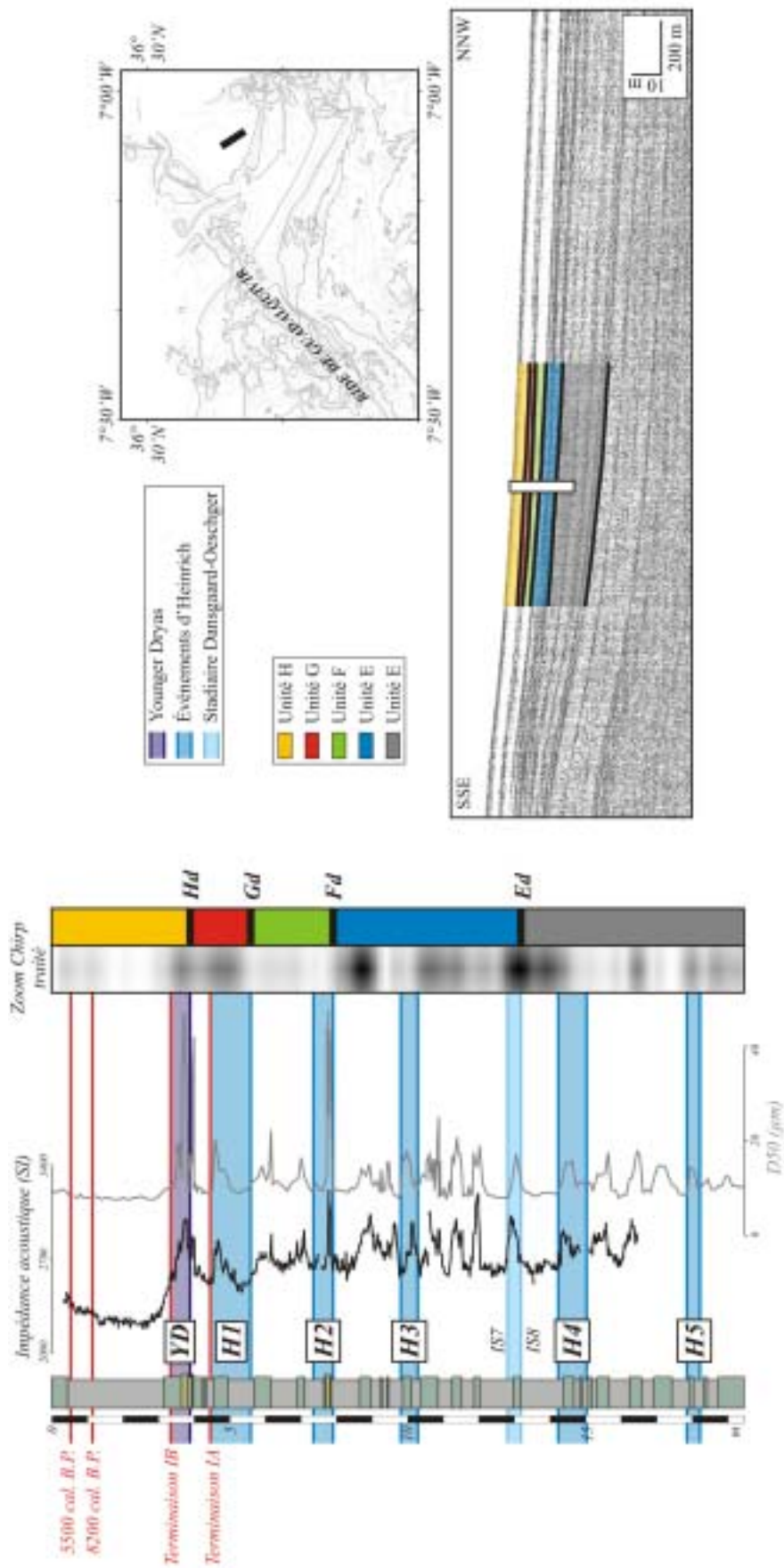


Figure IV-38. Corrélation entre la carotte MD923-41 et les unités sismiques du profil Chirp associé.

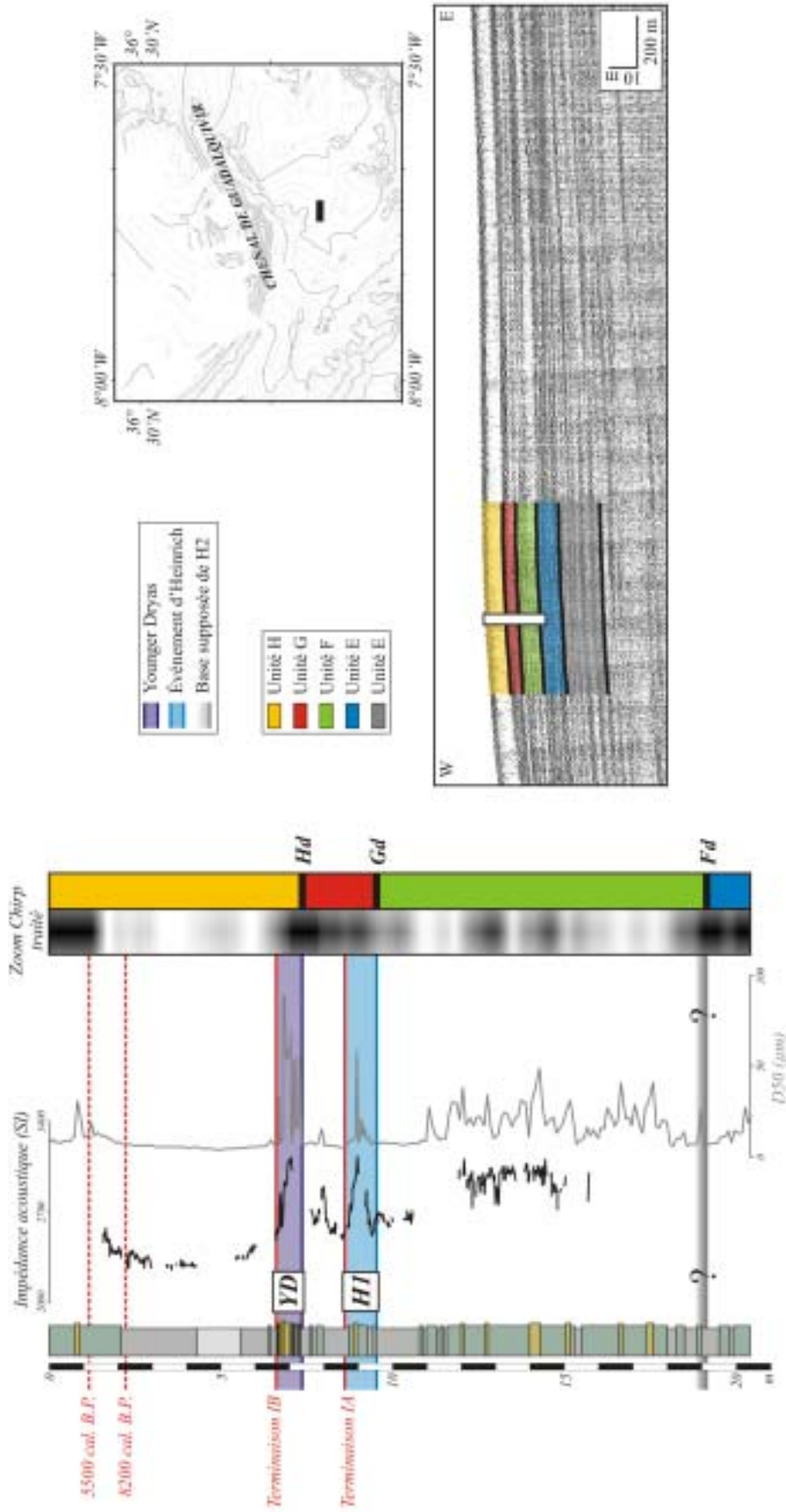


Figure IV-39. Corrélation entre la carotte MD9923-38 et les unités sismiques du profil Chirp associé.

III.5. Résumé des principaux résultats

- Les *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir sont des zones aggradantes dominées par les processus de dépôt.
- Les dépôts au sein du *drift* de Guadalquivir, et en particulier dans les parties méridionale et occidentale de ce dernier, sont plus épais (~ facteur 2) qu'au sein des *drifts* de Faro-Cadix et d'Huelva.
- La partie méridionale du *drift* d'Huelva enregistre plusieurs phases d'érosion majeures datées et estimées, pour les plus récentes, au Younger Dryas, aux événements H1, H2 et H6, et au stadiaire 8. Le secteur NW du *drift* d'Huelva ne présente, quant à lui, qu'une érosion majeure datée du stadiaire 8, érosion également identifiée au niveau du chenal d'Huelva.
- Seules les deux discontinuités datées du Younger Dryas et du stadiaire 8 apparaissent également sous la forme de surfaces d'érosion au niveau du *drift* de Faro-Cadix.
- La sédimentation au sein du *drift* de Guadalquivir est entrecoupée par les phases d'érosion synchrones du Younger Dryas et de l'évènement H1. Celle du Younger Dryas apparaît plus drastique, en particulier dans la partie occidentale du *drift* (d11).
- Une diminution de l'épaisseur des dépôts s'observe à l'approche des chenaux de Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir ainsi qu'à proximité des rides de Cadix et de Guadalquivir.
- Une érosion récente affecte les dépôts de la partie méridionale du *drift* d'Huelva et de la partie occidentale du *drift* de Guadalquivir (d11), ainsi que les flancs des chenaux de Cadix, de Guadalquivir, et d'Huelva. Seule la partie aval du chenal de Guadalquivir se caractérise par des processus de dépôt.
- Des failles verticales n'affectant pas les dépôts postérieurs à 36 ka cal. B.P. sont mises en évidence dans la partie NE du *drift* de Guadalquivir.

IV. FACTEURS DE CONTROLE SUR LA SEDIMENTATION CONTOURITIQUE DANS LE GOLFE DE CADIX AU COURS DU QUATERNAIRE TERMINAL

IV.1. Les sources sédimentaires et leur variabilité

La proximité de sources de sédiments terrigènes est un facteur essentiel pour que la MOW puisse véritablement s'exprimer en tant qu'agent de transport et de dépôt. Par la dominance en illite de la fraction argileuse de ses sédiments, le Golfe de Cadix se rattache au domaine atlantique (Biscaye, 1965). Cependant, les apports sédimentaires riches en smectite issus du Guadalquivir (Mélières, 1974) masquent ce signal dans la partie septentrionale de la marge (carottes CADKS11 et CADKS17). En effet, ce fleuve est la source sédimentaire principale du Golfe de Cadix (Mélières, 1974) et explique notamment le développement important des corps contouritiques peu profonds comme le *drift* de Faro (Faugères *et al.*, 1985b). Une contribution des fleuves drainant la plaine du Rharb est également à considérer dans la partie sud-est du Golfe (Mélières, 1974). Celle-ci pourrait expliquer l'augmentation de la teneur en chlorite des sédiments superficiels des carottes CADKS04 et CADKS09.

Grousset *et al.* (1988) décrivent un transfert des particules très fines issues du Guadalquivir vers la Mer d'Alboran avant que celles-ci ne soient capturées par la MOW au niveau du Déroit de Gibraltar. Cette sédimentation fine s'exprime particulièrement lorsque le courant de fond est peu actif (Figure IV-40A). Lorsque cet écoulement est suffisamment intense, il est susceptible de redistribuer le stock sédimentaire sableux s'accumulant sur le plateau continental et migrant vers le Déroit de Gibraltar sous l'influence du flux atlantique entrant (Lobo *et al.*, 2000 ; Figure IV-40B). Cette hypothèse semble être la plus probable puisqu'il n'existe aucune connexion (canyon) entre la pente continentale et le réseau fluvial dans la partie orientale du Golfe. Il paraît également difficile que les particules silteuses ou sableuses soient transportées depuis la Mer d'Alboran. Toutefois une partie des particules grossières transportées par la MOW pourraient être arrachées aux fonds peu profonds du Déroit de Gibraltar, où la MOW atteint des vitesses de l'ordre de 2 à 3 m.s⁻¹ (Boyum, 1967; Madelain, 1970).

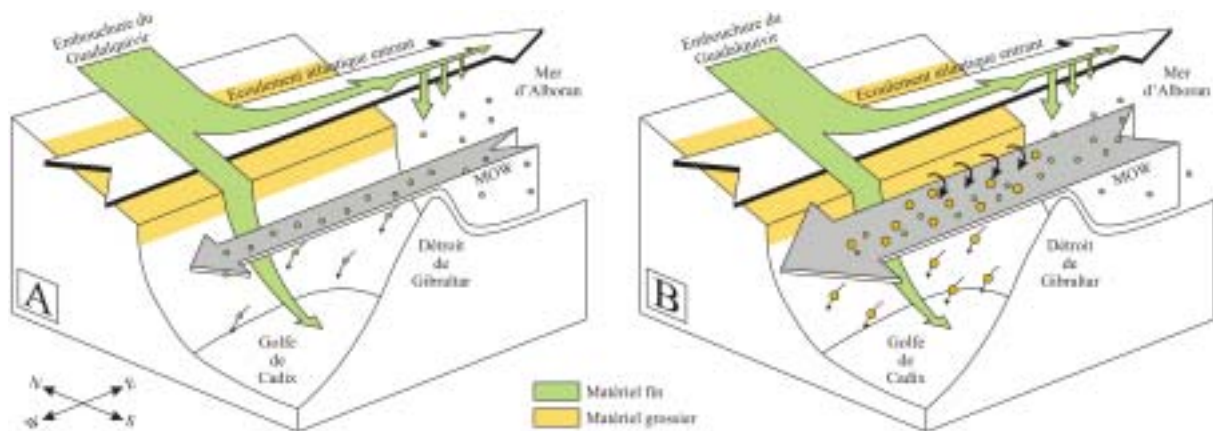


Figure IV-40. Influence de la MOW sur le remaniement des particules. A : faible intensité ; B : forte intensité.

Enfin, la débrite décrite en contrebas de la ride de Guadalquivir (carotte CADKS18) suggère des apports locaux initiés au niveau de la pente continentale par des instabilités. Ces écoulements sont susceptibles d'emprunter les vallées marginales localisées en périphérie des rides diapiriques pour ensuite interagir avec la MOW qui redistribuerait le long de son parcours les particules fines issues de ces écoulements.

IV.2. L'influence de la MOW

L'action de la MOW sur le fond marin, et le tri des particules qu'elle engendre, sont un facteur essentiel à la compréhension de la variabilité observée dans les enregistrements sédimentaires du Golfe de Cadix. Ce tri est fonction de la granularité du sédiment et de la compétence du courant (Hjulström, 1935). Il est réalisé lors du transport ou de l'érosion du sédiment déjà déposé, et conduit à une ségrégation des particules le long du trajet de la MOW. La diminution progressive de la vitesse de la MOW vers l'Ouest (e.g. Heezen et Johnson, 1969; Kenyon et Belderson, 1973; Baringer et Price, 1999) s'enregistre au sein des dépôts par une sédimentation globalement plus fine dans les carottes les plus occidentales (CADKS18, CADKS21, CADKS24, CADKS25). Dans les chenaux, zones dominées par des vitesses d'écoulement plus importantes, le vannage du sédiment déposé provoque la remise en suspension et le transport des particules fines et conduit, dans les cas les plus extrêmes, à la mise en place de *lag deposits* (Mulder *et al.*, 2003).

La bioturbation, caractéristique majeure des faciès contouritiques, semble également jouer un rôle important sur la mise en place des niveaux les plus grossiers. En remaniant continuellement le sédiment superficiel, elle favorise la remise en suspension de la matrice argileuse (Faugères et Stow, 1993) qui peut alors de nouveau être transportée par l'écoulement lorsque celui-ci est suffisamment compétent. Les faciès *mottled*, niveaux dominés par une sédimentation silto-argileuse, se déposeraient donc sous l'influence d'un courant encore trop faible pour mettre en mouvement la fraction fine remaniée par les organismes fousseurs. Une intensification du courant permettrait alors le vannage des particules fines et le dépôt des faciès silto-sableux homogènes très pauvres en argile. Ce processus est susceptible d'expliquer la baisse du taux de sédimentation enregistré dans les carottes MD9923-37, MD9923-38 et MD9923-41 lors du Younger Dryas, épisode relatif à une intensification de la MOW et au dépôt de la séquence contouritique la plus grossière.

Les variations journalières à saisonnières de l'activité de la MOW sont également un facteur à considérer pour expliquer la mise en place des faciès *mottled*. En effet, une variabilité rapide des vitesses de la MOW, de l'ordre de 70 cm.s^{-1} , a pu être mise en évidence sur une durée de quelques jours (Stanton, 1983). De telles variations d'intensité dans les vitesses de circulation pourraient se traduire dans les dépôts par une succession de niveaux plus ou moins silteux. La bioturbation se chargerait ensuite de mélanger ces niveaux, leur conférant ainsi un aspect *mottled*.

IV.3. Le contexte géologique de la marge

IV.3.1. La morphologie de la marge

La morphologie concave de la marge et les reliefs tectoniques (rides de Cadix et de Guadalquivir, banc de Guadalquivir) constituent de véritables obstacles pour la MOW et influencent donc considérablement l'orientation et la vitesse de cet écoulement, et par conséquent la répartition des dépôts dans le Golfe (cf. CHAPITRE III). La répartition actuelle des faciès sédimentaires met en évidence des dépôts grossiers (graviers et sables) dans les parties chenalisées alors que la sédimentation sur les *drifts* est dominée par des dépôts plus fins (argiles et silts). Ce constat est également vérifié pour les 50 000 dernières années par le caractère plus sableux des carottes prélevées au sein des chenaux contouritiques (CADKS09 et CADKS11) ou dans des zones sujettes au confinement et à l'accélération locale des écoulements (CADKS16 et CADKS17), ainsi que par la dominance argilo-silteuse de la sédimentation sur les *drifts* (carottes MD9923-37, MD9923-38, MD9923-41).

IV.3.2. Le contrôle tectonique

Bien que conditionnant directement la morphologie de la marge, le contrôle tectonique apparaît comme un facteur ayant un moindre impact sur la sédimentation dans le Golfe à l'échelle temporelle de ce travail. La néotectonique ne semble se marquer que par quelques failles affectant les sédiments antérieurs à 36 000 ans cal. B.P. dans la partie septentrionale du *drift* de Guadalquivir. La proximité entre ces accidents et le banc du Guadalquivir suggère un rejeu récent de ce dernier, conséquence de la phase compressive débutée au Miocène terminal et toujours active actuellement (Medialdea *et al.*, 2004).

Les rides diapiriques de Cadix et de Guadalquivir font partie de l'héritage tectonique de la région. Leur développement est à l'origine de la structure synclinale du *drift* de Faro-Cadix. L'amincissement progressif des unités de dépôt en périphérie du *drift* est cohérent avec la réactivation de ces rides initiée au début du Pléistocène terminal (Rodero *et al.*, 1999).

Les nombreux bassins intra-pente observés au sein de la pente inférieure sont également à mettre en relation avec un contrôle structural. En effet, seul ce dernier peut être invoqué pour la mise en place de telles structures, puisque celles-ci se situent bien au-delà de la limite d'action de la MOW sur le fond. La similitude entre l'orientation de l'axe d'allongement de ces bassins et l'orientation des rides de Cadix et de Guadalquivir renforce cette hypothèse. La mise en place de ces bassins pourrait être liée à l'étalement en profondeur du prisme d'accrétion (Gutscher *et al.*, 2002), étalement amplifié par le fort taux de sédimentation sur la levée contouritique géante (Mulder *et al.*, 2003). La convergence morphologique existante entre ces bassins et ceux du Golfe du Mexique (Figure IV-41) suggère également un mécanisme de mise en place par de la tectonique salifère ou argileuse (Hudec *et al.*, 2005; Vendeville, 2005). Dans le Golfe de Cadix, l'observation de nombreuses figures d'échappement de fluide (volcans de boue et autres structures en dômes) disséminées sur l'ensemble de la pente semble corroborer ce mode de formation.

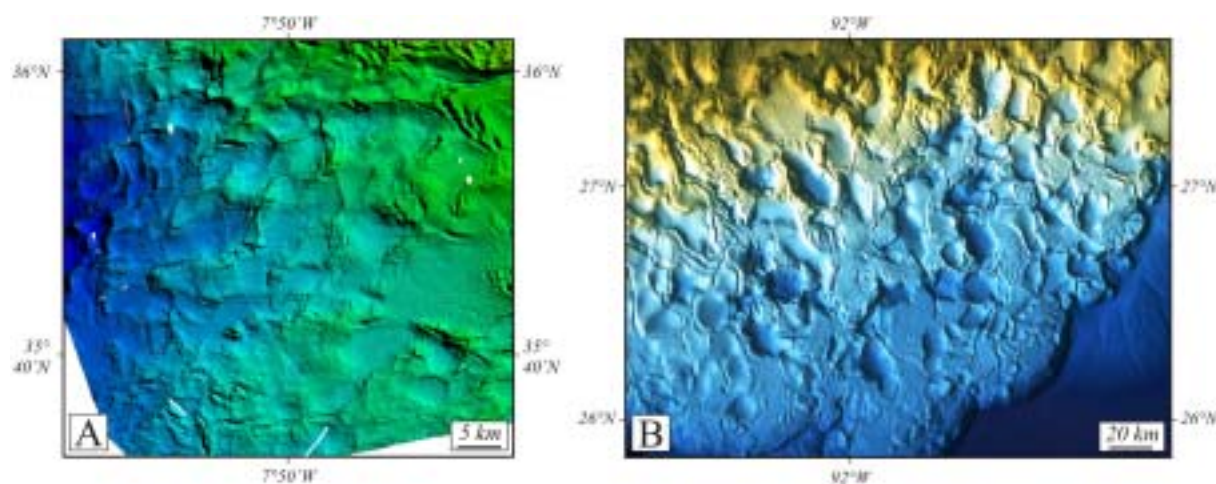


Figure IV-41. Convergence morphologique entre les bassins intra-pente du Golfe de Cadix (A) et les mini-bassins du Golfe de Mexique (B ; bathymétrie tirée de Hudec et al., 2003).

IV.4. Le rôle du climat et du glacio-eustatisme

IV.4.1. Impact de la variabilité climatique haute fréquence

La dynamique spatio-temporelle de la MOW est contrôlée par l'équilibre du bilan évaporation/précipitation en Méditerranée et par les variations d'intensité de formation d'eaux profondes méditerranéennes (Bryden et Stommel, 1982). Ces dernières conditionnent la circulation thermohaline en Méditerranée et le flux d'eau sortant au niveau du Déroit de Gibraltar. Puisque le climat affecte la formation d'eaux profondes en Méditerranée et que la WMDW est supposée être la source principale de la MOW durant la dernière période glaciaire (Myers *et al.*, 1998; Voelker *et al.*, 2006), les changements climatiques affectant la Méditerranée occidentale doivent être considérés afin d'appréhender les variations d'intensité de la MOW dans le Golfe de Cadix.

Des travaux récents montrent la très grande sensibilité de la Méditerranée occidentale aux variations climatiques et océanographiques de l'Atlantique nord durant la dernière période glaciaire (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000; Sierro *et al.*, 2005). Dans les enregistrements marins de Méditerranée occidentale comme dans ceux du Golfe de Cadix, les événements d'Heinrich et les cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O) sont associés à des oscillations rapides des températures des eaux de surface (Cacho *et al.*, 1999; Llave, 2004; Sierro *et al.*, 2005; Voelker *et al.*, 2006 ; Toucanne *et al.*, sous presse ; Annexe 6). Au cours des stadias D/O et au moment des événements d'Heinrich, les températures froides de surface, le renforcement des vents de Nord-Ouest, et les conditions climatiques arides provoquent un accroissement de la formation d'eaux de fond en Méditerranée occidentale (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 2000; Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Sanchez Goni *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2005; Sierro *et al.*, 2005 ; Figure IV-42A). Ce scénario a pour conséquence l'intensification du flux d'eau sortant de Méditerranée qui s'enregistre alors au sein des dépôts par des niveaux contouritiques grossiers (Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, sous presse). Au contraire, l'humidité et les températures plus importantes des interstadias D/O entraînent une réduction de la formation d'eaux profondes

et par conséquent une diminution de la circulation thermohaline en Méditerranée (Cacho *et al.*, 2000; Sanchez Goni *et al.*, 2002; Moreno *et al.*, 2005; Sierrro *et al.*, 2005 ; Figure IV-42B). La réduction du flux d'eau sortant par le Déroit de Gibraltar s'enregistre cette fois, au sein des dépôts, par une sédimentation contouritique fine (Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, sous presse). Les variations climatiques haute fréquence liées aux cycles D/O sont donc un facteur de contrôle important de l'activité de la MOW dans le Golfe de Cadix au cours des stades isotopiques marins 2 et 3.

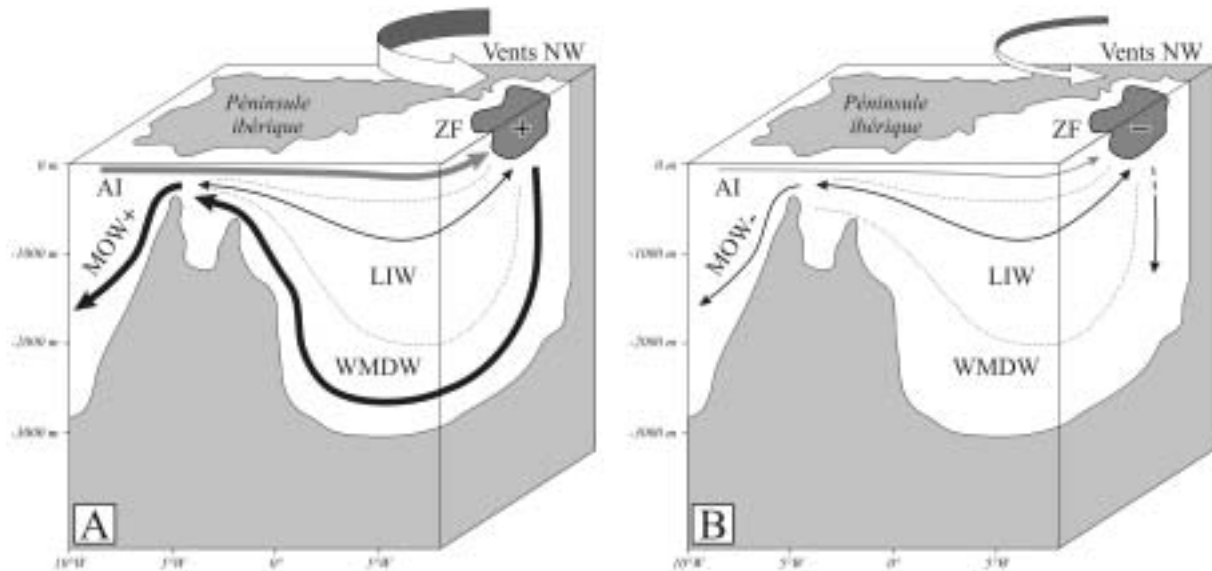


Figure IV-42. Influence des variations climatiques sur les échanges Atlantique/Méditerranée au cours de la dernière période glaciaire. A : au cours des stadias Dansgaard-Oeschger et des évènements d'Heinrich. B : au cours des interstadias Dansgaard-Oeschger. AI : écoulement atlantique entrant ; LIW : eaux intermédiaires levantines ; MOW : veine d'eau méditerranéenne ; WMDW : eaux profondes ouest méditerranéennes ; ZF : zone de formation de la WMDW (modifié d'après Cacho *et al.*, 2000).

Bien qu'une augmentation de la granularité des dépôts durant les stadias D/O indique une augmentation d'intensité de la MOW, l'absence de surface d'érosion dans les enregistrements sismiques montre que ces stadias, exception faite du stadaire D/O 8, n'engendrent pas de réels changements de configuration des dépôts dans le Golfe de Cadix. L'érosion importante des dépôts au cours des évènements d'Heinrich H1, H2 et H6 suggère, au contraire, que ces épisodes climatiques très courts correspondent à des changements beaucoup plus importants des conditions de sédimentation, en particulier une intensification des vitesses de la MOW.

L'alternance des dépôts contouritiques fins et grossiers lors du Dernier Maximum Glaciaire dans les carottes MD9923-38 et MD9923-41 suggère des variations significatives de l'intensité de la MOW durant cette période. Le Dernier Maximum Glaciaire est généralement associé sur les marges continentales à une augmentation de la contribution sédimentaire des fleuves. L'augmentation de la proportion de smectites issues du Guadalquivir dans les

sédiments des carottes CADKS24 et CADKS25 confirme cette augmentation des apports sédimentaires vers le domaine marin. Deux événements chauds, de courte durée et provoqués par une remontée de la Dérive Nord Atlantique au niveau du Golfe de Gascogne ont été reconnus au cours du Dernier Maximum Glaciaire (Eynaud, 1999; Zaragosi *et al.*, 2001). Les flux de chaleur atmosphérique associés à ces événements doux ont pu atteindre la partie occidentale du bassin méditerranéen et ralentir partiellement la formation d'eaux profondes, provoquant ainsi un ralentissement temporaire des échanges hydrologiques entre l'Atlantique et la Méditerranée, et une diminution de la granularité des dépôts dans les sédiments du Golfe de Cadix.

La mise en place du niveau contouritique le plus grossier (Pic Contouritique I, Faugères *et al.*, 1986) et l'érosion importante des dépôts sur les *drifts* de Faro-Cadix, d'Huelva et de Guadalquivir montrent que le Younger Dryas correspond, à l'échelle régionale, à la période d'intensification de la MOW la plus importante enregistrée au cours des 50 000 dernières années. Cette intensification s'accompagne notamment de l'élargissement d'un couloir d'écoulement de la SMB dans la partie occidentale du *drift* de Guadalquivir (dépression d11). L'érosion plus marquée sur le flanc nord de ce couloir et la progradation des dépôts méridionaux vers le haut de pente montre un schéma de fonctionnement identique à celui du *drift* de Faro (Faugères *et al.*, 1985a). La dépression d11 peut donc être assimilée à un *moat channel*, et les dépôts au sud à une accumulation contouritique du type *elongated separated drift* (Faugères *et al.*, 1999).

La sédimentation extrêmement fine qui caractérise l'Holocène inférieur démontre, quant à elle, l'activité la plus faible de la MOW de ces 50 000 dernières années. Cette action très réduite est également observée jusqu'au large du Portugal (Schönfeld et Zahn, 2000). Cette réduction d'intensité d'écoulement est synchrone de l'épisode de stagnation des eaux profondes méditerranéennes (sapropèle S1), du à une stratification des eaux de surface liée à une diminution des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée (Béthoux et Pierre, 1999). La sédimentation fine de l'Holocène inférieur correspond donc d'avantage à des dépôts hémipélagiques ubiquistes (Faugères *et al.*, 1979) déposés néanmoins sous l'action réduite de la MOW (Zahn *et al.*, 1987; Grousset *et al.*, 1988). Cette période d'accalmie se matérialise par le drapage de l'ensemble des unités du Pléistocène supérieur. Les taux de sédimentation augmentent considérablement au cours de cette période dans les carottes MD9923-37, MD9923-38 et MD9923-41. Cette augmentation pourrait être liée à une diminution du vannage du matériel fin. Contrairement aux phases d'intensification de la MOW, les sédiments en suspension peuvent se déposer et former d'épais dépôts contouritiques (Faugères *et al.*, 1986). Néanmoins, les carottes CADKS09 et CADKS11 qui, par leur position dans des zones chenalisées sont soumises à un vannage plus important, enregistrent au cours de l'Holocène inférieur une diminution du taux de sédimentation.

Le Pic Contouritique III mis en place à l'Holocène supérieur fait figure d'exception dans ce schéma de dépôt puisqu'il se met en place sous des conditions climatiques tempérées (Turon et Londeix, 1988). L'Holocène supérieur correspond à un retour à des conditions climatiques favorables à la création d'eaux profondes en période hivernale. Après avoir été

peu active lors de la dernière période glaciaire (Duplessy *et al.*, 1988), la NADW envahit progressivement l'Atlantique nord et le Golfe de Cadix. La MOW, contrainte à s'écouler dans un espace plus restreint (Llave *et al.*, 2006), semble donc s'accélérer.

Cette étude met donc en évidence un lien étroit entre les variations climatiques haute fréquence et l'organisation séquentielle des dépôts sédimentaires liés aux variations d'activité de la MOW dans le Golfe de Cadix.

IV.4.2. Influence du niveau marin relatif sur l'intensité de la MOW

En modifiant la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar, le glacio-eustatisme influence les échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique (Béthoux, 1984; Rohling et Bryden, 1994; Myers *et al.*, 1998; Matthiesen et Haines, 2003; Rogerson *et al.*, 2005). Le bas niveau marin relatif de la dernière période glaciaire s'est accompagné d'une réduction de la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar et par conséquent d'une importante diminution du volume de la MOW (Béthoux, 1984; Bryden et Stommel, 1984; Rohling et Bryden, 1994). Des fluctuations à l'échelle millénaire du niveau marin relatif, en liaison avec les changements climatiques haute fréquence, sont documentées pour le stade isotopique marin 3 (Jungclauss et Mellor, 2000; Chappell, 2002; Siddall *et al.*, 2003 ; Figure IV-43).

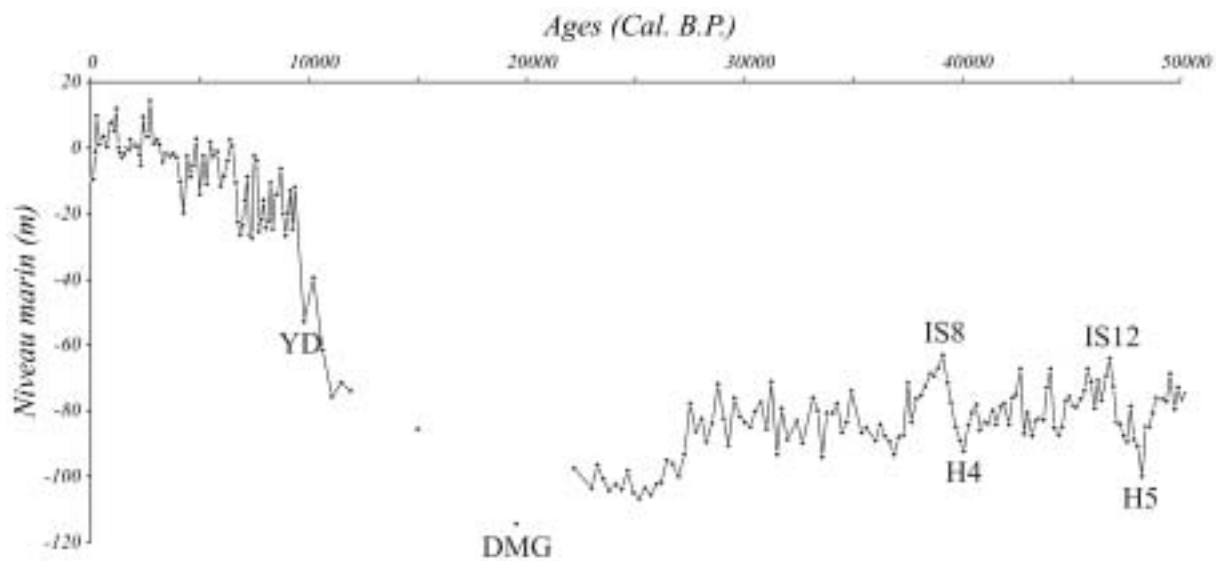


Figure IV-43. Variations du niveau marin au cours des 50 000 dernières années (d'après Siddall *et al.*, 2003).

Bien que les relations chronostratigraphiques entre les cycles D/O et ces oscillations du niveau marin relatif doivent être précisées, il semble qu'elles aient influencé le comportement de la MOW. Chappell (2002), et Jouet *et al.* (2006) en Méditerranée occidentale, ont démontré que les hauts niveaux marins relatifs sont synchrones des interstadias D/O 8 et 12, alors que les événements d'Heinrich H4 et H5 se caractérisent par des bas niveaux marins relatifs. Les variations granulométriques observées à ces périodes dans la carotte MD9923-41

pourraient marquer ces variations eustatiques. Les bas niveaux marins relatifs et les conditions climatiques froides s'associeraient donc, au moment des Heinrich 4 et 5, pour augmenter la vitesse de la MOW, alors plus salée et plus dense. A ce titre, les conditions régnant lors de la dernière période glaciaire favoriseraient l'activité de la composante inférieure de la MOW (MLW) et entraîneraient une diminution de l'activité de sa composante supérieure (MUW; Rogerson *et al.*, 2005; Llave *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, sous presse ; Figure IV-44C, D et F). L'absence d'une augmentation significative de la granularité des dépôts au cours du Dernier Maximum Glaciaire et des événements H2 et H3 dans la carotte MD9923-37 semble confirmer cette hypothèse.

Si l'activité accrue de la MLW durant la dernière période glaciaire est désormais un fait établi, les discontinuités majeures relatives à une intensification de cet écoulement au Younger Dryas, au cours des événements H1 et H2, et au stadiaire D/O 8 ne s'enregistrent pas géographiquement de la même façon. L'absence de surfaces d'érosion synchrones des événements H2 et H3 au sein des *drifts* de Faro-Cadix et de Guadalquivir, et du secteur septentrional du *drift* d'Huelva, suggère que la MLW s'écoule à ces périodes à des latitudes plus méridionales qu'à l'actuel (Figure IV-44D). La majeure partie de la MLW déborderait sur la levée contouritique géante (Figure IV-44D). Seule une petite partie de cet écoulement emprunterait le chenal de Cadix, d'où la surface d'érosion enregistrée dans la partie méridionale du drift d'Huelva. Le schéma de circulation établi dans ce travail semble cohérent avec celui proposé par Rogerson *et al.* (2005) pour le Dernier Maximum Glaciaire. Pour que la MOW soit contrainte à circuler sur une zone si réduite, la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar est donc supposée être du même ordre de grandeur au cours des événements H2 et H3 qu'au Dernier Maximum Glaciaire.

L'érosion marquée des dépôts au sein du *drift* de Guadalquivir durant l'évènement H1 suggère que la MOW commence à circuler à des latitudes plus septentrionales à cette époque (Figure IV-44B). Ce n'est que durant le Younger Dryas que l'action érosive de la MOW sur le fond se marque régionalement au sein des *drifts* d'Huelva, de Faro-Cadix et de Guadalquivir (Figure IV-44A). Plus que les conditions climatiques rigoureuses favorables à une intensification de la MOW à cette époque, il semble là encore que l'enregistrement d'une telle surface d'érosion soit à attribuer au changement de la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar. En effet, cette dernière plus importante au Younger Dryas que durant l'évènement H1 favoriserait alors, par le volume plus important d'eaux méditerranéennes sortantes, une action régionale de la MOW sur les dépôts dans le Golfe de Cadix.

Le niveau marin peut être également un facteur non négligeable pour expliquer la légère augmentation de granularité des dépôts dans les carottes MD9923-37, MD9923-38 et MD9923-41 durant le Bølling/Allerød. Bien que les conditions climatiques soient globalement douces (Turon et Londeix, 1988) et que la remontée du niveau marin soit déjà amorcée à cette époque, l'augmentation de la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar a néanmoins pu avoir des conséquences sur l'activité de la MOW. Une intensification de cet écoulement, alors moins dense que lors de la dernière période glaciaire, a pu s'opérer dans les tranches d'eau relativement faibles du Golfe de Cadix, expliquant alors

l'augmentation de la granularité des dépôts dans les carottes peu profondes du Golfe. Le Bølling/Allerød semble donc être une période de transition entre le fonctionnement glaciaire dominé par la MLW et le fonctionnement actuel où la MUW a cette fois un impact significatif sur la sédimentation dans le Golfe de Cadix (Rogerson *et al.*, 2005; Llave *et al.*, 2006).

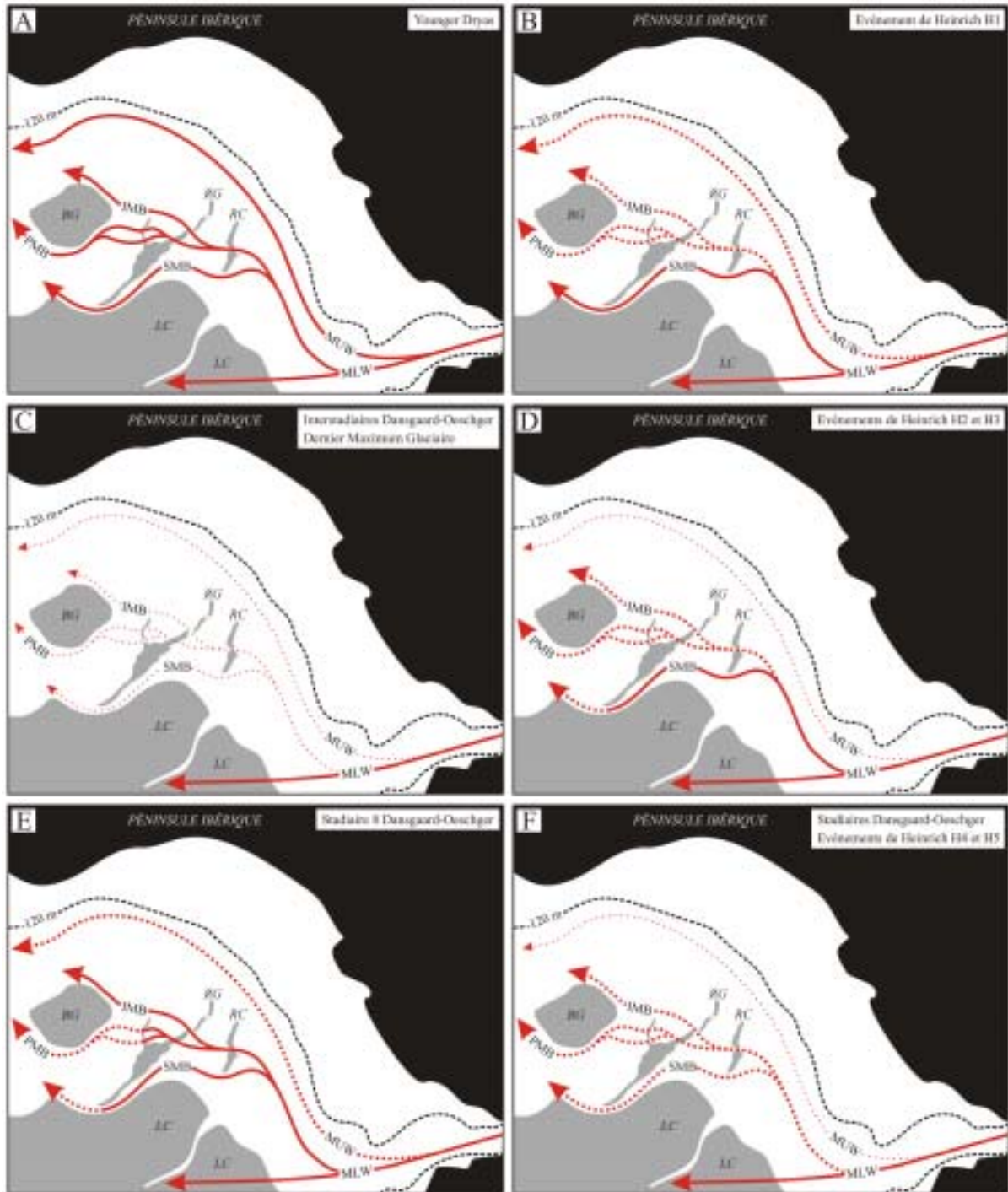


Figure IV-44. A-F. Modèles conceptuels de la circulation de la MOW dans le Golfe de Cadix au cours des 50 000 dernières années. BG : banc de Guadalquivir ; IMB : branche intermédiaire de la MLW ; LC : levée contouritique géante ; MLW : veine d'eau supérieure ; MUW : veine d'eau inférieure ; PMB : branche principale de la MLW ; RC : ride diapirique de Cadix ; RG : ride diapirique de Guadalquivir ; SMB : branche sud de la MLW.

Enfin, d'après le modèle de circulation établi dans ce travail pour les 50 000 dernières années (Figure IV-44), il semble qu'une augmentation brutale de la section d'écoulement au niveau du Déroit de Gibraltar au cours du stadiaire D/O 8 puisse être invoquée à la mise en place du chenal d'Huelva, drain actuel de la branche intermédiaire de la MLW (IMB). Cette érosion, également matérialisée dans la partie NE du *drift* d'Huelva suggère une mise en place synchrone de l'IMB et de la branche principale de la MLW (PMB) à cette époque (Figure IV-44E).

**CHAPITRE V. L'INTERACTION ENTRE LES PROCESSUS
GRAVITAIRES ET LA CIRCULATION PROFONDE**

I. INTRODUCTION ET FAITS MARQUANTS

La plupart des travaux réalisés dans le Golfe de Cadix se sont focalisés sur la compréhension des variations de l'activité de la MOW à partir de l'étude des *drifts* qui lui sont associés (e.g., Kenyon et Belderson, 1973; Faugères *et al.*, 1984; Gonthier *et al.*, 1984; Faugères *et al.*, 1985b; Stow *et al.*, 1986; Faugères *et al.*, 1994). Hormis la prédominance de la sédimentation contouritique, trois systèmes gravitaires identifiés au débouché des chenaux contouritiques et reconnus dans des travaux antérieurs par Habgood *et al.* (Habgood *et al.*, 2003) présentent de nombreuses similitudes avec les systèmes chenal-levées-lobes reconnus dans les éventails turbiditiques profonds (Normark, 1978; Walker, 1978; Normark *et al.*, 1993). L'originalité du Golfe de Cadix réside dans l'absence pour chaque système d'une connexion entre le chenal et une source fluviale par l'intermédiaire d'un canyon entaillant la pente.

La qualité des données acoustiques acquises lors des missions CADISAR et CADISAR2 propose une nouvelle description et un modèle d'évolution de ces trois systèmes gravitaires :

- l'architecture et l'organisation spatiale des lobes situés à leur débouché montrent plusieurs périodes d'activité ponctuées par des phases de migration et d'avulsion influencées directement par la topographie et conduisant à une progradation générale du système ;
- les unités de lobes sont constituées par plusieurs sous unités et se caractérisent par le développement d'une chenalisation à leur surface ;
- les changements climatiques et les variations d'activité de la MOW qui leurs sont associées jouent un rôle important sur l'évolution de ces systèmes gravitaires.

Ce travail est présenté sous la forme d'une note soumise en octobre 2006 à *Marine Geology*.

II. NOTE 3 : « THE SANDY CHANNEL LOBE SYSTEMS IN THE GULF OF CADIZ: INTERACTION BETWEEN GRAVITY PROCESSES AND CONTOUR CURRENT »

THE SANDY CHANNEL LOBE SYSTEMS IN THE GULF OF CADIZ: INTERACTION BETWEEN GRAVITY PROCESSES AND CONTOUR CURRENT

V. Hanquiez¹, T. Mulder¹, P. Lecroart¹, C. Bonnel¹, E. Marchès¹, E. Gonthier¹, S. Toucanne¹

¹ UMR/CNRS 5805-EPOC, Université Bordeaux 1, avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France. v.hanquiez@epoc.u-bordeaux1.fr

ABSTRACT

The oceanography of the Gulf of Cadiz (NE Atlantic Ocean) is mainly controlled by an intense bottom current named “*Mediterranean Outflow Water*” (MOW). Along its pathway, the MOW is canalized by major and minor channels which cut the continental slope. At the end of three of these contourite channels, small sandy channel-lobe systems previously interpreted as gravity systems are recognized.

Using very high resolution acoustic data and cores acquired during the CADISAR (2001), CADISAR2 (2004) and CADIZ-GORRINGE (2004) cruises, new functioning scheme of these channel-lobe systems is established. Internal architecture of the lobes revealed several deposit units showing a polyphase building. A general progradation of the channel-lobe systems punctuated by retrogradation and avulsion phases is demonstrated. At last, a gravity origin controlled by the “*contouritic processes / climatic changes*” coupling is proposed for the initiation, the feeding and the spatial migration of these sandy channel-lobe systems.

Keywords: Gulf of Cadiz; channel; lobe; sandy deposit; contourite; turbidite.

1. INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz is located in the Eastern part of the Atlantic Ocean (Figure 1A). It extends from the Straits of Gibraltar (Spain) to Cape San Vicente (Portugal). The Gulf of Cadiz is influenced by a permanent current of deep water (Mediterranean Outflow Water, MOW, Figure 1A) flowing out the Mediterranean Sea along the continental slope towards the Atlantic Ocean.

Due to the predominance of contour and bottom currents in the Gulf of Cadiz, main researches are focused on the contourite deposits, especially on the morphology and architecture of the sedimentary drifts (Faugères et al., 1985; Faugères et al., 1994; Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Kenyon and Belderson, 1973; Stow et al., 1986). Quality of the very high resolution acoustic data set acquired during the CADISAR (2001) and CADISAR2 (2004) cruises allows a new description of three small sedimentary systems (Figure 1B) previously identified by Habgood et al. (2003) and showing many similarities with the channel-levee-lobe complex found in the deep sea turbidite systems (Normark, 1978;

Normark et al., 1993; Walker, 1978). Originality of the Gulf of Cadiz lies in the absence of canyon in the upstream part of these channel-lobe systems (CLS). Based on the spatial organization and internal architecture of these lobes, this paper purposes a new evolution pattern for these distal sedimentary systems and shows the major role of the MOW on this evolution.

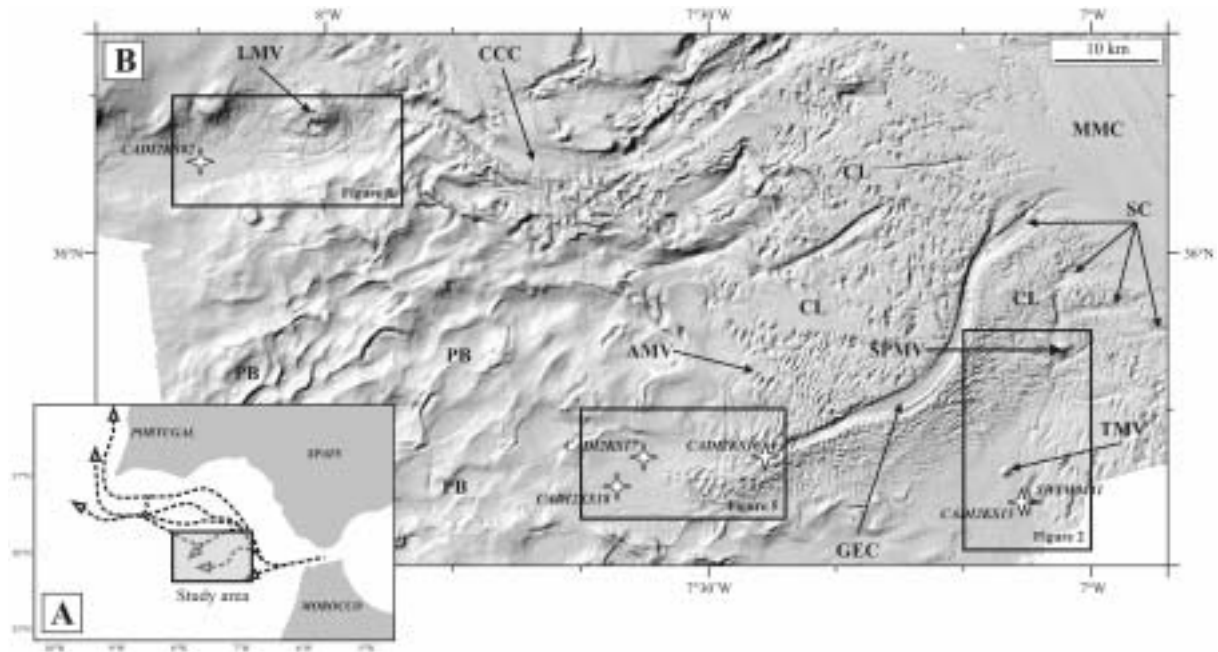


Figure 1. A. Map of the Gulf of Cadiz showing the general MOW pathway (black dotted arrows, modified from Madelain, 1970). B. Illuminated, grey-shaded view of the study area mapped during the CADISAR and CADISAR2 cruises based on EM300 multibeam echosounder; white stars are core location. AMV: Aveiro Mud Volcano; CC: Cadiz Contourite Channel; CL: Giant Contouritic Levee; GEC: Gil Eanes Channel; LMV: Lolita Mud Volcano; MMC: Main MOW Channel; PB: ponded basins; SC: active secondary channels; SPMV: St. Petersburg Mud Volcano; TMV: Tasyo Mud Volcano.

2. MATERIAL AND METHODS

The data presented in this paper were collected on the R.V. “Le Suroît” during the CADISAR (2001) and CADISAR2 (2004) cruises. Bathymetric and acoustic imagery data were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a frequency of 32 kHz, with 135 beams, and a maximum wide-angle of 140°. The swath width varies between 300 and 5000 m at a water depth of 20 and 4000 m, respectively. The spatial and vertical bathymetry resolution is 30 m×30 m and 2 m, respectively. The imagery spatial resolution is 12.5 m. The acoustic data were corrected for salinity and density effects using 3 CTD (SBE19 probes) and 85 thermoprobes (Sippican).

EM300 imagery was completed by SAR imagery, a deep-towed multisensor geophysical tool. It operates at a 180 kHz frequency, a maximum wide-angle of 160° and a 1.5 km swath width. It is characterized by a sidescan spatial imagery resolution of 0.25 m.

The TRITON ELICS sub-bottom sounder was used to study upper sediment layers. This equipment acquires a very high resolution seismic reflection using the Chirp mode. This system operates at a 2 to 5 kHz interval frequency and allows a 75 m signal penetration and a 0.75 m vertical resolution.

Six Küllenberg cores were used to characterize the internal composition of the lobes. Five of these cores were collected during the CADISAR2 cruise, and one during the CADIZ-GORRINGE cruise (R.V. “*Urania*”, 2004). Two other corings attempted in the distal part of the Lolita CLS failed due to the sandy nature of the sea floor (Mulder, 2004).

3. REGIONAL BACKGROUND

The study area is characterized by the circulation of the Mediterranean Lower Water (Madelain, 1970) which currently interacts with the sea floor as far as 1200 m and 1400 m water depth in the eastern and western part of the Gulf of Cadiz, respectively (Mulder et al., 2006). The Mediterranean Lower Water is channelled eastward by the Main MOW Channel, (Mulder et al., 2003; MMC in Figure 1) and northward by the Cadiz Contourite Channel (Hernández-Molina et al., 2003; CC in Figure 1). South of the Cadiz Contourite Channel and west of the Main MOW Channel, the Giant Contouritic Levee (Mulder et al., 2003; CL in Figure 1) built by the overflow of a part of the Main MOW Branch is observed. Active secondary channels (SC in Figure 1) are present to the surface of the Giant Contouritic Levee (Habgood et al., 2003; Mulder et al., 2003). The most important channel (the Gil Eanes Channel of Kenyon and Belderson 1973; GEC in Figure 1) crosses this sedimentary accumulation and drains downslope a part of the MOW. The western part of the study area is characterized by small ponded basins (PB in Figure 1), relics of ancient giant instabilities (Mulder et al., 2003). Upward motion of deep fluid is indicated by the St. Petersburg (SPMV in Figure 1), Tasyo (TMV in Figure 1), Aveiro (AMV in Figure 1) and Lolita (LMV in Figure 1) mud volcanoes (Kenyon et al., 2000; Pinheiro et al., 2003; Somoza et al., 2003).

4. RESULTS

4.1. Tasyo channel-lobe system

4.1.1. Architecture and morphological features

The Tasyo CLS corresponds with the channel-lobe system 2 of Habgood et al. (2003). This sedimentary system is located south-east of the Giant Contouritic Levee, south of the St Petersburg Mud Volcano and east of the Tasyo Mud Volcano (Figure 2A). It is a NNE/SSW directed channel stretching between 1 048 and 1 222 m water depth with a regional slope lower than one degree. This straight channel (sinuosity = 1.21) is 19 km long. In this upstream part, it is 550 m wide and 30 m deep. Downstream, its width and depth reduce up to 250 m and 3 m, respectively. Along its path, the Tasyo Channel goes through a wavy topography. The wave crests are mainly NNE/SSW directed and more developed on the left channel bank.

Downstream, south of the Tasyo Mud Volcano, the uneven morphology becomes flat and the EM300 multibeam echosounder resolution does not allow the lobe observation.

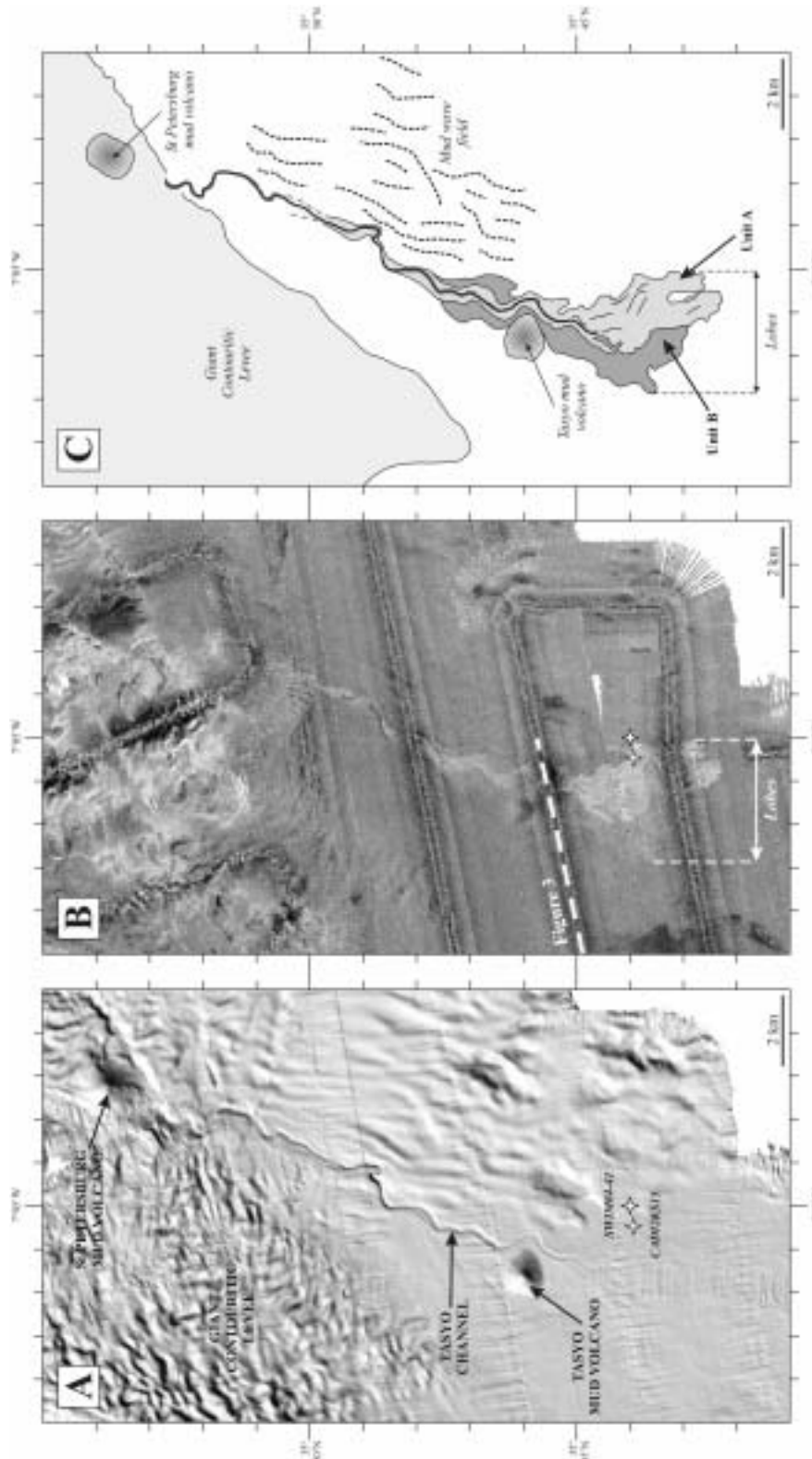


Figure 2. A. High resolution (30×30 -m grid) illuminated, grey-shaded EM300 bathymetric map of the Tasyo CLS (see location on Figure 1); white stars are core location. B. High resolution (12.5×12.5 -m grid) EM300 acoustic imagery of the Tasyo CLS. C. Interpretative map of the spatial signature of the Tasyo CLS; black dotted lines are sediment wave crests.

4.1.2. Acoustic units

The Tasyo CLS mainly shows a low backscatter contrasting with the medium backscatter of the surrounding sea floor (Figure 2B). Along the channel path, the talweg shows a very low backscatter which is also noticed close to the meandered areas, especially south of the 35°48'N parallel. Locally, due to the steep slope, a high backscatter is observed along the channel flanks. In the downstream part of the Tasyo Channel, a N/S oriented and elongated light shape is observed. This 13 km² low backscatter body was interpreted as a gravity flow lobe (Habgood et al., 2003). Variation in backscatter within this lobe allows the identification of two distinct units: a low backscatter unit (unit B in Figure 2C) eastward covered with a very low backscatter unit (unit A in Figure 2C) which is crossed, in this upstream part, by the Tasyo Channel. N/S to NW/SE directed lineaments are observed on the unit A.

On the Chirp seismic data, high amplitude reflectors characterize the Tasyo Channel bottom (Figure 3). This channel is bordered by small reliefs lower than 5 m in thickness. The channel banks are symmetrical and are defined by a hyperbolic or semi prolonged bottom echo with some diffuse subbottom echoes. Westward of the Tasyo channel-levee system, a prolonged bottom echo is mainly observed and shows a *stairs-like* morphology (Fig 3). This uneven morphology corresponds with the A and B lobe units, previously described from the EM300 imagery, and the lobe unit C invisible on the multibeam reflectivity map.

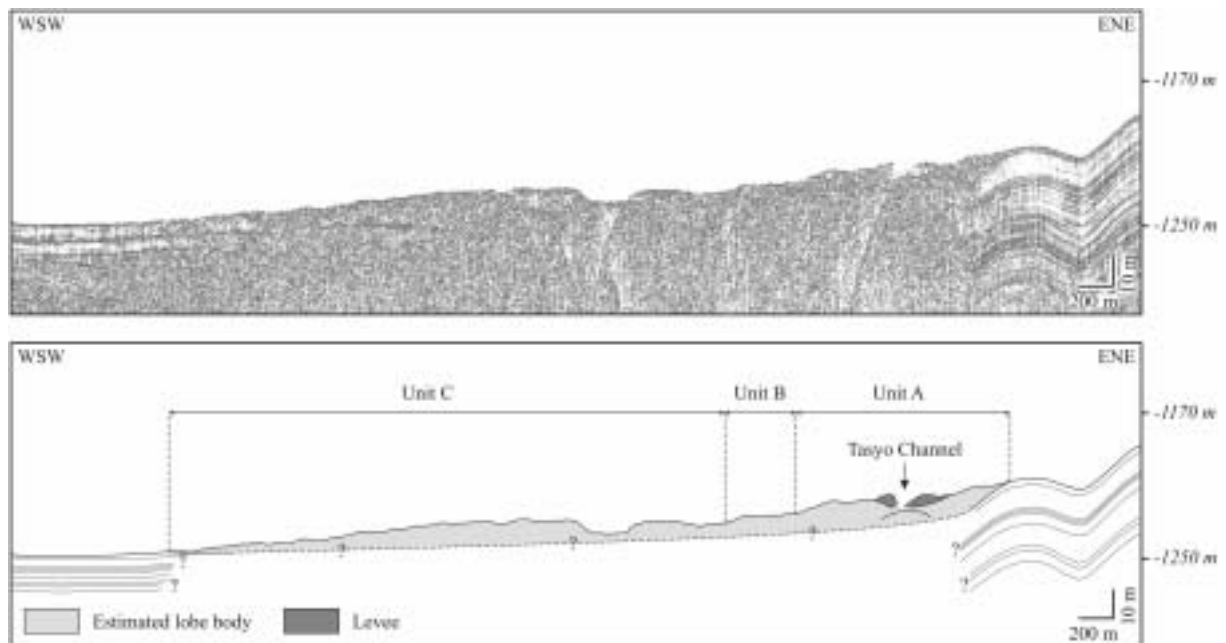


Figure 3. Chirp seismic profile with interpretation across the Tasyo CLS (see location on Figure 2).

4.1.3. Lithology

The CADI2KS15 core collected in the lobe unit A shows a monotonous sedimentary facies whole composed of an olive yellow medium sand (Figure 4A). The median grain-size (D50) is comprised between 120 to 180 μm and the D90 reaches 320 μm . The frequency histogram

shows an unimodal distribution focussed around 190 μm . On the numerical photograph, the sandy facies appears massive and structureless. The planktonic fraction of this sandy facies is mainly composed of *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides trilobus* and *Globorotalia hirsuta* (right coiling).

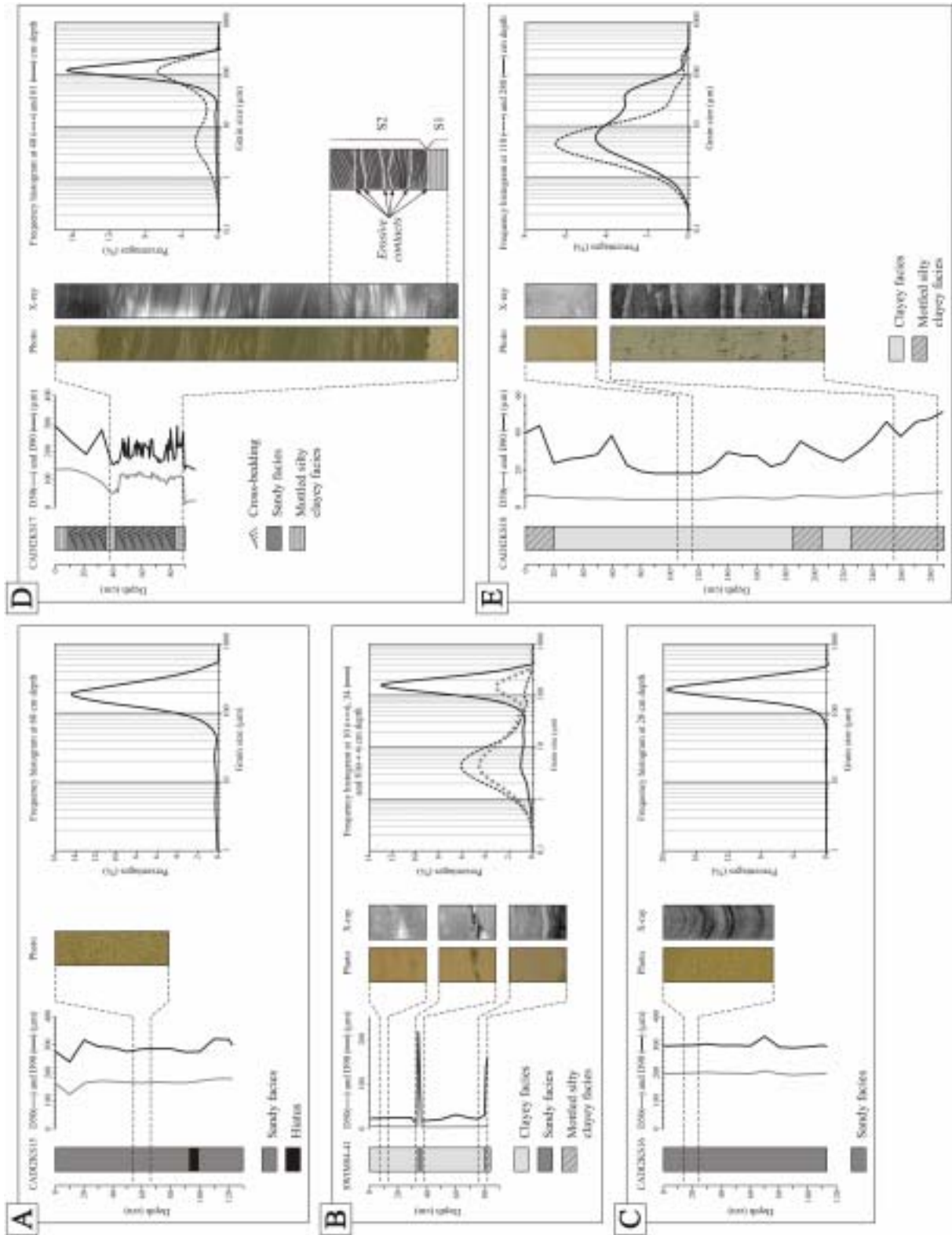


Figure 4. Synthetic descriptions of cores acquired in the Tasyo (frame A. and B., see location on Figures 1 and 2) and Aveiro (frame C. to E., see location on Figures 1 and 5) CLS.

The SWIM04-41 core collected east of the lobe units is mainly composed of a bioturbated clayey facies (Figure 4B). The frequency histogram shows an unimodal distribution. The D50 is about 5 μm and the D90 reaches 32 μm . At the base of the core, a mottled silty clayey facies (Gonthier et al., 1984) with a bimodal distribution of the frequency histogram is observed. The D50 is around 8 μm and the D90 reaches 160 μm . Rare centimetric sandy-rich layers (D50 = 125 μm ; D90: 220 μm) are also observed.

4.2. Aveiro channel-lobe system

4.2.1. Architecture and morphological features

The Aveiro CLS corresponds with the channel-lobe system 1 of Habgood et al. (2003). This sedimentary system is located in the eastern part of the ponded basin area, west of the Giant Contouritic Levee (Figure 5A). The Aveiro Channel stretches between 1 308 and 1 465 m water depth with a regional slope lower than one degree. This straight channel (sinuosity = 1.16) is 12 km long. In its upstream part, this 450 m wide and 12 m deep channel is lined by the end of the bottom-current Gil Eanes Channel lobe (Habgood et al., 2003) and shows an E/W direction. Westward, it cut across a smooth topography and shows a NE/SW direction with a width and depth drop up to 250 m and 2 m, respectively. At the end of the Aveiro Channel, the lobe does not present a morphological expression on the EM300 bathymetric map.

4.2.2. Acoustic units

The Aveiro CLS mainly shows a low backscatter similar to the Gil Eanes Channel end, and contrasting with the medium backscatter of the surrounding sea floor (Figure 5B). Along its path, the channel shows a medium backscatter lined on both sides by a low backscatter edge. West of the 7°35'W meridian, a NNE/SSW oriented and elongated light shape is observed. This 16 km² low backscatter body was interpreted as a gravity flow lobe (Habgood et al., 2003). Variation in backscatter within this lobe allows the identification of three distinct units: a low backscatter unit (unit C in Figure 5C) covered with another low backscatter unit (unit B in Figure 5C). South of the units B and C, a very low backscatter unit (unit A in Figure 5C) covered them. In the western part of this CLS, units A and B are crossed by the Aveiro Channel.

On the SAR imagery, the uneven morphology of the Aveiro CLS contrasts with the smooth surrounding sea floor (Figure 6). This irregular morphology results from the presence of N/S to E/W orientated shallower more or less broad linear structures cutting across the lobe surface. The most important of these structures corresponds with the Aveiro Channel.

The seismic line crossing through the Aveiro CLS shows high amplitude reflectors beneath the Aveiro Channel floor (Figure 7). This channel is bordered by 5 m thickness reliefs with a right channel bank more developed. These channel banks are defined by a hyperbolic or semi prolonged bottom echo with some diffuse subbottom echoes. Semi prolonged bottom echo

also characterized the sedimentary lobe. In this lobe, discontinuous subbottom reflectors are observed. Outcrops of these reflectors correspond with the limits between the A, B and C lobe units previously describe from the EM300 imagery.

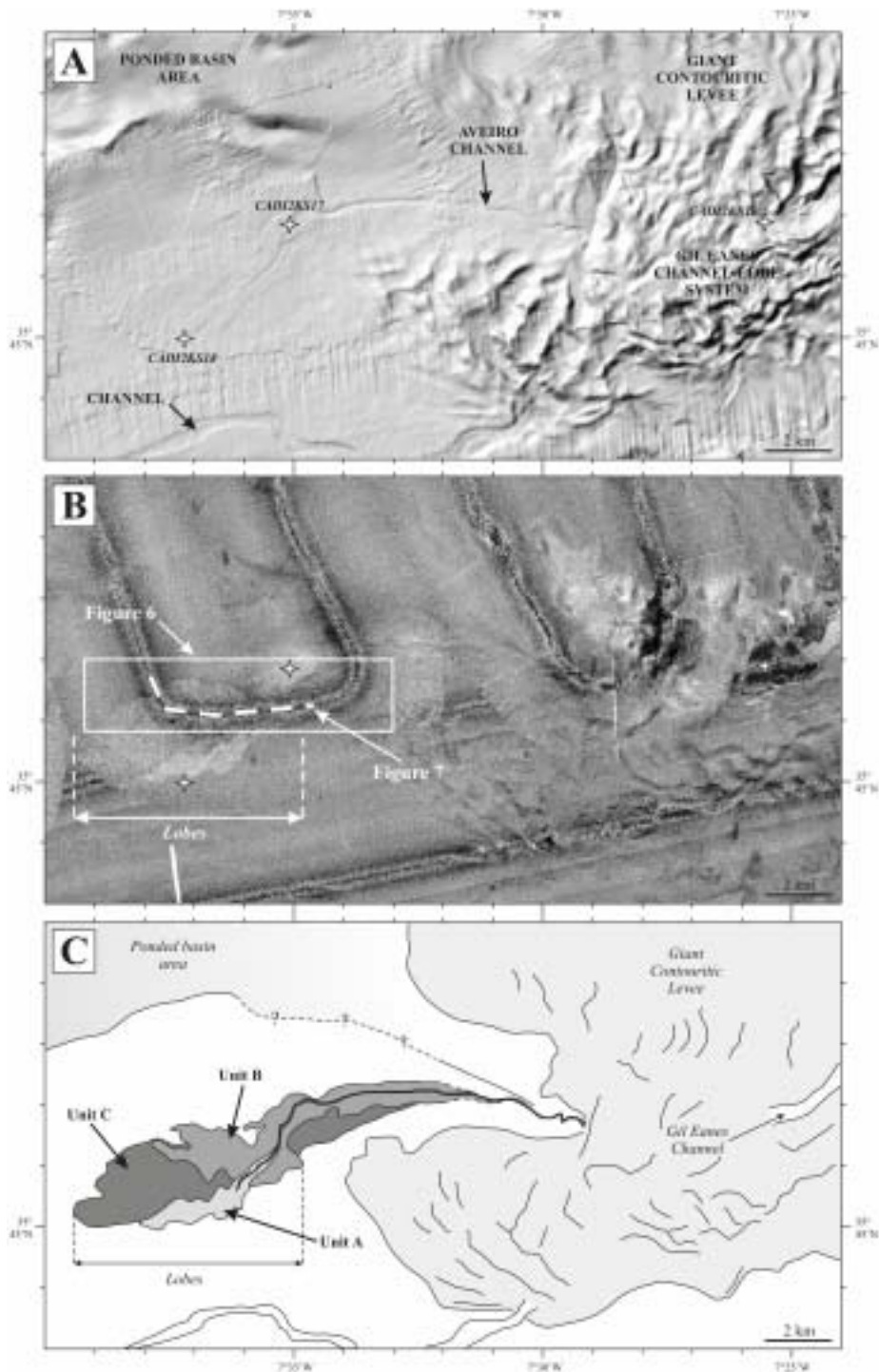


Figure 5. A. High resolution (30×30 -m grid) illuminated, grey-shaded EM300 bathymetric map of the Aveiro CLS (see location on Figure 1); white stars are core location. B. High resolution (12.5×12.5 -m grid) EM300 acoustic imagery of the Aveiro CLS. C. Interpretative map of the spatial signature of the Aveiro CLS.

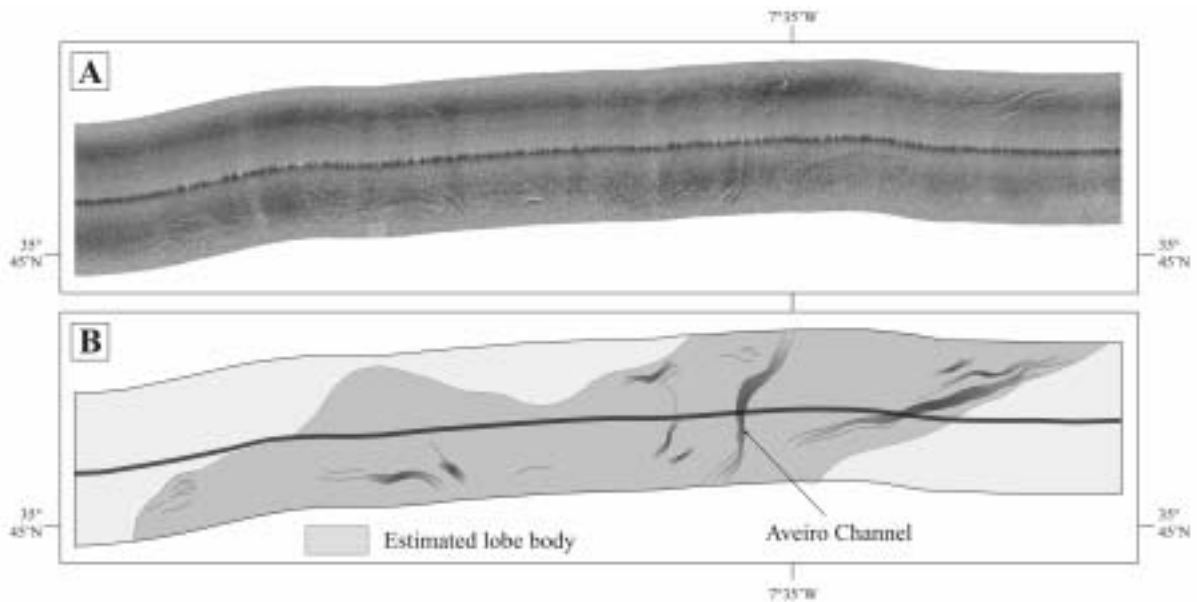


Figure 6. Very high resolution (2.5×2.5 -m grid) SAR imagery section (A) with interpretation (B) in the western part of the Aveiro CLS (see location on Figure 5).

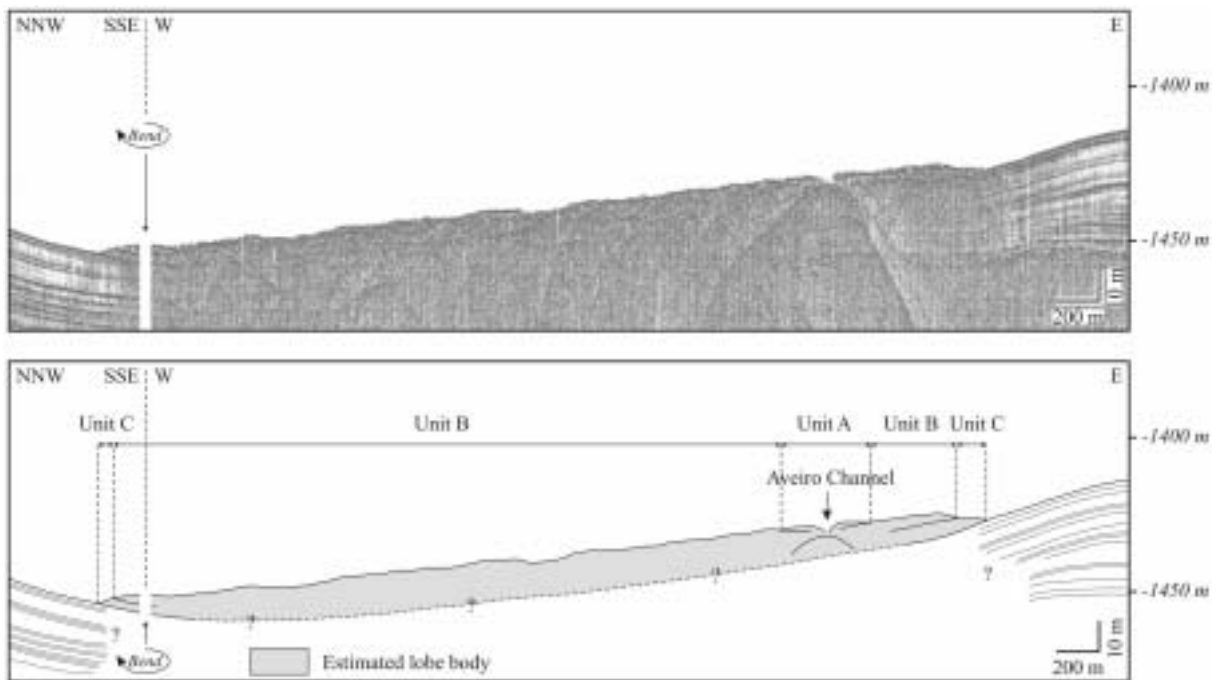


Figure 7. Chirp seismic profile with interpretation across the Aveiro CLS (see location on Figure 5).

4.2.3. Lithology

The CADI2KS16 core collected in the Gil Eanes Channel lobe is only composed of a medium olive yellow sandy facies (Figure 4C). The D50 is about $190 \mu\text{m}$ and the D90 reaches $330 \mu\text{m}$. The frequency histogram shows an unimodal distribution focussed around $220 \mu\text{m}$. The massive feature of the sandy facies on the numerical photograph is underlined by the lack

of sedimentary structures on the X-ray imagery, except of two laminated centimetric levels around 20 and 35 cm depth.

In the CADI2KS17 core collected in the Aveiro Channel bottom, two sedimentary sequence types separated by erosive contacts are observed (S1 and S2 in Figure 4D). S1 is composed of an olive clayey sandy mottled facies with a bimodal distribution of the frequency histogram. The D50 is about 55 μm and the D90 reaches 160 μm . S2 is composed of numerous sandy sub-sequences separated by erosive contacts and only constituted of numerous olive and pale yellow cross beddings. The D50 and D90 are ranging from 85 to 140 μm and 160 to 290 μm , respectively. The frequency histogram of these sandy sub-sequences shows an unimodal distribution with a mode varying between 120 and 160 μm . From the base to the top of this core, the planktonic fraction is unchanging and mainly composed of *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides trilobus* and *Globorotalia hirsuta* (right coiling).

The CADI2KS18 core acquired south of the lobe units is composed of alternation of clayey and silty clayey facies (Figure 4E). In the clayey facies, the D50 and D90 are about 5 μm and 20 μm , respectively. The frequency histogram shows an unimodal distribution focussed around 5 μm . The silty clayey facies appears mottled with a bimodal distribution of the frequency histogram. The D50 and D90 are ranging from 5 to 8 μm and 25 to 50 μm , respectively. Intense bioturbation dominated by *Zoophycos* is observed at the core base.

4.3. Lolita channel-lobe system

4.3.1. Architecture and morphological features

The Lolita CLS corresponds with the channel-lobe system 3 of Habgood et al. (2003). This sedimentary system is located to the end of the Cadiz Contourite Channel, south of the Lolita Mud Volcano, and southward lined by the ponded basin area (Figure 8A). The Lolita Channel is a ENE/WSW directed channel stretching between 1 525 and 1 930 m water depth with a 1.5° regional slope. This straight channel ($S = 1.14$) is 18 km long. In this upstream part, it is 500 m wide, 30 m deep and shows three supply sources at its mouth. Southwestward, two N/S directed tributaries are observed. In its central part, where it shows a E/W orientation, the Lolita Channel cut through an uneven mounded morphology. This body corresponds with a mass deposit originating from the south Lolita Mud Volcano slide, where the failure scar is thoroughly visible. Downstream, the Lolita Channel width and depth reduce up to 300 m and 6 m, respectively. In the more distal part, a widening of the Lolita Channel is observed until it becomes invisible with the EM300 multibeam echosounder. This resolution also does not allow the lobe identification.

4.3.2. Acoustic units

The Lolita CLS mainly shows a low backscatter contrasting with the medium backscatter of the surrounding sea floor (Figure 8B). Along its path, the Lolita Channel shows a high

backscatter lined on both sides by a low backscatter edge. Downstream of the Lolita Channel, a E/W oriented and elongated light shape is observed. This 19 km² low backscatter body was interpreted as a gravity flow lobe (Habgood et al., 2003). Variation in backscatter within this lobe allows the identification of three distinct units: a low backscatter unit (unit C in Figure 8C) covered in its eastern part with another low backscatter unit (unit B in Figure 8C).

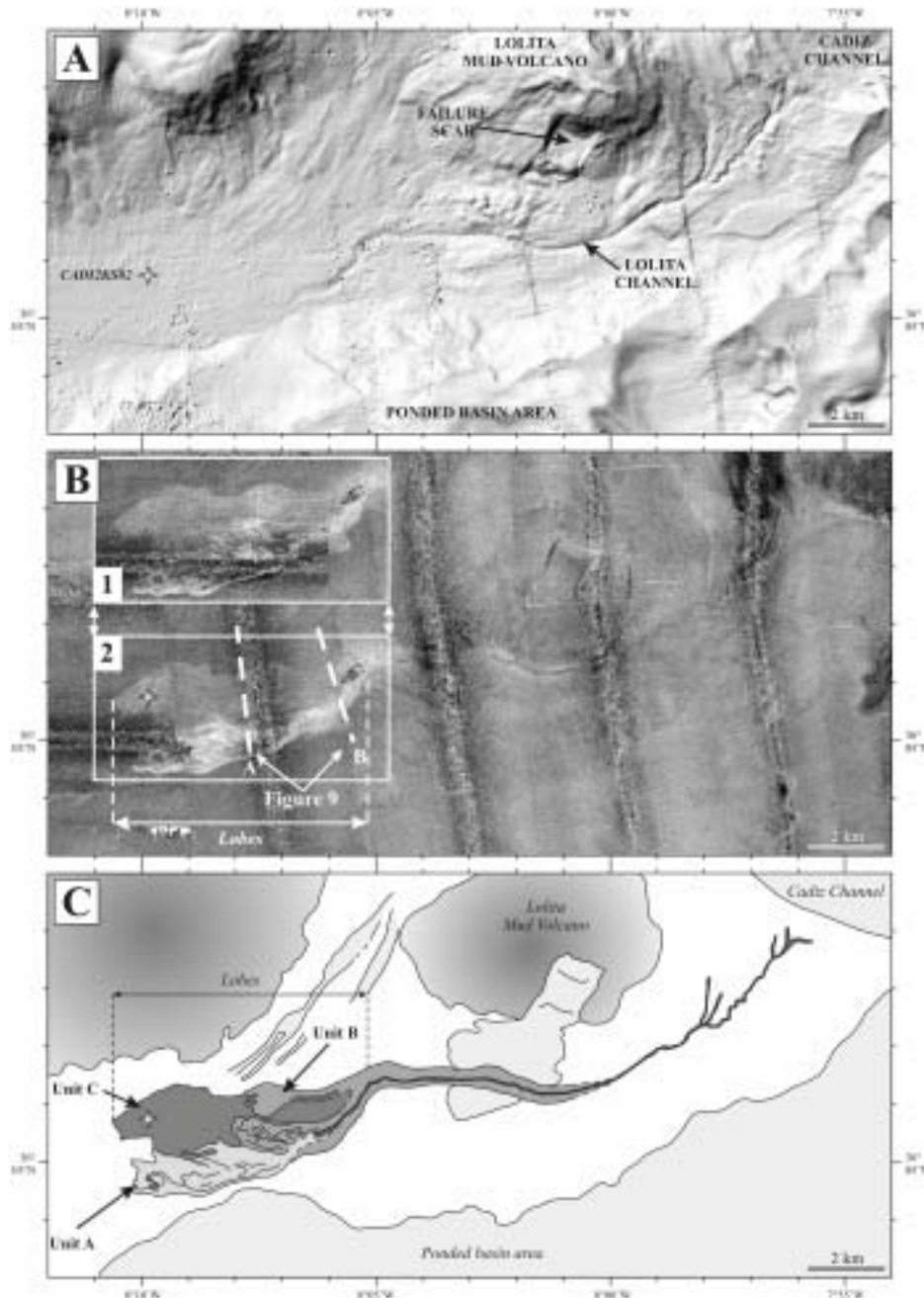


Figure 8. A. High resolution (30x30-m grid) illuminated, grey-shaded EM300 bathymetric map of the Lolita CLS (see location on Figure 1); white stars are core location. B. High resolution (12.5x12.5-m grid) EM300 acoustic imagery of the Lolita CLS (mosaic 1 and 2 corresponds with CADISAR2 and CADISAR data, respectively). C. Interpretative map of the spatial signature of the Lolita CLS.

South of the units B and C, a very low backscatter unit (unit A in Figure 8C) covered them. In the western part of the Lolita CLS, units A and B are crossed by the Lolita Channel. Numerous E/W mainly oriented irregular lineations interpreted as a dendritic and bifurcating channel system (Habgood et al., 2003) are observed on the A and B lobe units.

On the Chirp seismic data, the Lolita CLS shows a prolonged bottom echo with an uneven morphology (Figure 9A and B). Presence of the Lolita Channel results of a small sea floor incision. In the proximal part of the lobe, the hyperbolic response of the sea floor shows the presence of another channel (Figure 9B). The two little marked subjacent outcropping reflectors observed on figure 9A certainly correspond with the limit between the A, B and C lobe units previously described from the EM300 imagery.

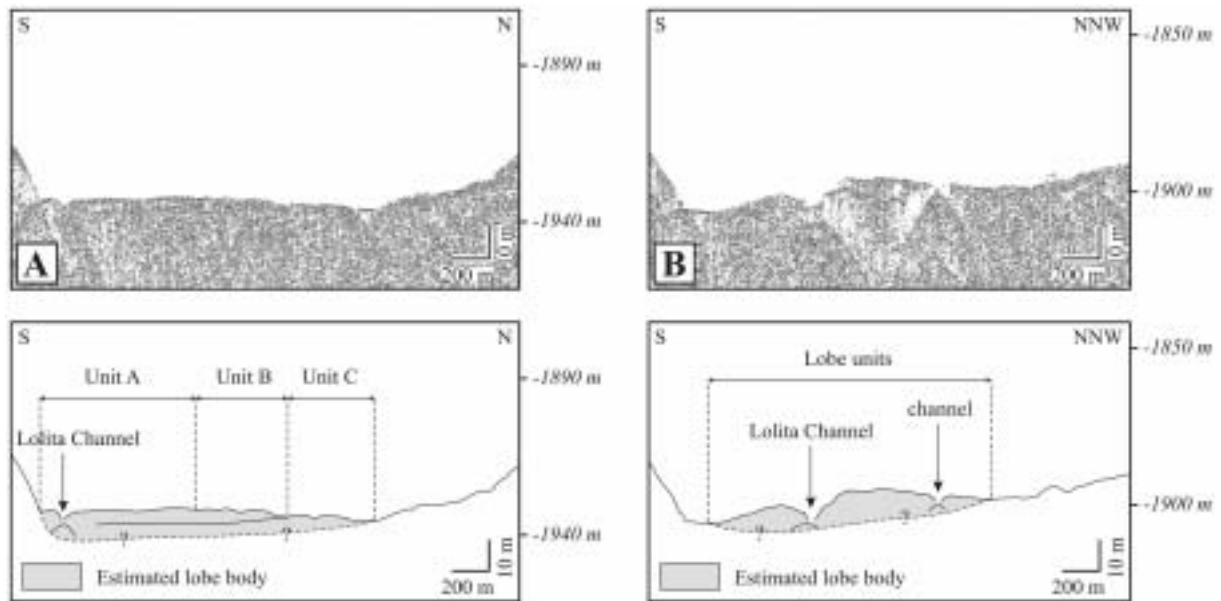


Figure 9. A. B. Chirp seismic profiles with interpretation across the Lolita CLS (see location on Figure 8).

4.3.3. Lithology

The CADI2KS02 collected in the unit C of the Lolita CLS is only 10 cm long and composed of an olive mottled silty clayey facies identical to the one observed in the SWIM04-41 core (Figure 4B). This facies shows a bimodal distribution of the frequency histogram. The D50 is about 20 μm and the D90 reaches 250 μm .

5. DISCUSSION

5.1. Morphological similarities of the channel-lobe systems

Although they are localised in distinct geographical area, the Tasyo, Aveiro and Lolita CLS present similarities in their morphology. These systems are characterized by a ten meter thick lobe complex supplied by a short straight channel. These channels get narrow and shallow gradually especially downstream where the multibeam echosounder resolution does

not permit observation of their end. In the upstream part of the Tasyo and Aveiro CLS, the sedimentary pile of the Giant Contouritic Levee does not allow the recognition of the channel head. In each case, the CLS is characterized by a low backscatter from the channel head to the distal part of the lobes. This low backscatter, also observed on the sea floor of the sandy major contouritic channels, suggests the coarse-grained nature of the surface of the CLS. This is consistent with the sandy nature of the cores collected on the Tasyo, Aveiro and Lolita lobes. These observations show that the Tasyo, Aveiro and Lolita channels are preferential conduits for the transit of coarse-grained sediments downslope. Moreover, the low backscatter fringe observed on both sides of these small channels demonstrates the overflow of the channelized sand-rich currents along their path. Overflow of sand is also consistent with the shallow character of these channels.

Lineations are observed at the surface of many lobe units within the Aveiro, Lolita and Tasyo CLS. They could be explained by the presence of several lobe sub-units within a lobe unit. This is consistent with the interpretation already made by Gervais et al. (2004) on the sandy lobes of the Golo turbidite system (east Corsica margin). Using the very high resolution SAR data obtained on the Aveiro CLS, the structures observed at the surface of the lobe units can be compared to those recognized in the recent Zaïre lobe complex (Bonnel, 2005) and interpreted as small shallow channels without morphological expression on the multibeam echosounder and seismic data. These observations also suggest that channelling is well developed within the lobe units, and lobe units certainly consist of the accumulation of several sub-units, each of them being related to a single deposit event.

5.2. Contouritic versus gravity driving force

The Aveiro, Tasyo and Lolita CLS show many similarities with classical lobe complexes in deep sea turbidite systems. In the Gulf of Cadiz, the CLS are located deeper than the bathymetry where the MOW takes off the sea floor. This MOW detachment leads to the building of a sedimentary accumulation which represents an important sedimentary stock for the CLS feeding. The sandy to muddy sand nature of this sedimentary pile (Habgood et al., 2003) shows a more or less important particle sorting during the transport through the major or secondary MOW channels.

Variations in the MOW intensity are related to climatic oscillations (Llave, 2004; Mulder et al., 2002; Nelson et al., 1999; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Voelker et al., 2006; among others). Schönfeld (1997), Schönfeld and Zahn (2000), Rogerson et al. (2005), Llave et al. (2006), and Voelker et al. (2006) demonstrated the presence of a more saline and denser Mediterranean Lower Water during cold climatic periods, over the last 50 000 years. At these times, due to the deeper bathymetric position of the Mediterranean Lower Water, the hydrologic and sedimentologic conditions in each CLS changed. During cold climatic periods, the enhanced activity of the Mediterranean Lower Water allowed the destabilization of the sedimentary pile generating gravitational processes. These processes were canalized by the channels with overflow occurring locally, particularly in the bends. Distally, the loss of gravity current competence generates the formation of sandy lobes. In the Tasyo CLS,

observation of rare sandy-rich layers southeast of the lobe exhibits pulses in the gravity processes. The above discussion suggests a more intense development of the CLS during cold climatic periods. However, the sub-tropical and tropical foraminifera assembling recognized in the whole CADI2KS15 and CADI2KS17 cores (Duprat, *pers. comm.*) demonstrate, for the most recent lobe units, a late Holocene activity of the Tasyo and Aveiro CLS. This recent activity is not in agreement with the climatic cyclicities of submillennial scale (Campbell et al., 1998; O'Brien et al., 1995) or mini Dansgaard-Oeschger events (Bond et al., 1997; Campbell et al., 1998; Viau et al., 2002) responsible of rapid climate shifts during the late Holocene could explain occurrence of a deeper MOW at these locations.

In the Gulf of Cadiz, particle sorting along gravity current path is unlikely, because of the short channel courses. Consequently, the finest particles are certainly winnowed by the deeper MOW. This particle segregation explains the lack of fine sediments and positively-graded sequences in the succession of sandy deposits of the CADI2KS17 core collected in the Aveiro CLS. The numerous erosive surfaces described in these sandy deposits suggest the stacking of several gravity flow events and confirms the assumption of multi sub-unit presence within one lobe unit. The deeper bathymetric position of the Mediterranean Lower Water which permanently winnows the sea floor is confirmed by the mottled nature of the sediments found in the distal parts of the Tasyo, Aveiro and Lolita CLS.

These observations suggest that the sedimentation in the CLS is the result of the interaction between gravity and contour currents and suggest the important role of the MOW in the evolution of these CLS. Nevertheless, the important seismicity recorded in the Gulf of Cadiz and in the adjacent areas (e.g. the 1755 Lisbon earthquake, Zitellini et al., 1999) certainly plays an important role on the initiation of the gravity currents.

5.3. Sedimentary evolution of the channel-lobe systems

A conceptual model describing the evolution of the CLS is proposed, using the spatial and vertical evolution of the acoustic units constituting the Aveiro, Tasyo and Lolita CLS (Figure 10). The model is coherent with the results of Gervais et al. (2004) for the Golo system (east Corsica margin), and Bonnel (2005) for the Var and Zaire systems. The first stage (Figure 10A) corresponds with the deposit of a distal unit (unit C in the Aveiro and Lolita CLS, unit B in the Tasyo CLS). This stage is followed by a retrogradation and an aggradation of these systems leading to the deposit of the unit B in the Aveiro and Lolita CLS (Figure 10B). Finally, the deposit of the most recent unit (unit A) corresponds with a progradation and an aggradation coupled with a migration of the Aveiro, Lolita and Tasyo CLS (Figure 10C).

The sea floor morphology appears to be the determinant factor on the CLS evolution. The retrogradation of the lobe units is apparently controlled by the obstacle created by the deposit of the older lobe units. This upstream migration results in the filling of the available space at the end of the channel, creating a new obstacle. Local factors can have an impact on this migration. In the Tasyo CLS, the presence of the Tasyo Mud Volcano apparently controlled

the eastward migration. However, this lateral migration is constrained by the hummocky topography which forces the Tasyo CLS to aggrade in a N/S direction (Figure 2).

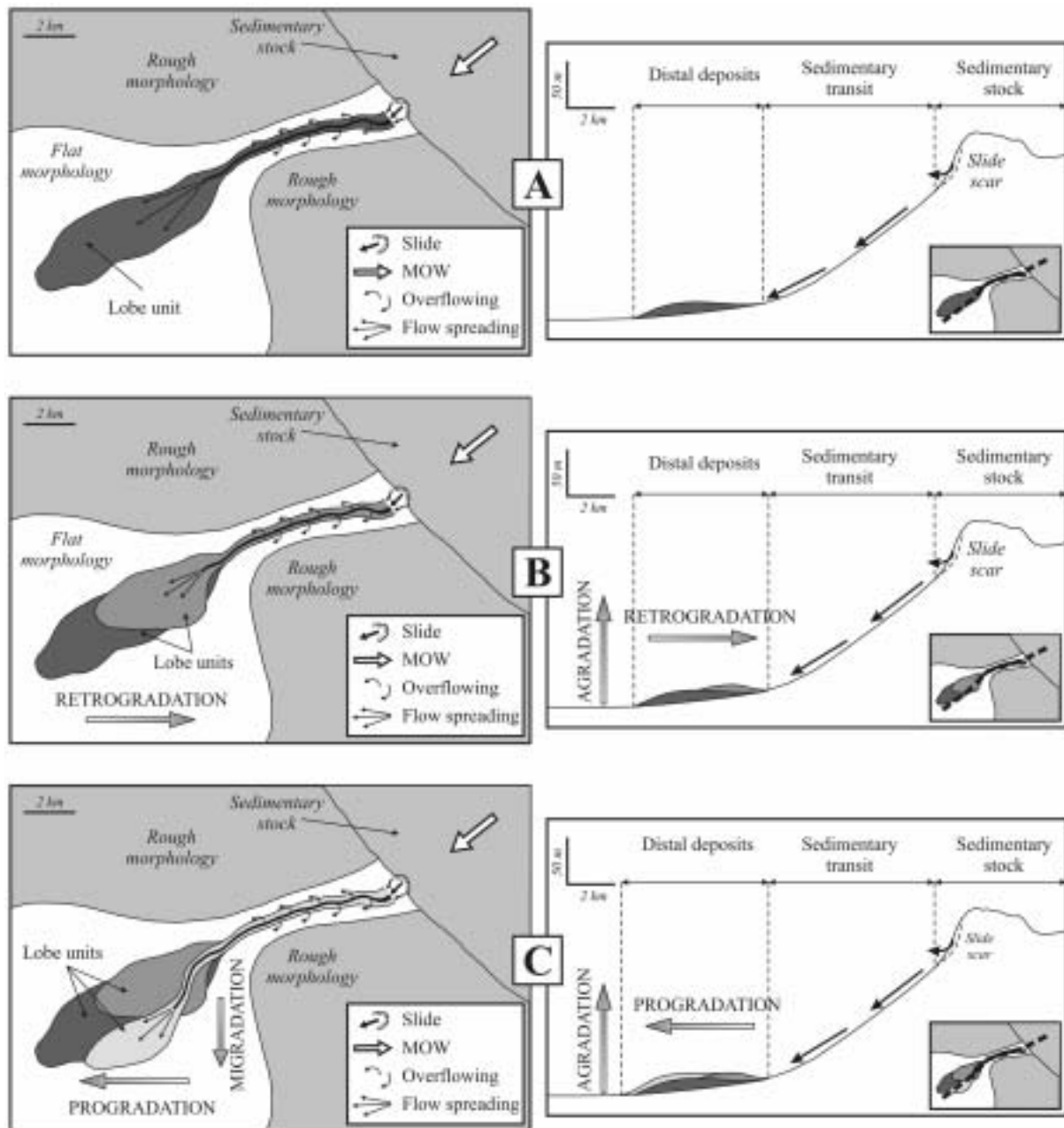


Figure 10. Conceptual evolution pattern for the CLS in the Gulf of Cadiz.

The presence of a bend in the Aveiro and Lolita channel course around 7°35'W and 8°05'W suggests that the lobe migration in the CLS is related to avulsions. This is also suggested by the presence of an other channel north of the Lolita Channel (Figure 9B). The direction of this older channel in figure 8B corresponds with the E/W lineations observed north of the Lolita lobe unit B (Figure 8C). These observations suggest that the Lolita lobe unit B is in reality formed by two distinct units, the southern unit being more recent than the northern unit.

6. CONCLUSION

High resolution acoustic data and cores collected in the Gulf of Cadiz allowed to characterize the Tasyo, Aveiro and Lolita channel-lobe systems. They reveal complex processes and similar evolution compared to classic turbidite channel-lobe systems:

(1) several periods of activity including general progradation and aggradation alternating with retrogradation, migration and avulsion phases are displayed;

(2) the influence of the topography on the evolution and morphology of the channel-lobe systems is suggested;

(3) the presence of numerous lobe sub-units and development of a channelling in the lobe units is shown.

It is commonly admit a functioning of the gravity systems during the relative low sea levels (e.g. Shanmugam et al., 1985; Stow et al., 1985; among others). In this study, the channel-lobe systems are also active during the last relative high sea level. As a result, bottom currents and, by interpretation, climatic changes act an important role on the channel-lobe system evolution. MOW activity appears as a major factor controlling the grain size, and probably the general shape and the internal geometry of the Tasyo, Aveiro and Lolita channel-lobe systems. Finally, the Gulf of Cadiz appears as a particular setting where the interaction between bottom current circulation and gravity processes is recorded.

ACKNOWLEDGMENTS

Authors thank GENAVIR, crew of the CADISAR, CADIZ-GORRINGE (Nevio Zitellini chief-scientist) and CADISAR2 cruises. We thank J. St Paul, D. Poirier and G. Chabeau for their technical assistance. J. Duprat is also thanked for the biostratigraphic study. Authors thank finally the Groupe de Recherches (GDR) "Marges" for its financial support. This is an UMR/CNRS EPOC 5805 contribution n° 1621.

REFERENCES

- Bond, G. et al., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1264.
- Bonnel, C., 2005. Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône, *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*, 314 pp.
- Campbell, I.D., Campbell, C., Apps, M.J., Rutter, N.W. and Bush, A.B.G., 1998. Late Holocene ~1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology*, 26: 471-473.
- Faugères, J.-C., Cremer, M., Monteiro, J.H. and Gaspar, L., 1985. Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire de Faro (marge sud-portugaise). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 37: 229-258.

- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Monteiro, J.H. and Vergnaud-Grazzini, C., 1994. Sedimentary records of deep contour currents: an example, the Mediterranean Outflow in the late Quaternary. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 80: 71-88.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E. and Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology*, 12: 296-300.
- Gervais, A. et al., 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). In: S.A. Lomas and P. Joseph (Editors), *Confined Turbidite System*, pp. 59-89.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C. and Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: D.A.V. Stow and D.J.W. Piper (Editors), *Fine-Grained Sediments : Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburg, pp. 245 -256.
- Habgood, E.L. et al., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50(3): 483-510.
- Hernández-Molina, F.J. et al., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31(1): 19-22.
- Kenyon, N., Akhmetzhanov, A. and Ivanov, M., 2000. Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean margins. Preliminary results of geological and geophysical investigations during the TTR-9 cruise of R/V "Professor Logachev", June-July 1999. *Intergovernmental Oceanographic Commission technical series 56*: 102 pp.
- Kenyon, N.H. and Belderson, R.H., 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9(2): 77-99.
- Llave, E., 2004. Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depositos contornícos del Golfo de Cádiz : implicaciones pleoceanográficas, Thèse de doctorat, Université de Cadix. *Publicaciones del instituto geologico y minero de Espana*, 294 pp.
- Llave, E. et al., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. *Marine Geology*, 227(3-4): 241-262.
- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques*, 22(1): 43-61.
- Mulder, T., 2004. Mission CADISAR2 (27 août-24 septembre 2004), Golfe de Cadix. *Rapport scientifique, Université Bordeaux 1*: 39 pp.
- Mulder, T. et al., 2006. The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Marine Letters*, 26: 31-41.
- Mulder, T. et al., 2002. Past Deep-ocean Circulation and the Paleoclimate Record - Gulf of Cadiz. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 83(43): 481, 487-488.
- Mulder, T. et al., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contourite levee. *Geo-Marine Letters*, 23: 7-18.

- Nelson, C.H. et al., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155(1-2): 99-129.
- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : Characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62: 912-931.
- Normark, W.R., Posamentier, H. and Mutti, E., 1993. Turbidite systems: State of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, 31(2): 91-116.
- O'Brien, S.R. et al., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270: 1962-1964.
- Pinheiro, L.M. et al., 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology*, 195(1-4): 131-151.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E. and Murray, J.W., 2005. Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography*, 20: PA3007.
- Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin. *Marine Micropaleontology*, 29(3-4): 211-236.
- Schönfeld, J. and Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(1-2): 85-111.
- Shanmugam, G., Muiola, R.J. and Damuth, J.E., 1985. Eustatic Control of Submarine Fan Development. In: A.H. Bouma, W.R. Normark and N.E. Barnes (Editors), *Submarine Fans and related Turbidite Systems. Frontiers in Sedimentary Geology. Springer-Verlag.*
- Somoza, L. et al., 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology*, 195: 153-176.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C. and Gonthier, E., 1986. Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites : velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology*, 72(1-2): 71-100.
- Stow, D.A.V., Howell, D.G. and Nelson, C.H., 1985. Sedimentary, Tectonic, and Sea-Level Controls. In: A.H. Bouma, W.R. Normark and N.E. Barnes (Editors), *Submarine Fans and related Turbidite Systems. Frontiers in Sedimentary Geology. Springer-Verlag.*
- Vergnaud-Grazzini, C. et al., 1989. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP. *Oceanologica Acta*, 12: 305-324.
- Viau, A.E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D.E. and M.C., S., 2002. Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14,000 yr. *Geology*, 30: 455-458.

- Voelker, A.H.L. et al., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1-2): 39-55.
- Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62: 932-966.
- Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R. and Torelli, L., 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. *Annali di Geofisica*, 42(1): 49-55.
-

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

I. RAPPEL DES OBJECTIFS

Les objectifs principaux de ce travail étaient d'améliorer, par l'étude des dépôts actuels et anciens, la compréhension de la dynamique de la MOW dans une région située à la divergence de ses branches intermédiaire (IMB), principale (PMB) et sud (SMB), et de caractériser les forçages à l'origine des variations sédimentaires observées depuis le Pléistocène terminal.

II. SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX RESULTATS

II.1. La circulation actuelle

L'étude régionale du système actuel montre que chacune des branches de la MOW possède sa propre signature thermohaline et que la partie agéostrophique de la MOW (MLW) constitue la composante principale de cet écoulement. La MOW emprunte principalement le chenal principal de la MOW, les chenaux contouritiques de Cadix (SMB), d'Huelva (IMB) et de Guadalquivir (PMB). Elle circule également sur la levée contouritique géante (MLW et SMB), et les drifts d'Huelva (IMB et SMB) et de Guadalquivir (PMB et SMB). Seule la zone des bassins intra-pente n'est pas soumise à l'action directe de la MOW sur le fond. Au fur et à mesure de son trajet, celle-ci s'épaissit, se refroidit et subit une légère dessalure, du fait de son mélange progressif avec les NACW et NADW.

Le schéma de circulation de la MOW proposé dans ce travail est déduit de l'étude détaillée de l'agencement des dépôts, de leur granularité, et de l'orientation des figures sédimentaires observées dans la partie orientale du Golfe de Cadix. Ce schéma, établi grâce à la très haute résolution des données utilisées, permet de définir de façon précise la limite entre les faciès sédimentaires et de caractériser, notamment, de nombreuses cicatrices de glissement. Celles-ci, omniprésentes dans les secteurs de la levée contouritique géante formée par le débordement et soumise à l'action de la MLW, sont également rencontrées à proximité de la ride de Cadix et du banc de Guadalquivir. La réduction de la vitesse et de la compétence de la MOW vers le Nord et l'Ouest s'accompagne d'une diminution progressive de la granularité des dépôts le long de son trajet. La morphologie du fond marin, en particulier les rides diapiriques et les chenaux contouritiques, ainsi que la force de Coriolis exercent un contrôle important sur l'orientation et l'intensité des différentes composantes de la MOW. Les sédiments grossiers, confinés dans les chenaux contouritiques, sont majoritairement véhiculés dans le chenal principal de la MOW et le chenal de Cadix. Au sein de la levée contouritique géante, les sédiments les plus grossiers sont localisés au Nord et à l'Est, du fait du débordement de la MLW et de la SMB. Les *drifts* et les bassins intra-pente sont, quant à eux, caractérisés par des environnements de faible énergie dominés par une sédimentation fine où la vitesse et la compétence de la MOW sont réduites.

La haute résolution des données acoustiques permet également de caractériser de nombreux volcans de boue et quelques structures de type *pockmarks* essentiellement localisées le long de la ride de Guadalquivir et au sein de la levée contouritique géante et des bassins intra-pente.

II.2. La paléocirculation de la MOW

L'étude haute résolution des sédiments Quaternaire a permis la reconnaissance de séquences contouritiques interprétées en terme de variations d'intensité de la MOW. L'étude chronostratigraphique et sismique a permis de contraindre dans le temps et dans l'espace la mise en place de ces séquences et de préciser leurs significations climatiques et paléocéanographiques.

Le climat apparaît comme un facteur de contrôle majeur de la sédimentation des 50 000 dernières années. Les niveaux contouritiques grossiers, interprétés comme le résultat de fortes activités de la MOW, sont reconnus lors des périodes climatiques froides (stadias D/O, événements d'Heinrich, Younger Dryas). Une sédimentation fine, résultat d'une moindre activité de la MOW, caractérise les périodes climatiques plus douces (interstadias D/O, Bølling/Allerød et Holocène inférieur).

Associées aux variations climatiques hautes fréquences, les fluctuations relatives rapides du niveau marin au cours du Quaternaire terminal sont également considérées et permettent d'expliquer les variations de circulation de la MOW. Durant les bas niveaux marins relatifs, la circulation est dominée par la MLW et est restreinte à la partie méridionale du Golfe de Cadix. Durant les hauts niveaux marins relatifs, la circulation est généralisée à l'ensemble du Golfe et gouvernée à la fois par la MUW et la MLW. Le glacio-eustatisme apparaît responsable du changement important des conditions de sédimentation amorcé dès l'entrée dans l'interglaciaire actuel, et particulièrement mis en évidence lors du Younger Dryas.

II.3. L'interaction entre les processus

L'étude des systèmes chenal-levées-lobes d'Aveiro, de Lolita et de Tasyo met en évidence l'interaction entre les processus contouritiques et les processus gravitaires. Le dépôt de plusieurs unités lobées chenalisées, elles-mêmes composées par de nombreuses sous-unités, atteste d'une mise en place polyphasée de ces systèmes. Ces derniers montrent une progradation et une aggradation généralisée, ponctuée par des phases de rétrogradation, de migration et d'avulsion. L'activité de ces systèmes enregistrée tant en bas, qu'en haut niveau marin, montre que leur évolution et leur morphologie apparaissent gouvernées par la MOW et la topographie de la marge, sous contrôle des changements climatiques ayant affectés le Quaternaire terminal.

III. PERSPECTIVES

Ce travail ouvre de nombreuses perspectives, tant d'un point de vue sédimentologique que paléoclimatique :

(1) la mise en place conjuguée de pièges à particules ou de turbidimètres le long du trajet de la MOW, et la réalisation d'un carottage dans une zone du Golfe de Cadix protégée de son action permettraient une quantification des apports sédimentaires propres à cet écoulement et d'avoir accès au "bruit de fond" hémipélagique ;

(2) l'instrumentation en courantomètres de chacun des chenaux contouritiques permettrait d'accéder au comportement de chacune des branches de la MOW à une échelle pluri-saisonnière ;

(3) la corrélation entre la carotte MD9923-43 prélevée sur un *drift* au Nord des Baléares et les carottes longues prélevées dans le Golfe de Cadix permettrait de préciser la paléocirculation des échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique depuis une des sources de la MOW jusqu'à son exutoire ;

(4) des analyses polliniques sur les carottes à dominance hémipélagique permettraient d'affiner la compréhension du forçage climatique sur la sédimentation contouritique du Golfe de Cadix. Ces analyses sont actuellement en cours et effectuées sur les carottes CADKS24 et MD9923-37 ;

(5) l'obtention de nouvelles carottes longues au sein des *drifts* d'Huelva et de Guadalquivir permettrait de confirmer les interprétations sismiques ;

(6) l'acquisition de données de pénétromètre PENFELD au sein des instabilités reconnues sur la levée contouritique géante et d'une sismique THR avec source tractée près du fond (Exocet) permettrait une caractérisation plus fine de ces structures et de comprendre les mécanismes de leur déclenchement (cisaillement par la MOW, accumulation sédimentaire, séismes). Ce projet fait actuellement l'objet d'une demande de campagne à la mer (CADINAUT) ;

(7) enfin, une campagne de forages dans le Golfe de Cadix et sur la marge ouest ibérique (GUCADRILL *environmental significance of the mediterranean outflow water and its global implications*) fait actuellement l'objet d'une demande européenne auprès de la commission IODP. Les objectifs principaux de ce projet s'articulent autour de (i) la compréhension des changements de la MOW et de ses effets sur la circulation nord atlantique et le climat, (ii) les conséquences de l'ouverture du Détroit de Gibraltar au Miocène terminal sur la sédimentation et l'architecture des dépôts, (iii) l'impact du glacio-eustatisme sur l'architecture et l'évolution des dépôts contouritiques de la marge ibérique, et (iv) le rôle de la néotectonique synsédimentaire et de l'activité diapirique sur ces derniers.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Akhurst, M. C.**, Stow, D. A. V. and Stoker, M. S. (2002) - Late Quaternary glacialic contourite, debris flow and turbidite process interaction in the Faroe-Shetland channel, NW European continental margin. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 73-84.
- Ambar, I.** (1983) - A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Research* 30(6), 677-680.
- Ambar, I.** and Howe, M. R. (1979a) - Observations of the Mediterranean outflow. I. Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26(5), 535-554.
- Ambar, I.** and Howe, M. R. (1979b) - Observations of the Mediterranean outflow. II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26(5), 555-568.
- Ambar, I.**, Armi, L., Bower, A. and Ferreira, T. (1999) - Some aspects of time variability of the Mediterranean Water off south Portugal. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46(7), 1109-1136.
- Ambar, I.**, Serra, N., Brogueira, M. J., Cabecadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Goncalves, C. and Gonzalez, N. (2002) - Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49(19), 4163-4177.
- Andrieux, J.**, Fontbote, J.-M. and Mattauer, M. (1971) - Sur un modele explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 12(2), 191-198.
- Argus, D. F.**, Gordon, R. G., DeMets, C. and Stein, S. (1989) - Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research* 94, 5585-5602.
- Armi, L.** and Zenk, W. (1984) - Large lenses of highly saline Mediterranean water. *Journal of Physical Oceanography* 14(10), 1560-1576.
- Augustin, J. M.** and Voisset, M. (1989) - Images sonar et cartographie en géologie. *L'onde électrique* 69(3), 20-27.
- Augustin, J. M.**, Le Suave, R., Lurton, X., Voisset, M., Dugelay, S. and Satra, C. (1996) - Contribution of the Multibeam Acoustic Imagery to the Exploration of the Sea-Bottom. *Marine of Geophysical Research* 18, 459-486.
- Auzende, J.-M.**, Olivet, J.-L. and Pastouret, L. (1981) - Implications structurales et paleogeographiques de la presence de Messinien a l'ouest de Gibraltar (structural and paleogeographical implications of the existence of Messinian layers west of Gibraltar). *Marine Geology* 43(1-2), M9-M18.

B

- Babonneau, N.** (2002) - Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. *Thèse de l'Université Bordeaux I*, 308.
- Bagnold, R. A.** (1962) - Auto-suspension of transported sediments; turbidity currents. *Royal Society (London) Proceedings A(225)*: 315-319.
- Balanya, J.-C.** and Garcia-Duenas, V. (1987) - Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 304, 929-933.
- Baringer, M. O.** and Price, J. F. (1997a) - Mixing and spreading of the Mediterranean outflow. *Journal of Physical Oceanography* 27, 1654-1677.
- Baringer, M. O.** and Price, J. F. (1997b) - Momentum and energy balance of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography* 27(8), 1678-1692.
- Baringer, M. O.** and Price, J. F. (1999) - A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155(1-2), 63-82.
- Barusseau, J. P.** and Vanney, J. R. (1978) - Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique XX(Fasc. 1)*, 59-94.
- Be, A. W. H.** and Hamlin, W. H. (1967) - Ecology of recent planktonic foraminifera Part 3. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology* 13(1), 87-106.
- Berger, A.** (1977) - Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 269, 44-45.
- Béthoux, J.-P.** (1984) - Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20000 ans. *Oceanologica Acta* 7(1), 43-48.
- Béthoux, J.-P.** and Pierre, C. (1999) - Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology* 153(1-4), 29-39.
- Bijwaard, H.** and Spakman, W. (2000) - Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion. *Geophysical Journal International* 141, 71-82.
- Biscaye, P. E.** (1965) - Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the atlantic ocean and adjacent seas and oceans. *Bulletin of the American Geological Society* 76, 803-832.
- Bond, G., Broecker, W. S., Johnsen, S., Mc Manus, J., Labeyrie, L. D., Jouzel, J. and Bonani, G.** (1993) - Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143-147.
- Bonnel, C.** (2005) - Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*, 314 pp.
- Bonnin, J., Olivet, J. L. and Auzende, J. M.** (1975) - Structure en nappe à l'ouest de Gibraltar. *Compte Rendu de l'Académie des sciences de Paris* 280, 559-562.
- Bormans, M., Garrett, C. and Thompson, K.** (1986) - Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar. *Oceanologica Acta* 9(4), 403-414.
- Bouma, A. H.** (1962) - Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Amsterdam, Elsevier* 168.

- Bouma, A. H.** (1969) - Methods for the study of sedimentary structures. New York, Wiley-Interscience 458.
- Bourdallé-Badie, R.**, Drillet, Y. and Béranger, K. (2003) - Le transport dans les détroits en Atlantique et en Méditerranée Ouest estimé par PSY2V1. *La lettre trimestrielle de MERCATOR 11*: 1-20 (www.mercator-ocean.fr).
- Bourillet, J.-F.**, Migeon, S., Damy, G., Sultan, N. and Dussud, L. (2003) - Comportement d'un carottier à piston stationnaire et qualité du prélèvement. *9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, Publication ASF*.
- Bower, A. S.**, Armi, L. and Ambar, I. (1997) - Lagrangian observations of meddy formation during a Mediterranean undercurrent seeding experiment. *Journal of Physical Oceanography* 27, 2545-2575.
- Boyum, G.** (1967) - Hydrological observations of the M/S Helland-Hansen and current measurements in the area west of Gibraltar, May 1965. *NATO Sub-Comm. Oceanogr. Research Technical Report 34*, 35-36.
- Broecker, W. S.** (2000) - Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Science Reviews* 51(1-4), 137-154.
- Bryden, H.** and Stommel, H. M. (1982) - Origin of the Mediterranean outflow. *Journal of Marine Research* 40S, 55-71.
- Bryden, H. L.** and Stommel, H. M. (1984) - Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 7, 289-296.
- Buforn, E.**, Udias, A. and Colombas, M. A. (1988) - Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics* 152, 89-118.

C

- Cacho, I.**, Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A. and Shackleton, N. (1999) - Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14(6), 698-705.
- Cacho, I.**, Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. and Canals, M. (2000) - Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183(3-4), 417-429.
- Campillo, A.**, Maldonado, A. and Mauffret, A. (1992) - Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to recent. *Geo Marine Letters* 12, 165-172.
- Caralp, M.** (1971) - Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléoclimatique. *Thèse de 3ème cycle de l'Université Bordeaux 1, Talence*, 191.
- Caralp, M. H.** (1988) - Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): paleoceanographic results. *Marine micropaleontology* 13, 265-289.
- Caralp, M. H.** (1992) - Paléohydrologie des bassins profonds nord-marocain (Est et Ouest Gibraltar) au Quaternaire terminal : apport des foraminifères benthiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163(2), 169-178.

- Carter, L.** and McCave, I. N. (2002) - Eastern New Zealand drifts, Miocene-Recent. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics.* London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir 22*, 385-407.
- Chamley, H.** (1989) - Clay sedimentology, Springer-Verlag 623.
- Chappell, J.** (2002) - Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews 21(10)*, 1229-1240.
- Charnock, H.** (1955) - Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society 81*, 639-640.
- Clark, J. D.,** Kenyon, N. H. and Pickering, K. T. (1992) - Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology(20)*: 633-636.
- Comas, M. C.,** Garcia-Duenas, V. and Jurado, M. J. (1992) - Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo Marine Letters 12*, 157-164.
- Combourieu Nebout, N.,** Turon, J.-L., Zahn, R., Capontodi, L., Londeix, L. and Pahnke, K. (2002) - Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology 30(10)*, 863-866.
- Corliss, B. H.,** Martinson, D. G. and Keffer, T. (1986) - Late Quaternary deep-ocean circulation. *Bulletin of the American Geological Society 97*, 1106-1121.
- Coussot, P.** and Meunier, M. (1996) - Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews 40*: 209-227.
- Cunningham, A. P.,** Howe, J. A. and Barker, P. F. (2002) - Contourite sedimentation in the Falkland Trough, western South Atlantic. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics.* London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir 22*, 337-352.

D

- De Abreu, L.,** Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Hall, M. and Chapman, M. (2003) - Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology 196(1-2)*, 1-20.
- Dercourt, J.,** Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokthin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) - Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics 123*, 241-315.
- Devaux, M.** (1985) - Foraminifères et isotopes légers, indicateurs stratigraphiques et environnementaux de la dernière déglaciation quaternaire. Golfe de Cadix - Mer d'Alboran. *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*, 216 pp.

- Dewey, J. F.**, Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. and Knott, S. D. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. in: M. Coward (eds.), *Alpine Tectonics. Special publication of the Geological Society of London* 45, 265-283.
- Díaz-del-Río, V.**, Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M. P., Delgado, A., Hernández-Molina, F. J., Lunar, R., Martín-Rubi, J. A., Maestro, A., Fernández-Puga, M. C., León, R., Llave, E., Medialdea, T. and Vázquez, J. T. (2003) - Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 195, 177-200.
- Diegel, F. A.**, Karlo, J. F., Schuster, D. C., Shoup, R. C. and Tauvers, P. R. (1995) - Cenozoic Structural Evolution and tectono-Stratigraphic Framework of the Northern Gulf Coast Continental Margin. in: M. P. A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson (eds.), *Salt tectonics: a global perspective. AAPG Memoir* 65, 109-151.
- Diester-Haas, L.** (1973) - No current reversal at 10,000 BP in the Strait of Gibraltar. *Marine Geology* 15, M1-M9.
- Duplessy, J. C.**, Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. W. and Kallel, N. (1988) - Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact of the global deep water circulation. *Paleoceanography* 3, 343-360.
- Duprat, J.** (1983) - Les foraminifères planctonique du Quaternaire terminal d'un domaine péricontinental (Golfe de Gascogne, côtes ouest-ibériques, Mer d'Alboran): Ecologie - Biostratigraphie. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, Talence, 177 pp.
- Duprat, J.** and Cortijo, E. (2004) - Globorotalia hirsuta: a stratigraphic marker for the Upper Holocene in the North Atlantic Ocean. *ICP8, Biarritz*.

E

- Eynaud, F.** (1999) - Kystes de dinoflagellés et évolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle climatique du Quaternaire. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, 291 pp.

F

- Farcy, A.** and Voisset, M. (1985) - Acoustic imagery of sea floor. in: V. C. Anderson (eds.), *Oceans '85: Ocean Engineering and the Environment. New York (IEEE)*. 2, 1005-1012.
- Faugères, J.-C.** and Stow, D. A. V. (1993) - Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology* 82(1-4), 287-297.
- Faugères, J.-C.**, Cremer, M., Monteiro, J. H. and Gaspar, L. (1985a) - Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire de Faro (marge sud-portugaise). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 37, 229-258.
- Faugères, J.-C.**, Frappa, M., Gonthier, E. and Grousset, F. E. (1985b) - Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au quaternaire récent. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 37, 259-287.

- Faugères, J.-C.**, Gayet, J., Gonthier, E., Grousset, F. E., Latouche, C., Maillet, N., Poutiers, J. and Tastet, J. P. (1979) - Evolution de la sédimentation profonde au Quaternaire récent dans le bassin nord-atlantique: corps sédimentaires et sédimentation ubiquiste. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7(21), 585-601.
- Faugères, J.-C.**, Gonthier, E. and Stow, D. A. V. (1984) - Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296-300.
- Faugères, J.-C.**, Gonthier, E., Monteiro, J. H. and Vergnaud-Grazzini, C. (1994) - Sedimentary records of deep contour currents: an example, the Mediterranean Outflow in the late Quaternary. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro* 80, 71-88.
- Faugères, J.-C.**, Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N. H., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S. and Lesuave, R. (2002) - Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Marine Geology* 182(3-4), 279-302.
- Faugères, J.-C.**, Gonthier, E., Peypouquet, J.-P., Pujol, C. and Vergnaud-Grazzini, C. (1986) - Distribution et variations des courants de fond sur la ride de Faro (Golfe de Cadix), témoins des modifications des échanges Méditerranée-Atlantique au Quaternaire récent. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3(2), 423-432.
- Faugères, J.-C.**, Mézerais, M. L. and Stow, D. A. V. (1993) - Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology* 82(1-4), 189-203.
- Faugères, J.-C.**, Stow, D. A. V., Imbert, P. and Viana, A. (1999) - Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162(1), 1-38.
- Faugères, J.-C.**, Zaragosi, S., Mézerais, M. L. and Massé, L. (2002) - The Vema contourite fan in the south Frazilian basin. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 209-222.
- Fernández-Salas, L. M.**, Rey, J., Pérez-Vázquez, E., Ramirez, J. L., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., De Andrés, J. R. and Lobo, F. J. (1999) - Morphology and characterization of the relict facies on the internal continental shelf in the Gulf of Cadiz between Ayamonte and Huelva (Spain). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía* 15, 123-132.
- Flood, R. C.**, Manley, P. L., Kowsmann, K. O., Appi, C. J. and Pirmez, C. (1991) - Seismic facies and late Quaternary growth of Amazon submarine fan. in: P. Weimer and M. H. Link (eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New York, Springer-Verlag, 415-434.
- Flood, R. D.** and Piper, D. J. W. (1997) - Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. in: R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson (eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 155, 653-675.
- Folk, R. L.** (1966) - A review of the grain size parameters. *Sedimentology* 6, 73-93.
- Fulthorpe, C. S.** and Carter, R. M. (1991) - Continental-shelf progradation by sediment-drift accretion. *Bulletin of the Geological Society of America* 103(2), 300-309.

G

- Galindo-Zaldivar, J.**, Gonzalez-Lodeiro, F. and Jabaloy, A. (1993) - Stress and Palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to present). *Tectonophysics* 22è, 105-126.
- Galloway, W. E.** (1998) - Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 82, 569-595.
- Garcia-Duenas, V.**, Balanya, J.-C. and Martinez-Martinez, J. M. (1992) - Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborá Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12, 88-95.
- Gascard, J. C.** and Richez, C. (1985) - Water masses and circulation in the Western Alboran sea and in the Straits of Gibraltar. *Progress In Oceanography* 15(3), 157-216.
- Gervais, A.** (2002) - Analyse multi-échelles de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture d'un système turbiditique sableux profond (système du Golo, marge est-corse, Mer Méditerranée). *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*, 285 pp.
- Gervais, A.**, Savoye, B., Piper, D. J. W., Mulder, T., Cremer, M. and Pichevin, L. (2004) - Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). in: *S. A. Lomas and P. Joseph (eds.), Confined Turbidite System. Geological Society, London, Special Publications*, 222, 59-89.
- Gonthier, E.**, Faugères, J.-C. and Stow, D. A. V. (1984) - Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. in: *D. A. V. Stow and D. J. W. Piper (eds.), Fine-Grained Sediments : Deep Water Processes and Facies. Oxford London Edinburg, Geological Society by Blackwell Scientific Publications*. 15, 245 -256.
- Gonthier, E.**, Faugères, J.-C., Viana, A., Figueiredo, A. and Anschutz, P. (2003) - Upper Quaternary deposits on the Sao Tome deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. *Marine Geology* 199(1-2), 159-180.
- Gonzalez, A.**, Cordoba, D., Vegas, R. and Matias, L. M. (1998) - Seismic crustal structure in the southwest of the Iberian Peninsula and the Gulf of Cadiz. *Tectonophysics* 296(3-4), 317-331.
- Gonzalez, R.**, Dias, J. M. A., Lobo, F. J. and Mendes, I. (2004) - Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quaternary International* 120(1), 133-144.
- Gràcia, E.**, Dañobeitia, J., Vergés, J., Bartolomé, R. and Córdoba, D. (2003) - Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22(4), 1-19.
- Grimison, N. L.** and Chen, W. P. J. (1986) - The Azores-Gibraltar plate boundary : focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 91, 2029-2047.
- Grousset, F. E.**, Joron, J. L., Biscaye, P. E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugères, J.-C. and Gonthier, E. (1988) - Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P.: Mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters* 8, 25-34.
- Gründlingh, M.** (1981) - On the Observation of a solitary event in the Mediterranean Outflow. "Meteor" Forsch.-Ergebnisse A/B23, 15-46.

- Gutiérrez-Mas, J. M.**, Hernández-Molina, F. J. and López-Aguayo, F. (1996) - Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Continental Shelf Research* 16(13), 1635-1653.
- Gutiérrez-Mas, J. M.**, López, A. and López, F. (1997) - Clay minerals content in sediments of the continental shelf of Cadiz. *Clay Minerals* 32, 507-515.
- Gutiérrez-Mas, J. M.**, Moral, J. P., Sánchez, A., Dominguez, S. and Muñoz-Perez, J. J. (2003) - Multicycle sediments on the continental shelf of Cadiz (SW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57(4), 667-677.
- Gutscher, M. A.**, Malod, J. A., Rehault, J. P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. and Spakman, W. (2002) - Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30(12), 1071-1074.

H

- Habgood, E. L.**, Kenyon, N. H., Masson, D. G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P. P. E., Gardner, J. M. and Mulder, T. (2003) - Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology* 50(3), 483-510.
- Haq, B. U.** (1991) - Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep-sea. *International Association of Sedimentology, Special Publication 12*, 3-39.
- Haq, B. U.**, Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1987) - Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Haupt, B. J.** and Seidov, D. (2001) - Changes in the deep ocean conveyor and eolian sediment transport caused by meltwater events in high latitudes. *Proceedings of the Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology (IAMG), Cancún, Mexico*.
- Hayes, D. E.**, Pimm, A. C. and al., e. (1972) - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project XIV. 975.
- Hays, J. D.**, Imbrie, J. and Shackleton, N. J. (1976) - Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science* 194, 1121-1132.
- Heezen, B. C.** and Johnson, G. L. (1969) - Mediterranean under-current and microphysiography west of Gibraltar. *Bulletins de l'Institut Oceanographique de Monaco* 67, 1-97.
- Hernández-Molina, F. J.**, Llave, E., Somoza, L., Fernandez-Puga, M. C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., Garcia, M., Díaz-del-Río, V., Fernandez-Salas, L. M., Vázquez, J. T., Lobo, F. J., Alveirinho Dias, J. M., Rodero, J. and Gardner, J. M. (2003) - Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31(1), 19-22.
- Hernández-Molina, F. J.**, Llave, E., Stow, D. A. V., Garcia, M., Somoza, L., Vazquez, J. T., Lobo, F. J., Maestro, A., Diaz del Rio, V. and Leon, R. (2006) - The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53(11-13), 1420-1463.

- Heymann, M. A. W.** (1989) - Tectonic and depositional history of the Moroccan continental margin. in: *A. J. Tankard and H. R. Balkwill (eds.), Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins. AAPG Memoir 46*, 323-340.
- Hiscott, R. N., Cremer, M. and Aksu, A. E.** (1989) - Evidence from sedimentary structures for processes of sediment transport and deposition during post-Miocene time at sites 645, 646 and 747, Baffin Bay and the Labrador Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 105*, 53-64.
- Hiscott, R. N., Hall, F. R. and Pirmez, C.** (1997) - Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. in: *R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 155*, 53-78.
- Hjulström, F.** (1935) - Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fjris. *Bulletin of the University of Upsala, Geological Institute 25*, 221-527.
- Hollister, C. D.** (1967) - Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic. *PhD Thesis, Columbia University, New York*, 368 pp.
- Hollister, C. D. and McCave, I. N.** (1984) - Sedimentation under benthic storms. *Nature 309(5965)*, 220-225.
- Hollister, C. D., Ewing, J. I. and al., e.** (1972) - Initial Reports DSDP 11.
- Holtzapffel, T.** (1985) - Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord, publication n°12*, 136.
- Howe, J. A., Stoker, M. S. and Stow, D. A. V.** (1994) - Late Cenozoic sediment drift complex, northeast Rockall Trough, North Atlantic. *Paleoceanography 9(6)*, 989-999.
- Howe, J. A., Stoker, M. S., Stow, D. A. V. and Akhurst, M. C.** (2002) - Sediment drifts and contourite sedimentation in the northeastern Rockall Trough and Faroe-Shetland channel, North Atlantic Ocean. in: *D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics. London, UK, Geological Society of London. Geological Society Memoir 22*, 65-72.
- Howe, M. R., Abdullah, M. I. and Deetae, S.** (1974) - An interpretation of the Double T-S Maxima in the Mediterranean Outflow using Chemical Tracers. *Journal of Marine Research 32*, 377-386.
- Huang, T. C. and Stanley, D. J.** (1972) - Western Alboran Sea: Sediment dispersal, ponding and reversal of currents. in: *D. J. Stanley (eds.), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory. Stroudsburg, PA, Hutchinson and Ross*, 521-559.
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A. and Jennette, D.** (2003) - Early Compressional History of Minibasins near the Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico. *Applied Geodynamics Laboratory Industrial Associates meeting, Austin, Texas*.
- Hudec, M. R., Jackson, M. P. A. and Schulz-Ela, D. D.** (2005) - A Compressional Origin for Minibasins near the Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting, Calgary*.

I

Iorga, M. and Lozier, M. S. (1999) - Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology: 1. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research* 194, 25985-26029.

J

Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J. and Gonzalez-Lodeiro, F. (1992) - The Mecina extensional system: its relation with the Post-Aquitania piggy-back basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Letters* 12, 96-103.

Jouet, G., Gaudin, M., Bassetti, M., Berné, S., Rabineau, M., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A. and Taviani, M. (2006) - Climatic and environmental variations during the last 130 ka; investigations from sedimentary record on the Rhône deltaic margin (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *7th International Sedimentological Congress, Fukuoka (Japan).*

Jungclaus, J. H. and Mellor, G. L. (2000) - A three-dimensional model study of the Mediterranean outflow. *Journal of Marine Systems* 24(1-2), 41-66.

K

Kenyon, N. H. and Belderson, R. H. (1973) - Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology* 9(2), 77-99.

Kenyon, N., Akhmetzhanov, A. and Ivanov, M. (2000) - Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean margins. Preliminary results of geological and geophysical investigations during the TTR-9 cruise of R/V "Professor Logachev", June-July 1999. *Intergovernmental Oceanographic Commission technical series*, 102 pp.

Kidd, R. B. and Hill, P. R. (1986) - Sedimentation on mid-ocean sediment drifts. in: C. P. Summerhayes and N. J. Shackleton (eds.), *North Atlantic Paleoceanography, Special Publication of the Geological Society* 21, 87-102.

Kiratzi, A. A. and Papazachos, C. B. (1995) - Active crustal deformation from the Azores triple junction to the Middle East. *Tectonophysics* 243, 1-24.

Knauss, J. A. (1978) - Introduction to Physical Oceanography. *Englewood Cliffs, NJ, Prentice Hall* 338 pp.

Kneller, B. C. (1995) - Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* 94, 31-49.

Kneller, B. C. and McCaffrey, W. D. (1999) - Depositional of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection and facies variations. *Journal of Sedimentary Research* 69, 980-991.

Konert, M. and Vandenberghe, J. (1997) - Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44(3), 523-535.

L

- Laberg, J. S.**, Vorren, T. O. and Knutsen, S. M. (2002) - The Lofoten Drift, Norwegian Sea. in: *D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 57-64.
- Lacombe, H.** (1971) - Le détroit de Gibraltar, océanographie physique. *Notes et M. Serv. Géol. Maroc* 22bis, 111-146.
- Lacombe, H.** and Richez, C. (1982) - The regime of the strait of Gibraltar. *Hydrodynamics of semi-enclosed seas: Proceedings of the 13th International Liège Colloquium on Ocean Hydrodynamics, Elsevier Oceanography Series*.
- Lacombe, H.** and Tchernia, P. (1960) - Quelques traits généraux de l'hydrologie méditerranéenne. *Cahiers Océanographiques* 12, 527-547.
- Lajat, D.**, Biju-Duval, B., Gonnard, R., Letouzey, J. and Winnock, E. (1975) - Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain. *Bulletins de la Société Géologique de France* 17(4), 481-485.
- Laughton, A. S.**, Whitmarsh, R. B., Rusby, S. M., Somers, M. L., Revie, J. and McCartney, B. S. (1972) - A continuous east-west fault on the Azores-Gibraltar Ridge. *Nature* 237, 217-220.
- Le Pichon, X.**, Auzende, J. M., Pautot, G., Monti, S. and Francheteau, J. (1971) - Deep sea photographs of an active seismic fault near Gibraltar Straits. *Nature* 230, 110-111.
- Leon, R.**, Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Diaz-del-Rio, V. and Fernandez-Puga, M. C. (2006) - Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cadiz continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53(11-13), 1464-1481.
- Lericolais, G.**, Allénu, J. P., Berné, S. and Morvan, P. (1990) - A new system for acquisition and processing of very high resolution seismic reflection data. *Geophysics* 55(8), 1036-1046.
- Llave, E.** (2004) - Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depositos contornícos del Golfo de Cádiz : implicaciones pleoceanográficas. *Thèse de doctorat, Université de Cadix. Publicaciones del instituto geologico y minero de Espana*, 294 pp.
- Llave, E.**, Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D. A. V., Maestro, A. and Dias, J. M. A. (2001) - Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches* 22, 487-508.
- Llave, E.**, Hernández-Molina, F. J., Stow, D. A. V., Fernandez-Puga, M. C., Garcia, M., Vázquez, J. T., Maestro, A., Somoza, L. and Díaz-del-Río, V. (soumis) - Buried contourite drifts in the Gulf of Cadiz: a contourite depositional system fossilised by tectonic adjustments affecting the Mediterranean Outflow Water. *Marine Geology*.
- Llave, E.**, Schönfeld, J., Hernandez-Molina, F. J., Mulder, T., Somoza, L., Diaz del Rio, V. and Sanchez-Almazo, I. (2006) - High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. *Marine Geology* 227(3-4), 241-262.

- Lobo, F. J.** (1995) - Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Terminal. *Thèse de l'Université de Cadix*, 200 pp.
- Lobo, F. J.**, Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. and Díaz-del-Río, V. (2001) - The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology* 178(1-4), 171-195.
- Lobo, F. J.**, Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A. and Barnolas, A. (2000) - Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology* 117(3-4), 139-154.
- Lofi, J.** and Weber, O. (2001) - SCOPIX - digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structure in undisturbed core slabs. *Geo-Marine Letters* 20(3), 182-186.
- Loget, N.** and Van Den Driessche, J. (2006) - On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology*, In Press.
- Lonsdale, P.** and Hollister, C. D. (1979) - A near-bottom traverse of Rockall Trough: hydrographic and geologic inferences. *Oceanologica Acta* 2(1), 91-105.
- Lopez-Galindo, A.**, Rodero, J. and Maldonado, A. (1999) - Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology* 155(1-2), 83-98.
- Loubere, P.** (1987) - Changes in mid-depth North Atlantic and Mediterranean circulation during the Late Pliocene: isotope and sedimentologic evidence. *Marine Geology* 77, 15-38.
- Lowe, D. R.** (1982) - Sediment gravity flows : II) Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Lowe, J.**, Hoek, W. and INTIMATE-Group (2001) - Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews* 20, 1175-1187.
- Lozier, M. S.**, Owens, W. B. and Curry, R. G. (1995) - The climatology of the North Atlantic. *Progress In Oceanography* 36(1), 1-44.

M

- Madelain, F.** (1967) - Etude hydrologique au large de la péninsule ibérique. *Cahiers Océanographiques* 19(2), 125-136.
- Madelain, F.** (1970) - Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques* 22(1), 43-61.
- Madelain, F.** (1976) - Circulation d'eaux d'origine méditerranéenne au niveau du Cap Finistère. *Rapport Scientifique et Technique du CNEXO* 11, 18.
- Maestro, A.**, Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C. J., Lowrie, A., Vázquez, J. T. and Díaz-del-Río, V. (2003) - Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cadiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova* 15(6), 380-391.

- Maldonado, A.** (1985) - Evolution of the Mediterranean Basins and a Detailed Reconstruction of the Cenozoic Paleooceanography. in: R. Margalef (eds.), *Western Mediterranean, Key Environments*, Pergamon Press, Oxford, 17-60.
- Maldonado, A.** and Nelson, C. H. (1999) - Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology* 155(1-2), 217-242.
- Maldonado, A.**, Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. and Campos, J. (1992) - Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters* 12, 179-186.
- Malod, J. A.** (1982) - Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Péninsule Ibérique. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 235 pp.
- Marchès, E.**, Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E. and Lecroart, P. (accepté) - Contourite drift construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). *Marine Geology*.
- Masson, D. G.**, Kenyon, N. H., Gardner, J. V. and Field, M. E. (1995) - Monterey Fan: channel and overbank morphology. in: K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith (eds.), *Atlas of Deep Water Environments - Architectural style in Turbidite Systems.* London, Chapman and Hall, 74-79.
- Matthiesen, S.** and Haines, K. (2003) - A hydraulic box model study of the Mediterranean response to postglacial sea-level rise. *Paleoceanography* 18(4), doi:10.1029/2003PA000880.
- Mauffret, A.**, Mougénou, D., Miles, P. R. and Malod, J. A. (1989) - Results from Multichannel Reflection Profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal). Comparison with the Canadian margin. in: A. J. Tankard and H. R. Balkwill (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins.* AAPG Memoir 46, 379-393.
- Mazurenko, L. L.**, Soloviev, V. A., Belenkeya, I., Ivanov, M. K. and Pinheiro, L. M. (2002) - Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz. *Terra Nova* 14(5), 321-329.
- Mazurenko, L. L.**, Soloviev, V. A., Gardner, J. M. and Ivanov, M. K. (2003) - Gas hydrates in the Ginsburg and Yuma mud volcano sediments (Moroccan Margin): results of chemical and isotopic studies of pore water. *Marine Geology* 195(1-4), 201-210.
- McCaffrey, W. D.** and Kneller, B. C. (2001) - Process controls on development of stratigraphic trap potential on the margins of confined turbidite systems, and aids to reservoir evaluation. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 85, 971-988.
- McCave, I. N.** and Carter, L. (1997) - Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 44(7), 1203-1237.
- McCave, I. N.**, Bryant, R. J., Cook, H. F., Coughanowr, C. A. and Hollister, C. D. (1986) - Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 561-564.
- McHugh, C. M. G.** and Ryan, W. B. F. (2000) - Sedimentary features associated with channel overbank flow: examples from the Monterey Fan. *Marine Geology* 163(1-4), 199-215.

- McMaster, R. L.**, Locker, S. D. and Laine, E. P. (1989) - The early Neogene continental rise off the eastern United States. *Marine Geology* 87(2-4), 137-163.
- Medialdea, T.**, Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Cordoba, D. and Fernandez-Puga, M. C. (2004) - Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology* 209(1-4), 173-198.
- Meese, D. A.**, Gow, A. J., Alley, R. B., Zielinski, G. A., Grootes, P. M., Ram, M., Taylor, K. C., Mayewski, P. A. and Bolzan, J. F. (1997) - The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research* 102, 26411-26423.
- Mélières, F.** (1974) - Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). *Thèse d'état de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 235 pp.
- Mélières, F.**, Nesteroff, W. D. and Lancelot, Y. (1970) - Etude photographique des fonds du Golfe de Cadix. *Cahiers Océanographiques de Paris* 22, 63-72.
- Mellor, G. L.** (1996) - Introduction to Physical Oceanography. *Woodbury, New York, USA, American Institute of Physics*, 260 pp.
- Mézerais, M. L.**, Faugères, J.-C., Figueiredo, A. G. and Massé, L. (1993) - Contour current accumulation off the Vema channel mouth, southern Brazil basin: pattern of a "contourite fan". *Sedimentary Geology* 82(1-4), 173 -187.
- Middleton, G. V.** and Hampton, M. A. (1973) - Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. in: *G. V. Middleton and A. H. Bouma (eds.), Turbidite and deep-water sedimentation - pacific section. Tulsa. 1*, 1-38.
- Mie, G.** (1908) - Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik* 25(3), 377-752.
- Migeon, S.** (2000) - Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. *Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence*.
- Migeon, S.**, Savoye, B. and Faugères, J.-C. (2000) - Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology* 133(3-4), 265-293.
- Migeon, S.**, Weber, O., Faugères, J.-C. and Saint-Paul, J. (1999) - SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251-255.
- Millot, C.**, Candela, J., Fuda, J.-L. and Tber, Y. (2006) - Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53(4), 656-666.
- Moita, I.** (1986) - Noticia Explicativa da Carta dos Sedimentos Superficiais da Plataforma. *Folha SED 8, Instituto Hidrografico*. 18 pp.
- Monié, P.**, Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez-Lodeiro, F., Goffé, B. and Jabalo, A. (1991) - First report on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Alpine tectonics in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London* 148, 289-297.

- Moreno, A.**, Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sanchez Goni, M. F., Shackleton, N. and Sierro, F. J. (2005) - Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24(14-15), 1623-1636.
- Mougenot, D.** (1988) - Géologie de la marge portugaise. *Thèse d'état de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 257 pp.
- Mougenot, D.** and Vanney, J. R. (1982) - Les rides de contourites plio-quaternaires de la pente continentale sud-potugaise. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine* 31, 131-139.
- Mulder, T.** and Alexander, J. (2001a) - Abrupt changes in slope causes variations in the thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology* 175, 221-235.
- Mulder, T.** and Alexander, J. (2001b) - The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mulder, T.** and Cochonat, P. (1996) - Classification of Offshore Mass Movements. *Journal of Sedimentary Research* 66(1), 43-57.
- Mulder, T.** and Syvitski, J. P. M. (1995) - Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285-299.
- Mulder, T.**, Gonthier, E., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marchès, E. and Voisset, M. (soumis) - Sediment failures and flows in the Gulf of Cadiz (Western Atlantic). *Marine and Petroleum Geology*.
- Mulder, T.**, Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey, Y. and Bujan, S. (2006) - The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Marine Letters* 26, 31-41.
- Mulder, T.**, Lecroart, P., Voisset, M., Schönfeld, J., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernández-Molina, F. J., Llave-Barranco, E., Gervais, A. and teams, T. C. a. I. V.-G. s. (2002) - Past Deep-ocean Circulation and the Paleoclimate Record - Gulf of Cadiz. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 83(43), 481, 487-488.
- Mulder, T.**, Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.-C. (2001a) - Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21(2), 86-93.
- Mulder, T.**, Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.-C. (2002) - Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001, Geo-Marine Letters 21: 86-93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 22(2), 112-120.
- Mulder, T.**, Migeon, S., Savoye, B. and Jouanneau, J.-M. (2001b) - Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *GSA Bulletin* 29(11), 1011-1014.
- Mulder, T.**, Syvitski, J. P. M. and Skene, K. I. (1998) - Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. *Journal of Sedimentary Research* 68(1), 124-137.

- Mulder, T.**, Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Habgood, E. L., Hernández-Molina, F. J., Estrada, F., Llave-Barranco, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Voelker, A., Freitas, P., Lobo Sanchez, F. J., Fernandez, L. M., Kenyon, N. H. and Morel, J. (2003) - The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters* 23, 7-18.
- Mutti, E.** (1992) - Turbidite sandstones. *San Donato Milanese, Agip, Università di Parma*, 275 pp.
- Mutti, E.** and Normark, W. R. (1991) - An integrated approach to the study of turbidite systems. in: P. Weimer and M. H. Link (eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. New York, Springer-Verlag, 75-106.
- Mutti, E.** and Ricci Lucchi, F. (1972) - Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). *International Geology Review* 20, 125-166.
- Mutti, E.**, Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. and Fava, L., Eds. (1999) - An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *American Association Petroleum Geologists continuing Education Course Note Series*.
- Myers, P. G.**, Haines, K. and Rohling, E. J. (1998) - Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography* 13, 586-606.

N

- Nelson, C. H.**, Baraza, J. and Maldonado, A. (1993) - Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology* 82(1-4), 103 -131.
- Nelson, C. H.**, Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C. and Barber, J. H. (1999) - Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology* 155(1-2), 99-129.
- New, A. L.**, Barnard, S., Herrmann, P. and Molines, J.-M. (2001) - On the origin and pathway of the saline inflow to the Nordic Seas: insights from models. *Progress In Oceanography* 48(2-3), 255-287.
- NGRIP-members** (2004) - High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151.
- Normark, W. R.** (1970) - Growth patterns of deep sea fans. *AAPG Bulletin* 54, 2170-2195.
- Normark, W. R.** (1978) - Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : Characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 62, 912-931.
- Normark, W. R.** and Piper, D. J. W. (1991) - Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM Special Publication* 46, 207-229.
- Normark, W. R.**, Posamentier, H. and Mutti, E. (1993) - Turbidite systems: State of the art and future directions. *Reviews of Geophysics* 31(2), 91-116.

O

Ochoa, J. and Bray, N. A. (1991) - Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research* 38(1), 5465-5503.

P

Parilla, G. and Kinder, T. H. (1987) - Oceanografía física del mar de Alborán. *Bulletin de l'Institut Géologique d'Espagne* 4, 133-165.

Perconing, E. (1962) - Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Hors série de la Société Géologique de France Livre à la Mémoire de Paul Fallot*, 231-256.

Pinheiro, L. M., Ivanov, M. K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhaes, V. H., Volkonskaya, A., Monteiro, J. H., Somoza, L., Gardner, J. M., Hamouni, N. and Cunha, M. R. (2003) - Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Marine Geology* 195(1-4), 131-151.

Piper, D. J. W. (1978) - Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. in: D. J. Stanley and G. Kelling (eds.), *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Stroudsburg, Dowden, Hutchinson & Ross, 163-176.

Piper, D. J. W. and Normark, W. R. (1983) - Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* 30, 681-694.

Posamentier, H. W. and Vail, P. R. (1988) - Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. in: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall et al (eds.), *Sea level change - an integrated approach*. Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 42, 125-154.

Prather, B. E. (2000) - Calibration and visualization of depositional process models for above-grade slopes: a case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 17(5), 619-638.

Pujol, C. (1980) - Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie - Stratigraphie - Environnement. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence, 254 pp.

R

Ravenne, C. and Beghin, P. (1983) - Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 38, 279-297.

Reading, H. G. and Richards, M. (1994) - Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 78(5), 792-822.

Rebesco, M. and Stow, D. A. V. (2000) - Seismic expression of contourites and related deposits: including high-latitude, glacially-fed contourite systems. in: D. A. V. Stow (eds.), *Contourite Watch*. Southampton, UK. IGCP 432, 4-5.

- Rebesco, M.**, Pudsey, C. J., Canals, M., Camerlenghi, A., Barker, P. F., Estrada, F. and Giogetti, A. (2002) - Sediment drifts and deep-sea channel systems, Antarctic Peninsula Pacific Margin. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir 22*, 353-371.
- Reeder, M. S.**, Rothwell, G. and Stow, D. A. V. (2002) - The Sicilian gateway: anatomy of the deep-water connection between East and West Mediterranean basins. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir 22*, 171-189.
- Reid, J. L.** (1978) - On the middepth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research* 83, 5063-5067.
- Reid, J. L.** (1979) - On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Research Part A* 26, 1199-1223.
- Reid, J. L.** (1994) - On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress In Oceanography* 33(1), 1-92.
- Rey, J.** and Medialdea, T. (1989) - Morfología y sedimentos recientes del margen continental de Andalucía Occidental. El Cuaternario en Andalucía Occidental. *AEQUA Monografías 1*, 133-144.
- Rhein, M.** and Hinrichsen, H. H. (1993) - Modification of Mediterranean Water in the Gulf of Cadiz, studied with hydrographic, nutrient and chlorofluoromethane data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40(2), 267-291.
- Richards, M.**, Bowman, M. and Reading, H. (1998) - Submarine-fan systems: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology* 15(7), 689-717.
- Richardson, P. L.**, McCartney, M. S. and Maillard, C. (1991) - A search for meddies in historical data. *Dynamics Atmospheres Oceans* 15, 241-265.
- Roberts, D. G.** (1970) - The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 9, 31-37.
- Robinson, S. G.** and McCave, I. N. (1994) - Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic, during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography* 9(6), 943-972.
- Rodero, J.** (1999) - Dinámica sedimentaria y modelo evolutivo del margen continental suroriental del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Superior (Pleistoceno Medio-Holoceno). *Tesis Doctoral, Univ. of Granada*, 343 pp.
- Rodero, J.**, Pallarés, L. and Maldonado, A. (1999) - Late Quaternary seismic facies of the Gulf of Cadiz Spanish margin: depositional processes influenced by sea-level change and tectonic controls (Central North-Atlantic). *Marine Geology* 155, 131-156.
- Roest, W. R.** and Srivastava, S. P. (1991) - Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19(6), 613-616.

- Rogerson, M.**, Rohling, E. J., Weaver, P. P. E. and Murray, J. W. (2005) - Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography* 20, PA3007.
- Rohling, E. J.** and Bryden, H. L. (1994) - Estimating past changes in the Eastern Mediterranean freshwater budget, using reconstructions of sea level and hydrography. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen Serie B* 97, 201-217.
- Rohling, E. J.**, Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W. J. and Eisma, D. (1998) - Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13(4), 316-322.
- Roveri, M.** (2002) - Sediment drifts of the Corsica Channel, northern Tyrrhenian Sea. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 191-208.
- S**
- Sanchez Goni, M. F.**, Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J. O. and Shackleton, N. (2002) - Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95-105.
- Sanz de Galdeano, C.** (1990) - Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics* 172, 107-119.
- Sarnthein, M.** and Faugères, J.-C. (1993) - Radiolarian contourites record Eocene AABW circulation in the equatorial east Atlantic. *Sedimentary Geology* 82, 145-155.
- Sartori, R.**, Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D. and Lodolo, E. (1994) - Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology* 22, 555-558.
- Schermerhörn, L. J. G.** (1971) - An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Boletín Geológico y Minero de España* 82, 239-268.
- Schönfeld, J.** and Zahn, R. (2000) - Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(1-2), 85-111.
- Shanmugam, G.** (2000) - 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models--a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17(2), 285-342.
- Shanmugam, G.** and Moiola, R. J. (1991) - Types of submarine fan lobes: models and implications. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 75, 156-179.
- Shepard, F. P.** (1963) - Submarine valleys, canyons, deep channels, and other marine valleys. in: F. P. Shepard (eds.), *Submarine Geology*. New York, Harper & Row publisher, 311-348.
- Shepard, F. P.** (1981) - Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65(3), 1062-1077.

- Siddall, M.**, Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D. A. (2003) - Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858.
- Sierro, F. J.**, Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I., Frigola, J. and Canals, M. (2005) - Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20(2), PA2019.
- Sivkov, V.**, Gorbastkiy, V., Kuleshov, A. and Zhurov, Y. (2002) - Muddy contourites in the Baltic Sea: an example of a shallow-water contourite system. in: D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 121-136.
- Skinner, L. C.** and McCave, I. N. (2003) - Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Marine Geology* 199(1-2), 181-204.
- Somoza, L.**, Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M. K., Fernandez-Puga, M. C., Gardner, J. M., Hernández-Molina, F. J., Pinheiro, L. M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J. T., Medialdea, T. and Fernandez-Salas, L. M. (2003) - Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology* 195, 153-176.
- Srivastava, S. P.**, Shouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. D., Kovacs, L. C., Verhoef, J. and Macnab, R. (1990) - Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756-759.
- Stanley, D. J.** (1993) - Model for turbidite-to-contourite continuum and multiple process transport in deep marine settings : examples in the rock record. *Sedimentary Geology* 82, 241-256.
- Stanton, B. R.** (1983) - Low frequency variability in the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 30(7), 743-761.
- Stoker, M. S.** (1998) - Sediment drift development on the Rockall continental margin, off NW Britain. in: M. S. Stoker, D. Evans and A. Cramp (eds.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*, The Geological Society of London. 129, 229-254.
- Stow, D. A. V.** (1994) - Deep-sea processes of sediment transport and deposition. in: K. Pye (eds.), *Sediment transport and depositional processes*. Oxford, Blackwell scientific publications, 257-287.
- Stow, D. A. V.** and Hallbrook, J. A. (1984) - North Atlantic contourites, an overview. in: D. A. V. Stow and D. J. W. Piper (eds.), *Fine-Grained Sediments : Deep Water Processes and Facies*. Oxford London Edinburg, Geologica Society by Blackwell Scientific Publications. 15, 245-256.
- Stow, D. A. V.** and Lovell, J. P. B. (1979) - Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* 14(3), 251-291.
- Stow, D. A. V.** and Mayall, M. (2000) - Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17(2), 125-135.

- Stow, D. A. V.** and Shanmugam, G. (1980) - Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of Recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25(1-2), 23-42.
- Stow, D. A. V.**, Armishaw, J. E. and Holes, R. (2002a) - Holocene contourite sand sheet on the Barra Fan slope, NW Hebridean margin. in: *D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 99-119.
- Stow, D. A. V.**, Faugères, J.-C. and Gonthier, E. (1986) - Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites : velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology* 72(1-2), 71-100.
- Stow, D. A. V.**, Faugères, J.-C., Gonthier, E., Cremer, M., Llave, E., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. and Díaz-del-Río, V. (2002b) - Faro-Albufeira drift complex, northern Gulf of Cadiz. in: *D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 137-154.
- Stow, D. A. V.**, Faugères, J.-C., Howe, J. A., Pudsey, C. J. and Viana, A. R. (2002c) - Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. in: *D. A. V. Stow, C. J. Pudsey, J. A. Howe, J.-C. Faugères and A. R. Viana (eds.), Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London. *Geological Society Memoir* 22, 7-20.
- Stow, D. A. V.**, Faugères, J.-C., Viana, A. and Gonthier, E. (1998) - Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology* 115(1-4), 3-31.
- Stow, D. A. V.**, Reading, H. G. and Collinson, J. (1996) - Deep Seas. in: *H. G. Reading (eds.), Sedimentary Environments and Facies, Blackwell Scientific Publication. 3rd Edition*, 380-442.
- Stuiver, M.** and Braziunas, T. F. (1998) - Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14. *Geophysical Research Letters* 25(3), 329-332.
- Sur, H. I.**, Ozsoy, E. and Unluata, U. (1993) - Simultaneous deep and intermediate depth convection in the northern Levantine Sea, winter, 1982. *Oceanologica Acta* 16, 33-43.

T

- Thorpe, S.** (1976) - Variability of the Mediterranean Undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research* 23, 711-727.
- Thunell, R.**, Rio, D., Sprovieri, R. and Vergnaud-Grazzini, C. (1991) - An overview of the post-Messinian paleoenvironmental history of the Mediterranean. *Paleoceanography* 6(1), 143-164.
- Torelli, L.**, Sartori, R. and Zitellini, N. (1997) - The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology* 14(2), 125-138.

- Toucanne, S.**, Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M. and Zaragosi, S. (sous presse) - Contourites of the Gulf of Cadiz: A high resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Tucholke, B. E.** and Mountain, G. S. (1986) - Tertiary paleoceanography of the western North Atlantic Ocean. *The Western North Atlantic Region M*, 631-650.
- Turon, J.-L.** and Londeix, L. (1988) - Les assemblages de kyste de dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran): mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le Dernier Maximum Glaciaire. *Bulletin des centres de recherches exploration production Elf-Aquitaine 12*, 313-344.
- Twichell, D. C.**, Kenyon, N. H., Parson, L. M. and McGregor, B. A. (1991) - Depositional Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. in: P. Weimer and M. L. Link (eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems.* New York, Springer-Verlag, 349-363.

U

- Udías, A.** and Buforn, E. (1992) - Sismicidad y sismotectónica de las Béticas. *Física de la Tierra 4*, 109-123.
- Unterseh, S.** (1999) - Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux. Thèse de 3^{ème} cycle de l'Institut National Polytechnique de Lorraine.

V

- Vail, P. R.** and Mitchum, R. M. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. in: C. E. Payton (eds.), *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration.* Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir. 26, 51-52.
- Vanney, J. R.** and Mougénot, D. (1981) - La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes : Analyse Géomorphologique. *Mémoires des services géologiques du Portugal 28*, 86 pp.
- Vendeville, B. C.** (2005) - Similarities and Differences Between Salt and Shale Tectonics. *European Geosciences Union, Vienna*.
- Vergnaud-Grazzini, C.**, Caralp, M., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Grousset, F. E., Pujol, C. and Saliège, J. F. (1989) - Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP. *Oceanologica Acta 12*, 305-324.
- Viana, A. R.**, Faugères, J.-C. and Stow, D. A. V. (1998b) - Bottom-current-controlled sand deposits -- a review of modern shallow- to deep-water environments. *Sedimentary Geology 115(1-4)*, 53-80.
- Viana, A. R.**, Faugères, J.-C., Kowsmann, R. O., Lima, J. A. M., Caddah, L. F. G. and Rizzo, J. G. (1998a) - Hydrology, morphology and sedimentology of the Campos continental margin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology 115(1-4)*, 133-157.

Viguié, C. (1974) - Le Néogène de l'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, Talence, 449 pp.

Voelker, A. H. L., Lebreiro, S. M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H. and Abrantes, F. (2006) - Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245(1-2), 39-55.

W

Walker, R. G. (1978) - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 62, 932-966.

Weber, O., Gonthier, E. and Faugères, J.-C. (1991) - Analyse granulométrique de sédiments fins marins: comparaison des résultats obtenus au sedigraph et au malvern. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 50, 107-114.

Westaway, R. (1990) - Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters* 96, 393-406.

Wetzel, A. (1993) - The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 77(10), 1679-1692.

Z

Zahn, R., Sarnthein, M. and Erlenkeuser, H. (1987) - Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2(6), 543-559.

Zaragosi, S., Benard, Y., Martin, B., Denis, D. and Van Toer, A. (2005) - Imagerie et analyse d'images sur lames minces: applications à l'étude des processus sédimentaires et des signaux climatiques. *10ème Congrès Français de Sédimentologie, Presqu'île de Giens*.

Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G. A., Turon, J.-L. and Garlan, T. (2001) - Initiation of the european deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Sciences Letters* 188, 493-507.

Zenk, W. (1975) - On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *"Meteor" Forsch.-Ergebnisse* 16, 23-34.

Ziegler, P. A. (1989) - Evolution of the North Atlantic - an overview. in: A. J. Tankard and H. R. Balkwill (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins*. *AAPG Memoir* 46, 111-130.

Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R. and Torelli, L. (1999) - The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali di Geofisica* 42(1), 49-55.

Zitellini, N., Mendes, L. A., Córdoba, D., Dañobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolomé, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, F., Corela, C., Corregiari, A., Della Vedova, B., Gràcia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L. M., Penitenti, D., Rodriguez, P., Rovere, M., Terrinha, P., Vigliotti, L. and Zahinos Ruiz, A. (2001) - Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 82(26), 285, 290-291.

ANNEXES

ANNEXE 1

Past Deep-ocean Circulation and the Paleoclimate Record—Gulf of Cadiz

Deep marine currents are strongly influenced by climatic changes. They also deposit, rework, and sort sediment, and can generate kilometer-scale sedimentary bodies (drifts). These drifts are made of thoroughly bioturbated, stacked sedimentary sequences called contourites [Goussier *et al.*, 1984]. As a consequence, change in the direction or intensity of currents can be recorded in the sediments.

The Gulf of Cadiz represents the pathway of a strong warm (13°C), and saline (> 37 g l⁻¹) current called the Mediterranean Outflow Water (MOW), which comes out of the Mediterranean and spreads in the mid-depth North Atlantic at water depths of 800–1200 m. Its velocity is > 3 m s⁻¹ when it flows out of the Strait of Gibraltar (Figure 1). A current named the Atlantic Inflow [Nelson *et al.*, 1999] flows back from the Atlantic into the Mediterranean. The MOW velocity quickly drops from the Strait of Gibraltar, but still reaches 0.2 m s⁻¹ at Cape St. Vincent (southwest Portugal).

New high-resolution bathymetry data presented in Figure 2 were collected during the CADISAR cruise on the R.V. *Le Surif* (August 2001) using a multi-beam echosounder EM 300. The map covers an area ranging between N35° 35' and N36° 35' and W6° 40' and W8° 10' (Figures 1 and 2). It shows in detail the complex current activity in this area. Long Calypso piston cores were collected during the IMAGES V cruise with the French research vessel *Morvan Dubois* (September 1999). They allow reconstruction of the past MOW circulation, which was strongly influenced by paleoclimatic changes. This circulation affected the deep-water circulation on a global scale.

Present-day Circulation, Sea Floor Morphology

The new bathymetry and imagery data show that the MOW controls regional sedimentation patterns and explains the general way the Gulf of Cadiz sedimentary system works (Figure 2). When entering the Gulf, a part of the MOW is quickly deflected under the effect of the coriolis force and takes a northwest path [Madelain, 1970]. MOW captures particles supplied by Spanish rivers and from the shelf [Goussier *et al.*, 1988]. The particles are entrained and dispersed by the high energetic MOW on the continental slope in the Gulf of Cadiz and to

the north beyond. The sedimentary features observed downflow from Gibraltar mirror the progressive decrease of MOW energy [Keryon and Belderson, 1973]. Global grain-size of surface sediment also decreases when MOW velocity and competency (i.e. the ability of the flow to transport detritus in term of particle size) decrease.

Following the MOW westward from the Strait of Gibraltar, gravel lags and giant erosional features (GF in Figure 2) are first observed, and then, sand patches (SP in Figure 2), and sediment waves (SW in Figure 2) with their sand content decreasing westward [Máñez, 1974; Keryon and Belderson, 1973; Nelson *et al.*, 1999]. A part of the MOW is channeled by the major, northern, intermediate or southern channels (MC, NC, IC, and SC, respectively, in Figure 2) or by secondary channels (SeC in Figure 2), such as the Gil Eanes channel (GE in Figure 2).

One of these channels follows a tectonic lineament oriented N45° that is associated with topographic highs and lows (DL in Figure 2). Some of the highs are circular and interpreted as diapirs of Triassic evaporites [Maugenot, 1988]. Others are escarpments with a more linear trend and represent probably submarine scarps of outcropping rocks or consolidated sediments. Most of topographic lows also have a circular shape. They are interpreted as collapse zones due to dissolution of Triassic evaporites. These observations suggest that the orientation of the south MOW channel, and hence, the flow direction, is locally controlled by tectonic features.

Recent tectonic stress is also documented by the presence of a mud volcano (MV in Figure 2) in the southeastern-most part of the map. On the landward side of the channels, MOW velocity decreases and fine particles deposit, forming thick sediment accumulations such as the Faro (FD in Figure 1) and the Guadalquivir drifts (GD in Figures 1 and 2; Goussier *et al.*, 1984; Maugenot, 1988). They began to grow just after the Messinian (5–5.3 Ma), when the current Mediterranean-Atlantic connection formed [Raschies *et al.*, 1985a].

Another part of the MOW spills over a topographic high (TH in Figure 2) and strongly



Fig. 1. General map of the Gulf of Cadiz showing the general circulation of the MOW and location of cores MD99-2336, MD99-2337, MD99-2338, MD99-2339, MD99-2340, and MD99-2341. Arrows indicate MOW direction. FD - Faro drift, GD - Guadalquivir drift, PD - Portuguese drift.

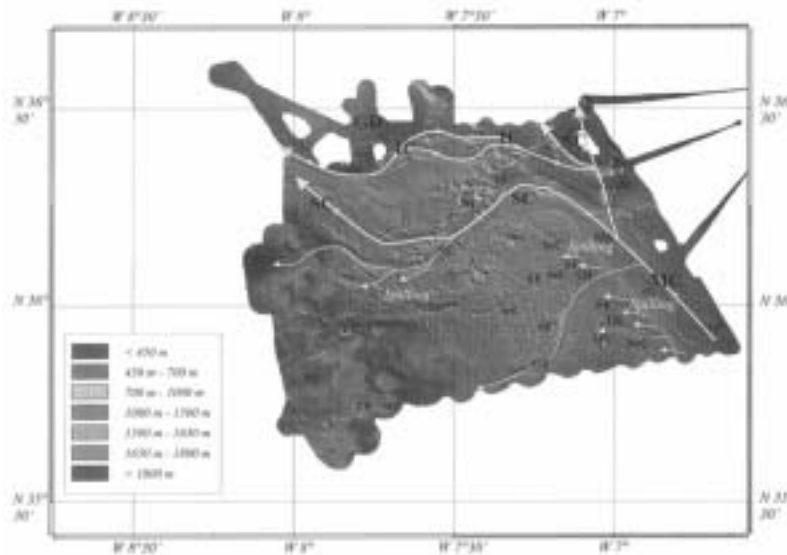


Fig. 2. High-resolution (30 m x 30 m grid) bathymetric map of the south part of the Gulf of Cadiz extending west of Gibraltar. DL - Lineaments of diapirs and rock outcrops, GD - Gandalquivir drift, GE - Gil Eanes channel, GF - Giant erosional features, IC - Intermediate MOW channel, MC - Major MOW channel, MV - maad volcanos, NC - North MOW channel, PB - Ponded basins (ancient sediment failures), SC - South MOW channel, SeC - Secondary channel, SF - sediment failure, SP - sand patches, SW - sediment masses, TH - topographic high. Arrows indicate MOW pathways. Map produced using Caribbes software from IFREMER.

decelerates, and deposits particles forming extended fields of sediment waves in the depth interval between 1000 and 1500 m (Figures 1 and 2). This process induces very high sedimentation rates of up to 30 cm ka⁻¹ in core MD99-2339 (J. Schönfeld, unpublished data, 2001). These high sedimentation rates and the continuous east-west shearing of surface sediment by MOW induces sediment deformation and failures (SF in Figure 2), with occasional rounded morphology indicating simple sediment collapse without transport, shallow slumps, or bottleneck sediment flows, according to the terminology of Prior and Coleman [1979].

Recent earthquakes—such as the 1755 Lisbon earthquake [Zhelezov et al., 1996]—with their epicenter located in the Gulf of Cadiz or in the neighboring areas, and related to the activity of the accretion prism, probably contributed strongly to the triggering of these slope failures. They also could be responsible for pockmark formations. These instabilities could be at the origin of the formation of secondary channels such as the Gil Eanes channel by retrogressive erosion. The most western part of the map shows circular to egg-shaped depressions (PB in Figure 2), interpreted as large sediment failures heading westward, and finally forming small ponded basins. The recent discovery of methane hydrates, cold seeps, and gas bubbles in sediment cores from pockmarks suggests that sediment instabilities could also be promoted by methane clathrates fluidizing [Somoza et al., 2002].

Past Circulation and Paleoclimatic Records

Six 20-m-long cores have been collected during the IMAGES V cruises on the high sedimentation rate zones (Figures 1 and 3): the Portimão drift (MD99-2336), the Faro drift (MD99-2337), the Gandalquivir drift (MD99-2338), a mud-wave field (MD99-2339 and MD99-2340), and a landward terrace of the northern channel (NC, MD99-2341). Detailed sedimentological analysis shows that the cores comprise successions of alternating fine- and coarse-grained contourites. Coarse-grained contourites are deposited during periods of increased MOW velocity [Gonfrier et al., 1984]. Correlations with shorter cores [Fingères et al., 1985b] suggest that three major periods of MOW acceleration are evidenced in the cores, except on the Portimão drift, where a sedimentary hiatus exists for the interval Boelling-Younger Dryas.

The three periods are noted as peak contourites I, II, and III in Figure 3 and correspond, respectively, to ages of ca. 3000 yrs BP (Younger Dryas and termination IB), and 13,000–15,000 yrs BP (Last Isotopic Maximum and Heinrich Event H1), on the radiocarbon time scale [Vergnaud-Grazzini et al., 1989]. During these periods, coarse-grained contourites are associated with high benthic ¹³C levels and high (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) ratios [Vergnaud-Grazzini et al., 1989]. These periods of MOW intensification are also recorded in benthic faunal and

isotope data from the upper Portuguese margin [Schönfeld and Zahn, 2000] and correspond to major Northern Hemisphere ice-melting phases with better oxygenation of intermediate waters in the Gulf of Cadiz following the Last Glacial Maximum (LGM, 18,000 yrs BP or isotopic stage 2).

The period just following the LGM (17,000–15,000 yrs BP) and intervals between 13,000–11,400 yrs BP and 9000–5000 yrs BP are characterized by a finer sedimentation, suggesting a MOW of lesser intensity. The new IMAGES cores confirm the previous results about change in MOW activity since the LGM, and extend the MOW record back in time to 50,068 (MD99-2341) and 91,645 (MD99-2336) calendar years. The average sand content is higher prior to the last Glacial-Interglacial Transition in cores MD99-2338 and MD99-2341 than during the Holocene.

A backward extrapolation of the sand content variations from LGM to the present suggests that MOW velocity was probably higher during isotopic stage 3 than presently. It progressively decreased until LGM for the depth interval between 500–1200 m. This suggests an intensification of MOW during ice melting periods, similar to what happened after LGM. Pulses of energetic MOW during major cold periods (Stadials) are displayed by sand content maxima and contourite beds that alternate with periods of lesser intensity during Interstadials 3 through 12 (Figure 3). This pattern remains consistent further back in time. Oxygen isotope stage 4 in core MD99-2336 (1250–1405 cm) again shows higher sand contents and a bundle of contourite beds.

Gulf of Cadiz is Key

These data suggest that the Gulf of Cadiz is a key area to study this climatic record. Changes and pulses in MOW intensity are accurately recorded by deep-sea sedimentation and related to climatic changes. The sensitivity of the Gulf's sedimentary systems is due to the very strong current, in that the amplitude of change in velocity is sufficiently large to be recorded accurately. Simultaneously, particle supply is high and allows high sedimentation rates that facilitate a high temporal resolution to monitor millennial variations.

Reconstruction of the history of MOW activity is a key point for understanding recent global climatic changes and climate regulation during the Quaternary. The rate of MOW advection, presumably is involved with North Atlantic thermohaline circulation THC [Reis, 1979], even though the sensitivity of modern THC-to-variable-MOW inputs is controversial [Johnson, 1997; Aabmstad, 1998]. Nonetheless, under different—i.e., glacial—conditions with a weakened THC, MOW may well prove to be a key component to understanding rapid climatic changes and climate regulation. The dense Mediterranean outflow increases the density of cold Atlantic deep-water masses, and it may stabilize, or in cases of decreased MOW advection, destabilize the thermohaline circulation, and trigger climate change.

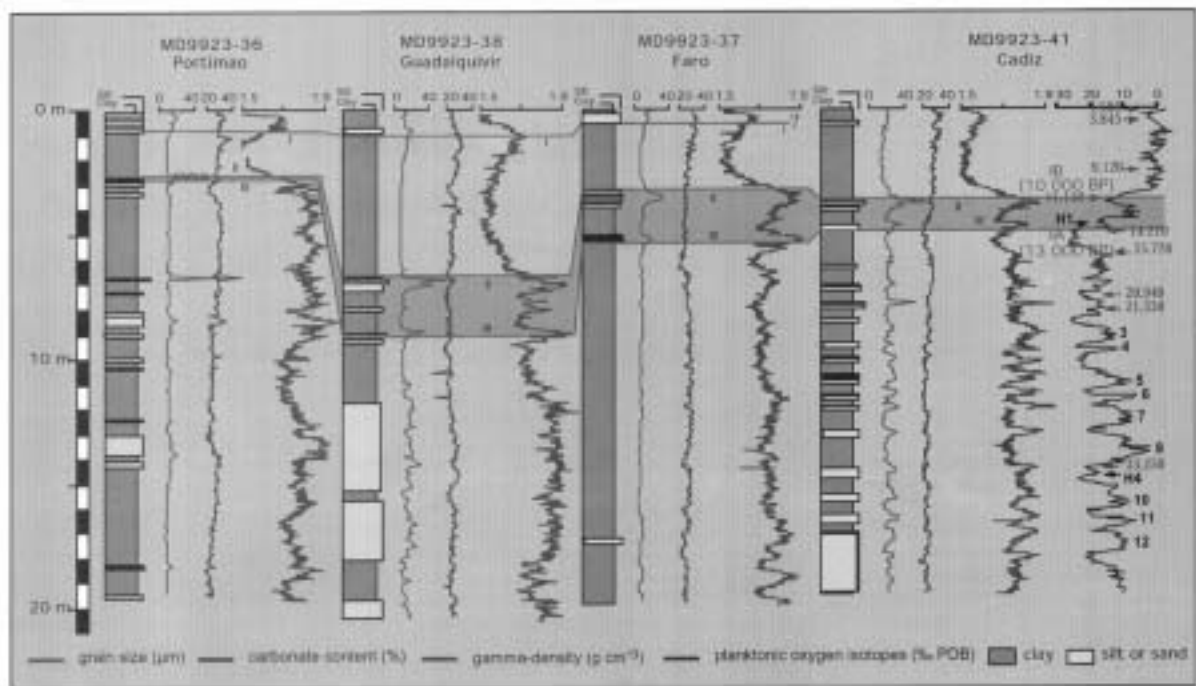


Fig. 3. Synthetic description and stratigraphic correlation for cores MD99-2336, MD99-2337, MD99-2338, and MD99-2341. The arrows indicate levels of ^{14}C AMS dating on planktonic foraminifers in core MD99-2341. Block digits are Interstadial and Heinrich Event numbers.

Acknowledgments

We thank the crew of the CADISAR cruise on the R.V. *Le Suré*. EM300 is manufactured by Simrad-Kongsberg. Contribution Number DGO Université Bordeaux 1-UMR-CNRS EPOC 1452. The members of the CADISAR and IMAGES VGINNA (Gulf of Cadiz portion) scientific teams are F.J. Lobo, A. Völker, E. Halgadó, F. Estrada, L.M. Fernandez, P. Freitas, Y. Fuchey, C. Gorini, S. Lehmann, N.H. Kenyon, D. Poirier and J. Morel.

Authors

T. Mulder, P. Leccicot, M. Weissert, J. Schönfeld, E. Le Dizec, E. Gonthier, V. Hanquiez, R. Zahn, J.-C. Faugères, E. Hernandez-Molina, E. Llanes-Bernasco, A. Geraïs and the CADISAR and IMAGES VGINNA scientific teams. For more information, contact Thierry Mulder, Université Bordeaux 1, Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805 EPOC, 33415 Talence cedex, France; E-mail: t.mulder@gencean.u-bordeaux.fr

References

Faugères, J.-C., M. Crouzet, H. Montéin, and L. Gaspat. Essai de reconstruction des processus d'édification de la ride sédimentaire du Faro (marge sud portugaise). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain*, 37, 229-258, 1985a.

Faugères, J.-C., M. Fraipa, E. Gonthier, and E. Grouzet. Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au Quaternaire récent. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain*, 37, 259-287, 1985b.

Gonthier, E., J.-C. Faugères, and D.A.V. Stow. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz, in *Fine Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*, (special pub.), Geological Society of London, 275-292, 1994.

Grouzet, F.E., J.L. Jorin, P.E. Biscaye, C. Laloche, M. Teul, N. Maillet, J.-C. Faugères, and E. Gonthier. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 Years B.P.: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Abstr. Lett.*, 8, 25-34, 1998.

Johnson, R.G. Climate control requires a dam at the Strait of Gibraltar. *Est. Trans. AGU*, 78, 280-283, 1997.

Kenyon, N.H. and R.H. Belderson. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with sidescan sonar. *Sediment Geol.*, 9, 77-99, 1973.

Madélin, F. Influence de la topographie du fond sur l'établissement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Gabiers Océanogr.*, 22, 43-61, 1970.

Mélines, F. Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). Doctorat d'Etat, no. A10206, 225 pp. Université Paris 6, Paris, 1974.

Mougenot, D. Géologie de la marge Portugaise. Thèse Doctorat d'Etat, 257 pp. Université Paris 6, Paris, 1988.

Nelson, C. H., J. Barza, A. Maldonado, J. Rodero, C. Escobar, and J. H. Barber, Jr. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow

currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. In *Evolution of the Iberian Margin and the Gulf of Cadiz*, edited by A. Maldonado and C.H. Nelson, *Mar. Geol.*, 155, 99-129, 1999.

Priol, D.B., and J.M. Coleman. Submarine landslide geometry and nomenclature. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 23, 415-426, 1979.

Rahmstorf, S. Influence of Mediterranean outflow on climate. *Est. Trans. AGU*, 79, 281-282, 1998.

Reid, J.L. On the contribution of the Mediterranean outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res.*, 36, 1199-1223, 1971.

Schönfeld, J. and R. Zahn. Late glacial to Holocene history of the Mediterranean outflow: Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 159, 85-111, 2000.

Somoza, L., et al. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: Imagery of multibeam data and ultra-high resolution data, special issue: Sedimentary Processes and Hydrocarbon Seepage on Deep European Continental Margins. *Marine Geology* (in press).

Wegman-Grozzini, C. M. Camp, J.-C. Faugères, E. Gonthier, F.E. Grouzet, C. Pajot, and J.-E. Saigóles. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 ky B.P. *Oceanol. Acta*, 12, 305-324, 1989.

Zahraoui, N., F. Chierici, R. Sartori, and L. Turelli. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 42, 49-55, 1988.

ANNEXE 2

T. Mulder · M. Voisset · P. Lecroart · E. Le Drezen
E. Gonthier · V. Hanquiez · J.-C. Faugères
E. Habgood · F. J. Hernandez-Molina · F. Estrada
E. Llave-Barranco · D. Poirier · C. Gorini · Y. Fuchey
A. Voelker · P. Freitas · F. Lobo Sanchez
L. M. Fernandez · N. H. Kenyon · J. Morel

The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee

Received: 25 March 2002 / Accepted: 20 January 2003 / Published online: 15 March 2003
© Springer-Verlag 2003

Abstract Recent multibeam bathymetry and acoustic imagery data provide a new understanding of the sedimentary system located in the Gulf of Cadiz which is under the influence of a strong current, the Mediterranean Outflow Water (MOW). When it comes out from the Strait of Gibraltar, the MOW is either channelled along major or secondary channels, or spills over a sedimentary levee. Frequent earthquakes and the constant current shearing generate widespread sediment deformation and instability of contourite deposits. Secondary channels can form by retrogression following an initial failure. At their mouth, sediment accumulates in the form of small sandy contourite lobes. These observations suggest that the Gulf of Cadiz system shares many similarities with channel–levee complexes formed by turbidity current activity. The main difference is that,

in the Gulf of Cadiz, the main process is a strongly flowing saline current which locally interacts with gravity processes.

Introduction

The Gulf of Cadiz is located in the eastern Atlantic Ocean, northwest of the Strait of Gibraltar, along the Spanish and Portuguese continental margins (Fig. 1). The study area is located at the termination of the Azores–Gibraltar transform fault (Srisvastava et al. 1990) where Iberia and Africa converge in a NNW–SSE direction (Argus et al. 1989).

T. Mulder (✉) · P. Lecroart · E. Gonthier · V. Hanquiez
J.-C. Faugères · D. Poirier · J. Morel
Département de Géologie et Océanographie,
UMR 5805 EPOC, Université Bordeaux I,
Avenue des Facultés,
33405 Talence cedex, France
E-mail: t.mulder@epoc.u-bordeaux.fr

M. Voisset · E. Le Drezen
IFREMER, DRO/GM, Centre de Brest,
B.P. 70, 29280 Plouzané, France

E. Habgood · N. H. Kenyon
Challenger Division for Seafloor Processes,
Southampton Oceanography Centre,
Empress Dock, Southampton SO14 3ZH, UK

F. J. Hernandez-Molina
Dpto. de Geociencias Marinas,
Facultad de Ciencias,
36200 Vigo (Pontevedra), Spain

F. Estrada
CSIC, Instituto de Ciencias del mar,
Paseo Juan de Borbon s/n,
08039 Barcelona, Spain

E. Llave-Barranco
Servicio de Geología Marina, Instituto Geológico y Minero,
C/Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, Spain

C. Gorini
Bâtiment SN5, Université Lille 1,
59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

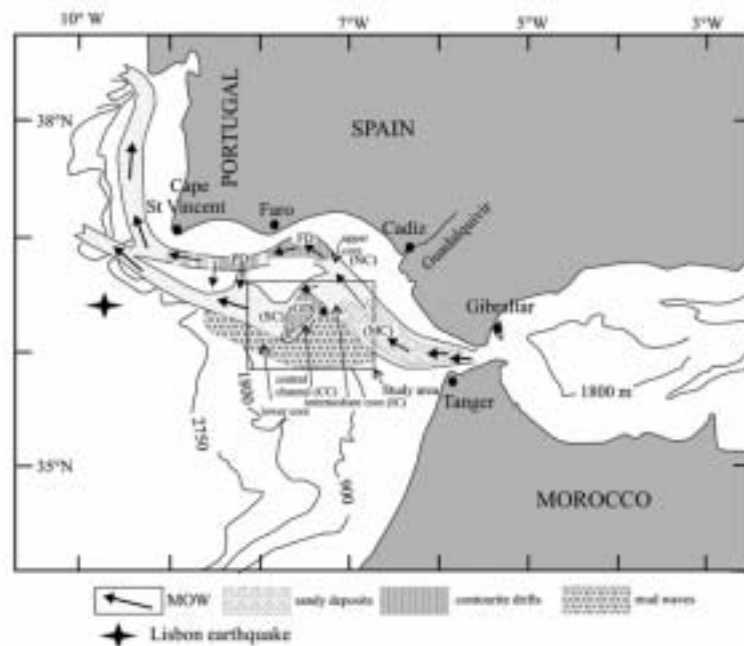
Y. Fuchey
Département de Géologie, Université de Genève,
13 rue des maraichers, 1211 Genève, Switzerland

A. Voelker · P. Freitas
Departamento de Geologia Marinha,
Instituto geológico e Mineiro,
Estrada de Portela, Zambujal,
2720 Alfragide, Portugal

F. L. Sanchez
CIACOMAR, Universidade do Algarve,
Avenidas Forças Armadas s/n.,
8700 Olhao, Portugal

L. M. Fernandez
Instituto Espanol de Oceanografia,
c/o Corazon de Maria 8, 5 planta,
28002 Madrid, Spain

Fig. 1 General map of the Gulf of Cadiz showing the three cores of the Mediterranean Outflow Water. *Bold arrows* indicate MOW direction. *CC* Central channel; *GD* Guadalquivir Drift; *FD* Faro Drift; *IC* intermediate core of the MOW; *MC* main MOW channel; *NC* northern channel of the MOW; *PD* Portimão Drift; *SC* southern channel of the MOW



The present sedimentation in the Gulf of Cadiz is controlled by the Mediterranean Outflow Water (MOW), a strong current which has been active since the Pliocene, after the Mediterranean basin was flooded after the Messinian salinity crisis (Mougenot and Vanney 1982). This activity is attested by the construction of large contourite drifts such as the Faro (Faugères et al. 1984, 1985a; Stow et al. 1986; FD in Fig. 1), the Portimão (PD in Fig. 1), and the Guadalquivir drifts (Somoza et al. 1997; GD in Fig. 1). These are generally plastered over salt diapirs (Malod 1982) or tectonic highs such as the Guadalquivir Bank. Cores taken in the top part of the drifts show thick accumulations of thoroughly bioturbated, fine-grained sedimentary sequences with typical thicknesses of 0.2–1.2 m (Gonthier et al. 1984). The construction of the drifts is cyclic, being controlled by climatic and eustatic oscillations. Eustasy either widens or restricts the pathway between the Mediterranean and the Atlantic during relative highstands and lowstands, respectively (Faugères et al. 1985b; Grousset et al. 1988; Vergnaud-Grazzini et al. 1989), thereby modifying both the flow path and the current intensity of the MOW. Presently, the MOW is a strong, warm (13 °C), and saline (38 g l⁻¹) current which flows out of the Mediterranean below the Atlantic waters (Ambar et al. 1976; Ambar 1983). It reaches core velocities of > 2.5 m s⁻¹ along the continental slope near Gibraltar and still flows at 0.2 m s⁻¹ off Cape St. Vincent in Portugal (Meincke et al. 1975; Johnson et al. 2002). A current named the Atlantic inflow (Nelson et al. 1999) flows back from the Atlantic into the Mediterranean. When reaching the gulf, the MOW is rapidly deflected towards the north due to the Coriolis force. West of

06°20'W, it splits into two cores which flow along the seabed at water depths of 300 to 1,500 m (Fig. 1). The upper core is a geostrophic current which follows a northerly path, bending westwards along the Spanish and Portuguese continental slopes at depths of 300–600 m. The lower core is an ageostrophic current which flows directly westwards from the Strait of Gibraltar. It divides into an intermediate core flowing between 600- and 900-m water depths, and a deep core flowing between 900 and 1,500 m (Madelain 1970). At approximately 1,300–1,500 m water depths in the western part of the Gulf of Cadiz, the MOW is disconnected from the seafloor and becomes a water mass intercalated between the deep and intermediate Atlantic waters. The velocity of the MOW is strongly influenced by seafloor morphology (Heezen and Johnson 1969; Madelain 1970; Mélières 1974). Thorpe (1972, 1976), for example, reported an average local current speed of 0.4 m s⁻¹ which increases to 0.8–1 m s⁻¹ when the flow is channelled. On a plateau such as the Faro drift, the MOW spreads out and its velocity can decrease from 0.3–0.4 to 0.1–0.2 m s⁻¹. On contourite drifts, where its velocity decreases, sedimentation rates vary from 5 to 13 cm 1,000 year⁻¹ on the upper and middle slopes, respectively (Nelson et al. 1993). An extreme value of 38 cm 1,000 year⁻¹ has been reported by Schönfeld and Zahn (2000).

The sediments carried by the MOW are derived from Spanish rivers, particularly the Guadalquivir River. Initially, these are either transported rapidly towards Gibraltar by along-shelf currents or they are temporarily trapped on the shelf before being reworked by gravity processes. Finally, when arriving on the Gibraltar slope,

the particles are entrained by the energetic MOW. The average grain size of the surface sediments decreases when the MOW velocity decreases. Following the MOW from Gibraltar, one at first encounters gravel lags followed by sand patches as well as sand and silt waves (Habgood et al., personal communication), mixed silt and mud waves, and finally mud waves (Kenyon and Belderson 1973; Gardner and Kidd 1983; Nelson et al. 1993, 1999). All these studies present the global water circulation and give a general view of the sediment distribution in the Gulf of Cadiz. Tectonic studies focused on deep structures are in general disconnected from surface observation.

In this paper, we present a new morphology for the Gulf of Cadiz, derived from multibeam bathymetry and acoustic imagery, with an accuracy which has to date never been achieved in this area. These data are used to explain how tectonics can force flow dynamics and sediment distribution in the gulf. This paper also shows how surface sedimentary structures are related to deep deformation or to tectonic activity.

Material and methods

The data presented in this paper were collected during the CADISAR cruise on the RV "Le Suroit" in August 2001. Bathymetric data and acoustic imagery were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a frequency of 30 kHz and

a maximum angle of 150° , the swath width varying between 300 and 5,000 m at water depths of 10 and 5,000 m, respectively. It was operated at a speed of 5–5.5 knots. The acoustic data were corrected for salinity and density effects using 5 CTDs (SBE19 probes) and 35 thermoprobes (Sippican). The top of 25 Kullenberg piston cores was used to control the grain size and interpret the acoustic imagery.

Results

The area mapped during the CADISAR cruise is located south of the northernmost MOW channel (Fig. 1). It covers the area located between $35^\circ40'N$ and $36^\circ30'N$, $06^\circ30'W$ and $08^\circ10'W$ (Figs. 2 and 3). The bathymetry ranges from 600 m in the NE corner of the study area to 1,920 m in the southwestern corner. The average regional slope remains less than 1° towards the SW.

Six features can be distinguished in the study area. Four are channels draining the MOW cores: (1) the main MOW channel close to the Strait of Gibraltar (MC in Fig. 1) which drains the three superposed cores, (2) the northern MOW channel (NC in Fig. 1) which drains the upper core, (3) the central MOW channel (CC in Fig. 1), and (4) the southern MOW channel (SC in Fig. 1). Both central and southern channels drain the lower core. Two are inter-channel areas: (5) the area between the central and southern channels, and (6) the area south of the southern channel and west of the main

Fig. 2 High-resolution (30×30 -m grid) EM300 bathymetric map of the part of the Gulf of Cadiz studied during the Cadisar cruise. *Black numbers* refer to Fig. 4

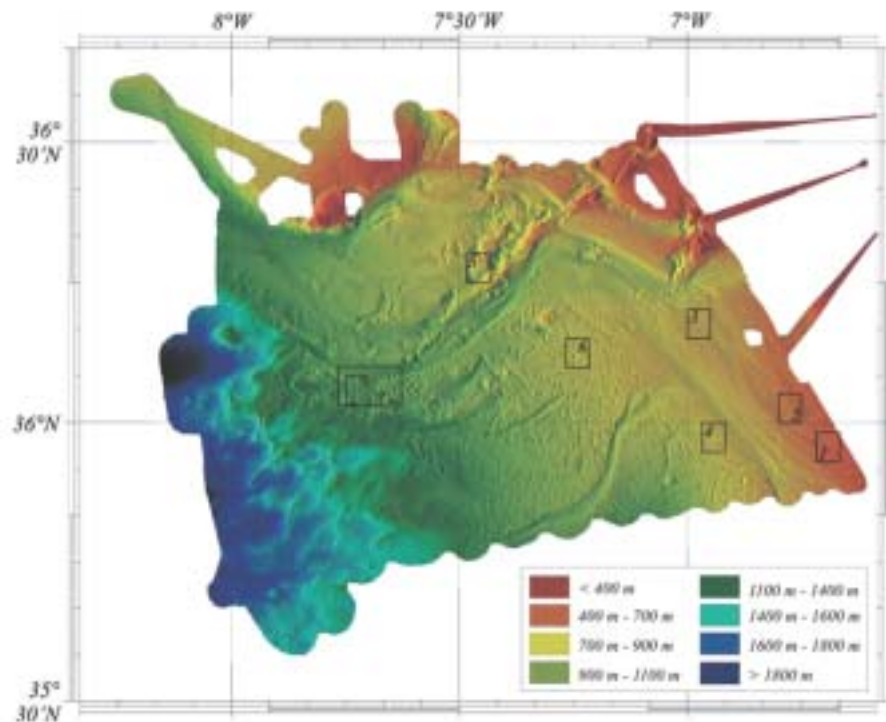
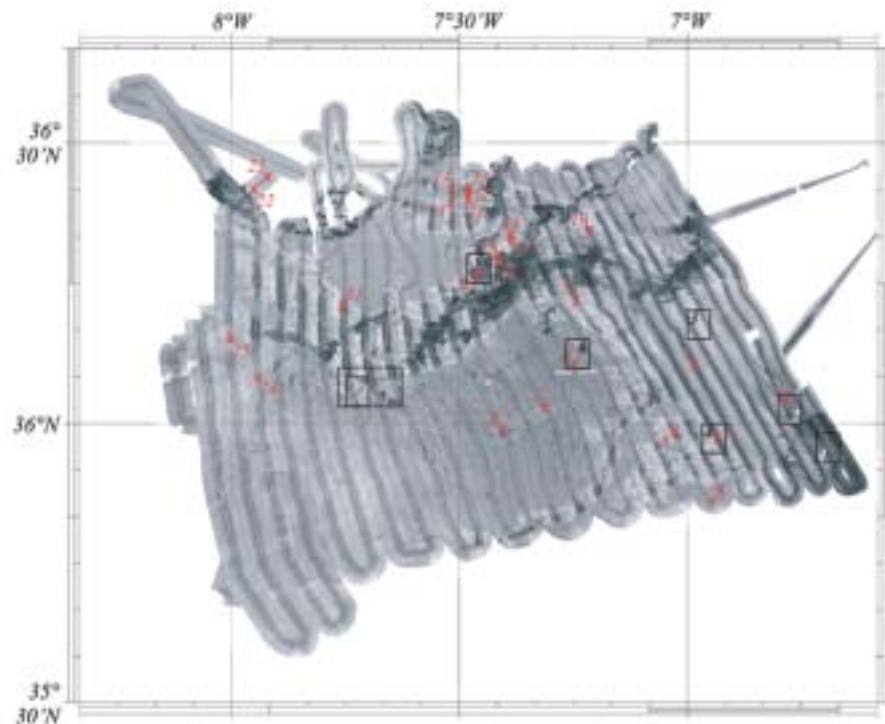


Fig. 3 High- resolution (12.5x12.5-m grid) EM300 acoustic imagery map of the part of the Gulf of Cadiz studied during the Cadisar cruise. *Black numbers* refer to Fig. 4. *Red numbers* are core locations



channel. Channels have a "striped" backscatter, indicating high reflectivity (Fig. 3). The stripes appear because backscatter of beams reflecting vertically to the ship are stronger than the backscatter of beams reflecting at lower angles. This high backscatter indicates that the channels are dominated by erosional processes and/or they are made of coarse-grained consolidated sediments.

The main MOW channel

The main MOW channel (MC in figures) appears in the southeast corner of the study area (Figs. 2, 3 and 5) where it extends out from the Strait of Gibraltar. It drains the three parallel flowing MOW cores. On the maps of Figs. 2 and 3, where only its western and deepest part is visible, it is more than 16 km wide. The channel is NNW aligned, its floor dipping towards the west, i.e. following the same trend as the dip of the regional slope. The decrease in flow strength of the MOW away from the Strait of Gibraltar is particularly evident on this channel floor. In the southeastern corner of the acoustic map, east of 06°45'W and south of 36°01'N, the channel shows high backscatter (Fig. 3) with giant furrows (length: 1–6 km; width: 100–250 m) and scours (1 in Fig. 4 and GF in Fig. 5), which are aligned at 105° close to Gibraltar, progressively bending towards 140°. On tidal shelves, furrows form beneath currents stronger than 1 m s⁻¹ (Belderson et al.

1982). This suggests that these features are the result of erosion by the high MOW velocity (Kenyon and Belderson 1973; Nelson et al. 1999). The high reflectivity is related to the presence of gravels on the channel floor (Kenyon and Belderson 1973; Nelson et al. 1999; Fig. 3). The deposits of this area are interpreted to represent a gravel lag, i.e. a deposit in which all the particles finer than coarse sand have been winnowed by strong currents.

The channel then bends towards the north (south bend, SB in Fig. 5). The classical shape of the meander suggests a southerly or southwesterly migration of this bend. Between 36°01'N and 36°08'N, and east of 6°58'W, giant furrows are still present. They are associated with ribbons (length: 3–9 km; width: 125–1 km) of the type described by Kenyon (1970; 2 in Fig. 4), and the backscatter is of lower intensity on the reflectivity map (Fig. 3). Erosion still dominates, but particles are probably finer than further south, suggesting the presence of coarse sand lag deposits. The northern and the western parts of the main channel are areas in which the MOW velocity apparently does not exceed 1.5 m s⁻¹ (Meincke et al. 1975; Johnson et al. 2002). These areas are covered only with coarse-grained sediment waves (3 in Fig. 4 and SW in Fig. 5), mainly sand waves, their crests being oriented 40°N which indicates a NW trend on average (130°) of the MOW flow direction. Such waves are frequently associated with geostrophic currents (Damuth 1975), deep-sea turbidite activity (Migeon et al. 2000, 2001; Gervais et al. 2001),

or the interaction of both current types (Viana 1998; Viana et al. 1998; Faugères et al. 1999). At the western side of the channel, wave crests have a north-northeastly orientation (15°), indicating that part of the MOW also flows westwards. In the divergence area (36°18'N, 07°02'W, DA1 in Fig. 5), the main channel forks into a northern and a southern channel.

The northern channel

The northern channel is just visible in the northeastern corner of the map. It is 12 km wide, more than 120 m deep, and drains the upper core flow of the MOW. Just north of the divergence area, the northern channel crosses a NE-SW-oriented submarine valley (SV1 in Fig. 5) (36°22'N, 07°02'W). This valley forms a connection between the upper and the lower cores of the MOW. In this valley, particle-laden gravity flows can interact with the MOW. A similar valley (SV2) oriented at 52° appears in the northeastern corner of the map (36°25'N, 07°13'N). The northern and the southern channels are separated by a 120-m-high escarpment dipping towards the SW and striking in a NW-SE trend. It extends between 36°19'N, 07°02'W and 36°22'N, 07°16'W. This escarpment could indicate either a tectonic control or an evolution in MOW dynamics. In this latter case, this would suggest that the northern channel either formed before the southern channel or that the southern core drained by the southern channel is presently more energetic than the northern core which occupies the northern channel.

The southern channel

The southern channel corresponds to channel 2 of Kenyon and Belderson (1973; Figs. 2, 3 and 5) which drains the lower core of the MOW. It is more than 300 m deep in its eastern part, more than 150 m deep in its western part, and 4 to 10 km wide. West of the divergence area, it bends towards the SW (northern bend, NB in Fig. 5). This bend shows a classical erosional bank in the north, underlain by the escarpment separating it from the northern channel (Fig. 2), and a depositional embankment in the south. High sedimentation rates on this side are indicated by the widespread sediment deformation and flow towards the SSW, and are consistent with high backscatter on the reflectivity map (Fig. 3). The northern bend thus evidently migrates northwards. The southern channel follows a lineament oriented at 60° (DL in Fig. 5). This lineament extends from 36°07'N, 07°36'W to 36°23'N, 07°18'W and consists of a series of topographic highs and lows reaching 350–400 m. Some are circular and are hence interpreted to represent diapirs of Triassic evaporites (Mougenot 1988; 5 in Fig. 4). Others have a more linear trend and are interpreted as submarine scarps of







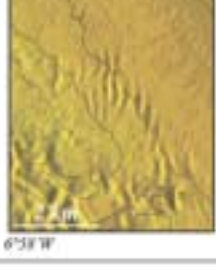

outcropping rocks or very consolidated sediments. Most of the topographic lows also have circular shapes with an outer rim and a central closed depression (e.g. at 36°16'N, 07°28'W or 36°18'N, 07°24'W). They are interpreted as collapse structures due to dissolution of Triassic evaporites. The northernmost valley crossing the northern channel (SV2 in Fig. 5) is a continuation of this lineament. At the western extremity of the map, and just west of the western bend, the southern channel forks into two branches. The larger of the two extends northwards and constitutes the continuation of the southern channel. The smaller and narrower one forms a secondary channel (SeC in Fig. 5) which continues south of a topographic high (TH2 at 36°09'N, 08°W) and terminates in a small elongated deposit having a backscatter intensity which is slightly lower than the surrounding areas. It is interpreted to represent a depositional lobe (Lo1 in Fig. 5 at 36°05'N, 08°08'W) analogous to sedimentary bodies located in deep-sea turbiditic environments (Normark 1970).

The central channel

The central channel drains the intermediate MOW core (Figs. 2, 3 and 5). It is 150 m deep in its eastern part and more than 300 m deep in its western part, its width varying between 4 and 6.5 km. It diverges from the northern channel at 36°22'N, 07°17'W (DA2 in Fig. 5). Just west of the divergence area, the channel forks (F in Fig. 5)/(TH in Fig. 5) rather suddenly due to a topographic high to form a northern and a southern branch (Nbr and Sbr in Fig. 5, respectively). The high backscatter of the obstacle suggests that it is a rock outcrop of similar nature as the lineament which follows the southern channel (Fig. 3). Just west of the obstacle, the floor of both branches shows high backscatter which rapidly decreases downslope (Fig. 3). This correlates with the bathymetry (Fig. 2). Just past the obstacle, the depth of the two branches at first increases rapidly, followed by a just as rapid decrease westwards. This suggests that the velocity of the intermediate MOW core increases strongly due to channelling. However, the energy of the flows in the two branches rapidly dissipates downvalley due to spreading, preventing substantial erosion westwards. The area between the two branches, i.e. westward of the topographic high, is characterized by a very low backscatter. This plateau rises 80–90 m above the channel floors. It is interpreted to represent an "energy shadow zone" (ZES in Fig. 5), i.e. a low-energy area where fine-grained deposition predominates due to the loss of velocity and competency of the MOW behind the topographic obstacle. This explains the very smooth bathymetry at this location (Fig. 2). Just north of this area, meandering channels are visible (MeC in Fig. 5), indicating the activity of particle-laden gravity flows which could interact locally with the MOW. Towards the west, the two branches converge to again form a

12

Fig. 4 Examples of EM300 bathymetry and imagery for erosive furrows (1), sand ribbons (2), sand waves (3), sediment waves (4), diapirs (5), pockmarks (6) and sediment instabilities in areas of intense deformation (7 and 7bis). Location in Figs. 2 and 3

N°	FACIES	EM300 BATHYMETRY	EM300 IMAGERY
1	<i>Erosive furrows</i>		
2	<i>Sand ribbons</i>		
3	<i>Sand waves</i>		
4	<i>Sediment waves</i>		

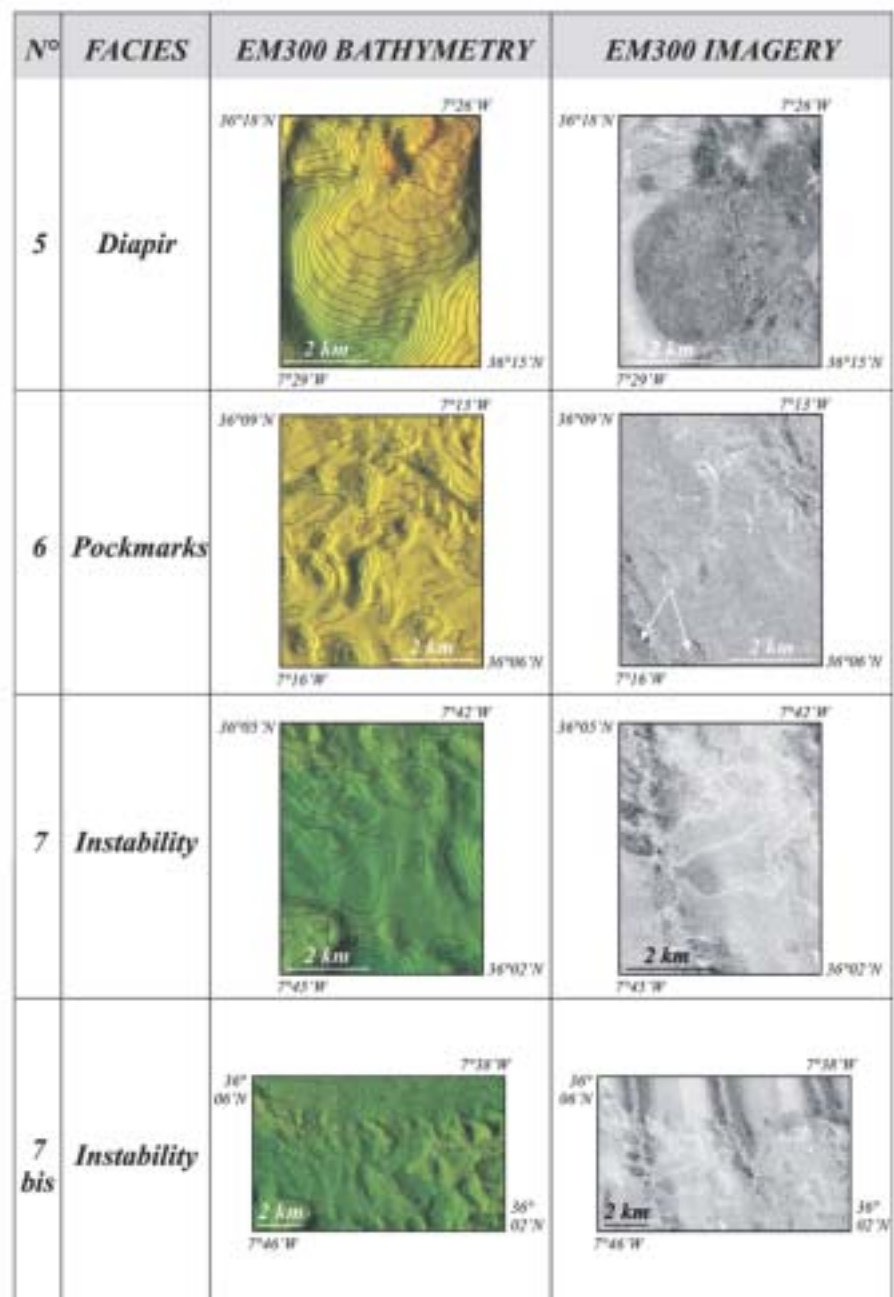
single channel which is bordered in the northwest by the Guadalquivir drift (GD in Fig. 5).

Area between the central and southern MOW channels

The area located between the central and southern MOW channels (Figs. 2, 3 and 5) has the same acoustic facies as

the zone of energetic shadow described above for the central channel. This area is flat and situated 200 m above the floor of the southern MOW channel (Fig. 2). It is protected against MOW flow energy by the 60° lineament which follows the southern MOW channel. It is also interpreted as a low-energy area (LEA) reached only by fine-grained particles. This explains the very smooth bathymetry and the low-acoustic backscatter (Fig. 3).

Fig. 4 (Contd.)



Area south of the southern MOW channel

The area located south of the southern MOW channel and west of the main MOW channel (Figs. 2, 3 and 5) has an average dip of 0.48° to the west. In the eastern part (between $07^\circ00'W$ and $07^\circ26'W$), at water depths ranging between 800 and 1,150 m, the average slope is 0.42° . In the western part, between 1,150 and 1,800 m

(west of $7^\circ26'W$), the slope is 0.57° . The eastern part is located 70–80 m above the floor of the main channel. The top of this topographic high, called “longitudinal sandy ridge” by Kenyon and Belderson (1973), shows sediment waves with their crests oriented at 150° – 180° , indicating a 255° flow direction of the MOW (4 in Fig. 4). In this area, we observe two disturbed zones characterized by low backscatter (AID in Fig. 5; 7 and

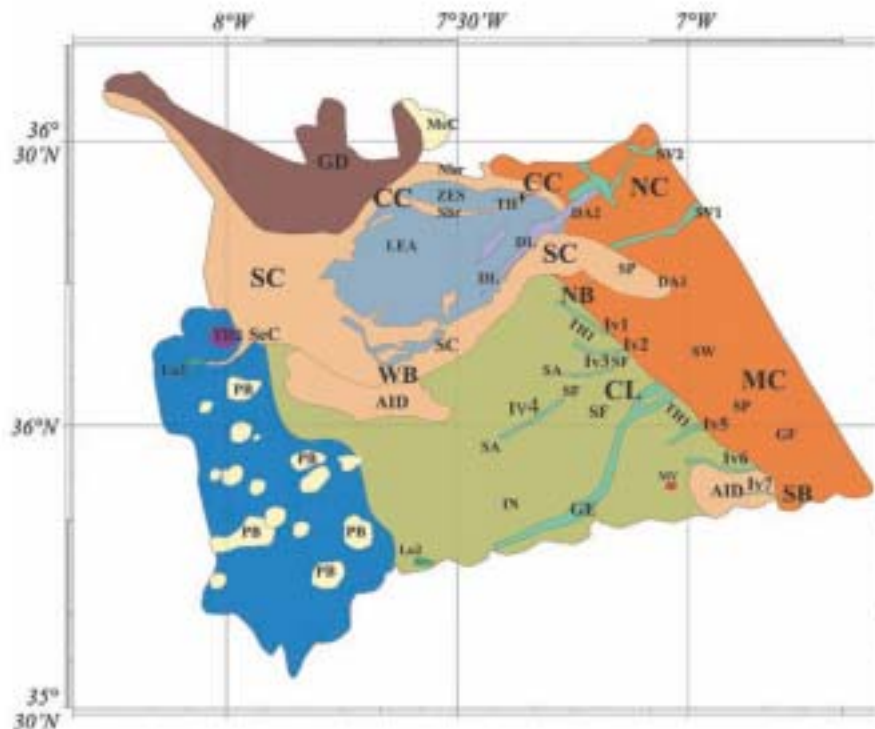


Fig. 5 Interpretation of the EM300 bathymetry and acoustic facies produced using Caribes software from Ifremer. *AID* Area of intense sediment deformation; *CL* contouritic levee; *DA1* divergence area between northern and southern channels; *DA2* divergence area between northern, and central channels; *DL* lineaments of diapirs and rock outcrops; *CC* central channel; *F* fork of central channel; *GD* Guadalquivir Drift; *LEA* area with low-energy sedimentation between central and southern MOW channels; *GE* Gil Eanes channel; *GF* giant furrows and scours; *IN* interconnected network of sediment wave crests; *Iv* (1, 2, 3, 4, 5, 6 and 7) inactive channels; *Lo* (1 and 2) lobe; *MC* main MOW channel; *MeC* meandering channels; *MV* mud volcano; *NB* north bend; *Nbr*: northern branch of the central channel; *NC* northern channel of the MOW; *SF* sediment failure; *PB* ponded basins (ancient sediment failures); *SA* sediment accumulation; *SB* Southern bend; *Sbr* southern branch of the central channel; *SC* Southern channel; *ScC* secondary channel; *SF* slope failure; *SP* sand patches; *SP1*, *SP2* submarine valleys; *SW* sediment waves; *TH* topographic high; *WB* Western bend; *ZES* Zone of energetic shadow. Orange NC and MC; beige SC and CC; green CL; brown GD; green GE, Sv and Iv; grayish green ZES and LEA; deep green Lo; pink TH2; red MV; yellow MeC.

7bis in Fig. 4). They are located just west of the southern bend (SB in Fig. 5), and south of the western bend (WB in Fig. 5), the top of the topographic high (TH1 in Fig. 5) also being affected by local sediment instabilities. Large-scale shallow slope failures (SF in Fig. 5) and flows are visible. Their shapes vary from circular, indicating sediment collapse without transport, to elongate or bottlenecked (Prior and Coleman 1979), indicating sediment flow. The deformation structures have morphologies which mimic sediment waves (Faugères et al. 2002), and the distinction between the two may some-

times be confusing. The very low backscatter, the absence of a clear trend in observed "wave" direction (east of the western bend), and the lack of continuity in "wavelength" strongly suggest that sediment deformation dominates in this region.

The eastern part of the area located south of the southern MOW channel is also characterized by the presence of secondary submarine channels (Habgood et al., personal communication). These channels share a number of morphological features. Most of the channels are oriented downslope, i.e. westwards. Their average direction is N235° with extreme values ranging between 195° and N275° (except IV1 in Fig. 5, direction 315°), which is consistent with the direction of the lineament bordering the southern channel. Their upper part shows a concentration of circular failure scars. Topographic highs are visible at their western (downslope) extremities (SA in Fig. 5). One of these channels, the Gil Eanes channel (GE in Fig. 5; Kenyon and Belderson 1973) which drains the deep core of the MOW, is active and connected upslope to the main MOW channel. CTD measurements confirmed the presence of MOW flowing along the channel floor. This channel is more than 40 km long and 2.5 km wide at its connection with the main MOW channel, from where it rapidly narrows to 1–1.8 km. It is more than 100 m deep and has a typical U-shape in cross section, with very steep sidewalls all along its path. The north side of the channel is bordered by a low backscatter area forming a fringe over 1 km wide (Fig. 3) and of low relief (Fig. 2). This fringe has a similar acoustic texture as the area of intense

deformation. The channel is flooded with sediment waves, probably composed of sand as indicated by the high backscatter intensity. It ends at 1,200-m water depth where two areas are developed which have an acoustic backscatter slightly lower than the surrounding areas (35°45'N, 07°37'W). These are interpreted to represent small depositional lobes (Lo2 in Fig. 5; Habgood et al., personal communication).

Northwest of the Gil Eanes channel, four other channels occur which are currently disconnected from the main MOW channel (Iv1, Iv2, Iv3 and Iv4 in Fig. 5) and, for this reason, interpreted as inactive channels. They are less than 0.8 km wide, between 13 and 17 km long, and do not show high backscatter of their floor. Conversely, channels south of Gil Eanes have a high backscatter, similarly to that of Gil Eanes. They are 11 to 19 km long and 1 to 1.5 km wide. Two of these run a few kilometres parallel and south of Gil Eanes at 35°56.5'N, 07°W and 35°59'N, 07°W (IV5 and IV6 in Fig. 5). They may still be connected to the main MOW channel. The last channel is located at the southeastern extremity of the map (IV7 in Fig. 5). It is still connected to the main MOW channel and may be presently active. Just north of Gil Eanes, an area centred around 35°43'N, 07°22'W is covered with a network of fine-grained, interconnected sediment waves (Gervais et al. 2000). The directions of wave crests range between 30° and 155°, suggesting complex flow hydrodynamics and possible flow interactions. The westernmost part of the area located south of the southern MOW channel shows circular to egg-shaped depressions (PB in Fig. 5). Each of these is bordered by a 100–200 m high escarpment in the east and by a small topographic high in the west. They are interpreted to indicate large sediment failures heading westwards. The eastern escarpment and the western mounds would then represent failure scars and sediment accumulations, respectively. They probably form small ponded basins. In the southeasternmost part of the map, the St. Petersburg mud volcano (Kenyon et al. 2000; MV in Fig. 5) is visible at 35°54'N, 07°02'W, indicating upward motion of deep fluid.

Discussion

The Gulf of Cadiz: a giant contouritic levee?

The area extending south of the southern MOW channel and west of the main MOW channel shows evidence of sediment accumulation. For a start, it represents a topographic high when compared to the main channel. This topographic high has fields of sediment waves superimposed on its eastern and middle parts (the interconnected network). This suggests that the flow strength and sediment load are sufficiently high to construct large sedimentary bedforms. In addition, the crest orientation of the sediment waves in the western part of the main channel, and in the eastern part of the area located west of this main channel suggests westward flow of the

MOW at this location. The waves located close to the main channel have linear crests, indicating formation by unidirectional currents. The interconnection of wave crests to the west suggests that flow directions tend to become more complex downslope. Part of the MOW flows westwards, above the topographic high bordering the western part of the main channel. The high sedimentation rates indicative of sediment deposition by loss of flow competence is also underlined by the widespread occurrence of sediment failures. The scars (SF in Fig. 5) show that the failures involve only the uppermost part of the deposits. Freshly deposited sediments, which still have a high water content, are easily remobilized despite the small slope. The channel floor, by contrast, is covered by erosive structures and coarse sediments, indicating high MOW flow velocities. The topographic high bordering the main channel is also covered by sediment waves, indicating deposition and a westward-decreasing flow velocity. This suggests that part of the flow extends over the levee where it decelerates and hence deposits its sediment load. Evidence for spill-over is emphasized by the local occurrence of intense deformation. Such areas are located just past the eastern and western bends. There, as indicated by sediment waves, the flow direction is approximately 45° from the direction of the channelled flow before the southern bend. The location of sediment waves and the orientation of their crests are analogous to those found on levees situated after a meander of a submarine channel-levee complex in a deep turbidite system (Migeon 2000; Gervais et al. 2001). These turbiditic levees have recently been demonstrated to form by spill-over and flow stripping (Piper and Normark 1983; Peakall et al. 2000).

These observations suggest that the part of the Gulf of Cadiz located west of the main channel acts as a giant sedimentary levee, built by stacked contourites deposited by that part of the MOW which flows over the topographic high and, as a result, loses its competence. This structure differentiates from contourite drifts of McCave and Tucholke (1986) because one part of the flow remains channelled and flows parallel to the levee, whereas another part spills over and flows non-parallel to the levee. This association of spill-over and flow stripping is a very uncommon feature in contourite depositional systems. In the Gulf of Cadiz, this particularity is probably due to the existence of a high-velocity westerly flow due to the constriction imposed by the Strait of Gibraltar. The unusually high velocities reached by the MOW at the exit of the Strait of Gibraltar (1–3 m s⁻¹; Meincke et al. 1975; Johnson et al., 2002) are an order of magnitude higher than those usually associated with contour currents (0.1 m s⁻¹), being more in the range of velocities observed or calculated for turbidity currents (Migeon 2000). The constant shearing of sediment by the spilling MOW probably adds to the instability of the outer side of the levee.

The part of the MOW which does not spill over the levee is drained by the Gil Eanes channel. The channeling causes a strong flow acceleration, which explains

the steepness of its walls. This accelerated flow can then spill over the Gil Eanes channel wall and form a levee on the right-hand side of the channel, which would explain the topographic high and the intense deformation which appears along the northern but not on the southern channel margin. The spilling of fine particles only would explain the low backscatter. Finally, the Gil Eanes channel is a typical channel draining downwelling currents (Faugères et al. 1999). The depositional lobes observed at the end of secondary channels, and particularly at the end of Gil Eanes, can have three origins. (1) They can be due to flow expansion of the downwelling currents at the channel mouth. In this case, they would be contourite lobes composed of stacked contourite sequences. (2) They can be the mass-flow deposits related to the scars observed at the channel head. In this case, they would represent debris flow deposits (debrites). (3) The channelled gravity flows may have transformed into turbidity currents. In this case, the lobes may also have formed because of the loss of flow competence at the channel mouth. However, they would now represent turbiditic lobes composed of stacked turbidite beds.

Evidence for tectonic control of the MOW channels

The southern channel follows a tectonic lineament which is characterized by diapirs (Malod 1982). Also, the orientation of the Gil Eanes and the direction of the inactive channels in the area located south of the southern channel reflect the influence of the lineament. Mud volcanoes such as those observed in the Gulf of Cadiz (Gardner 2000; Gardner and Shashkin 2000) represent fluid escape structures which are frequently associated with tectonic activity, particularly in accretionary prisms such as for example the Barbados prism (Griboulaud et al. 2001). In the Gulf of Cadiz, mud volcanoes are related to the presence of a deeply rooted body (olistostrom) with a slip surface at approximately 10 km below the seafloor (Lajat et al. 1975; Auzende et al. 1981; Maldonado et al. 1999). This structure is now interpreted as an accretion prism (Gutscher et al. 2002). These observations suggest that the structures observed in the study area are under tectonic control. The lineament could be the surface expression of a large, deep-rooted fault. The bathymetric change caused by the lineament locally exceeds 300 m. This fault-controlled structure has partially directed the MOW core, inducing it to split up. These subsurface features are consistent with the seismic activity observed in the Gulf of Cadiz and neighbouring areas, which is attested by the large ($M_w = 8.5$) Lisbon earthquake (Zitellini et al. 1999) of 1755. This seismic activity could hence be responsible for some of the numerous sediment failures observed south of the southern channel. The ground acceleration induced by seismic waves can cause liquefaction of the sediment which can then begin to flow even at low slope gradients (Lewis 1971). If this mechanism applies, then

some of the circular structures could be interpreted as pockmarks produced by the upward movement of fluid from overpressurized deep layers in the wake of earthquake shocks (6 in Fig. 4).

Secondary channel formation

The secondary channels, in general, have directions which also follow the regional structural trends. However, the process of channel formation is still unclear. The slump scars in the head region may indicate that they are presently forming by retrogressive erosion. If correct, they would be young features and retrogression would be expected to continue until they merge with the main MOW channel. When merging, the newly connected channel would act in the same manner as the present Gil Eanes channel, and the topographic highs at the downslope extremity of the channel would represent mass-flow deposits. Conversely, sediment failures at the channel heads may be due to overloading and oversteepening, indicating rapid progradation. High sedimentation rates due to a loss of flow competence would induce frequent failures, particularly at the channel heads where slopes are locally steeper. Such progradation would end with a complete infilling of the channel. In this case, the secondary channels would be old features, and the topographic highs at the downslope end of the channels would be ancient lobes formed similarly to those observed at the distal end of the presently active Gil Eanes channel.

Important differences exist between the channels located north and south of Gil Eanes. Channels located north (lv 1 to 4 in Fig. 5) have low backscatter, suggesting that they are presently filling with soft fine-grained sediments. Their heads are several kilometres away from the main MOW channel. Conversely, channels located south of Gil Eanes (lv 5 to 7 in Fig. 5) have a high backscatter similar to that observed on the Gil Eanes channel floor, suggesting they are presently active and that their floors are affected by erosional processes caused by strong flow of the channelized MOW. These channels are either connected or have their heads very close to the main MOW channel. This would suggest that the channels located north of Gil Eanes are old channels which are progressively infilled, whereas the southern channels are young, actively developing features. This would also suggest that there is a north-south trend in channel formation, the age of the channels decreasing progressively towards the south. This can be explained by two mechanisms. The first is sedimentary. Because of the northward migration of the northern bend of the southern channel and the inferred southwest migration of the southern bend of the main channel, the latter increases in length over time. As a result, the MOW has less energy when arriving in its northernmost part, the flow having too little energy to maintain a connected, active secondary channel north of the main channel. As a consequence, the active

secondary channel (today's Gil Eanes) migrates progressively southwards. The second mechanism has tectonic causes. The southward migration of the channels would in this case be explained by a progressive regional tilting towards the south or southwest.

Conclusions

This paper brings new findings about the Gulf of Cadiz on the basis of a wealth of recent acoustic data.

The first point confirms the structural control of flow circulation in the gulf. Major channels have structural orientations and are bordered by linear rock escarpments and rounded structures interpreted as diapirs.

The second point concerns the morphodynamic evolution of the northern part of the Gulf of Cadiz. Besides being routed along the Gil Eanes channel, the MOW is also partly channelled through a northern, a central and a southern channel. The upper part of the deep core of the MOW spills over the southern channel embankment to form deposits characterized by sediment waves.

The third point is related to the overspreading of mass-wasting processes. High sedimentation rates associated with the continuous east-west shearing of the MOW flows induces intense sediment deformations, failures and mass flows. Frequent earthquakes with their epicentres located in the Gulf of Cadiz or in the neighbouring areas probably contribute to the triggering of slope failures and the formation of poekmarks. Fluid escape could also play a part in failure initiation.

The fourth point concerns the formation of minor channels. The slope failures evolve progressively towards the formation of secondary channels such as Gil Eanes channel. The active channel position tends to migrate south with time, which may result in autocyclic or allocyclic migration due to tectonic forcing.

The second and third points suggest that the Gulf of Cadiz is a complex, giant deep-sea contourite system with a hypertrophied left-hand side levee which shares strong similarities with channel-levee complexes built by particle-laden gravity processes. This comparison is emphasized by the presence of small terminal lobes developing at the mouth of secondary channels, probably due to loss of flow competence at the place where channels enlarge.

Acknowledgements We thank GENAVIR and the crew of the RV "Le Suroit" for technical assistance during the Cadisar cruise, D.J.W. Piper and an anonymous reviewer for constructive remarks on the manuscript, and the editors of *Geo-Marine Letters* for polishing of the English. UMR CNRS 5805 contribution number 1463.

References

Ambar I (1983) A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Res* 30(6A):677-680

- Ambar I, Howe R, Abdullah MI (1976) A physical and chemical description of the Mediterranean outflow in the Gulf of Cadiz. *Dtsch Hydro Z* 29:58-68
- Argus DF, Gordon RG, Demets C, Stein S (1989) Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J Geophys Res* 94:5585-5602
- Auzende J-M, Olivet J-L, Pastouret L (1981) Implications structurales et paléogéographiques de la présence de Messiniem à l'ouest de Gibraltar. *Mar Geol* 43:9-18
- Bekkers RH, Johnson MA, Kenyon NH (1982) Bedforms. In: Stride AH (ed) *Offshore tidal sands; processes and deposits*, Chapman and Hall, London, pp 27-57
- Damuth J (1975) Echo character of the Western Equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar Geol* 18:17-45
- Faugères J-C, Gonthier E, Stow DAV (1984) Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12:296-300
- Faugères J-C, Cremer M, Monteiro H, Gaspar L (1985a) Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire du Faro (marge sud-portugaise). *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37:229-258
- Faugères J-C, Frappa M, Gonthier E, Grousset FE (1985b) Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au Quaternaire récent. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37:259-287
- Faugères J-C, Gonthier E, Mulder T, Kenyon NH, Cirac P, Gribouillard R, Berné S, Le Suavé R (2002) Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar Geol* 182:279-302
- Faugères J-C, Stow DAV, Imbert P, Viana A (1999) Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar Geol* 12:1-38
- Gardner JV (2000) Mud diapirism and mud volcanism study. Introduction and geological setting. In: IOC Technical Series no 56, Part IV, Gulf of Cadiz/Moroccan margin, pp 56-57
- Gardner JV, Kidd RB (1983) Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar. Part 1. Gulf of Cadiz. *Oceanol Acta* 6(3):245-253
- Gardner JV, Shashkin P (2000) Mud diapirism and mud volcanism study. Sidescan sonar data. In: IOC Technical Series no 56, Part IV, Gulf of Cadiz/Moroccan margin, pp 59-67
- Gervais A, Mulder T, Migeon S, Bonnel C, Cremer M (2000) Sedimentary record of deep contour currents in the Gulf of Cadiz: record of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. 3rd Symposium, The Iberian Atlantic margin, 24-27 September 2000, Faro, Spain
- Gervais A, Mulder T, Savoye B, Migeon S (2001) Recent processes of levee formation on the Zaire deep-sea fan. *C R Acad Sci Paris* 332:371-378
- Gonthier E, Faugères J-C, Stow DAV (1984) Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: Stow DAV, Piper DJW (eds) *Fine grained sediments: deep water processes and facies*. *Geol Soc, Spec Publ* no 4, pp 275-292
- Grousset FE, Joron J-L, Biscaye PE, Latouche C, Treuil M, Maillet N, Faugères J-C, Gonthier E (1988) Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years n.p.: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Mar Lett* 8:25-34
- Gribouillard R, Deniaud Y, Gonthier E (2001) Observation des déformations superficielles par submersible et imagerie sonar SAR d'un pli d'accrétion (prisme Sud-Barbade, océan Atlantique). *C R Acad Sci Paris* 330:281-287
- Gutscher M-A, Malod J, Réhault J-P, Contrucci I, Klingelhöfer F, Mendes-Victor L, Spakman W, SISMAR scientific team (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* (in press)
- Heezen B, Johnson (1969) Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar. *Bull Inst Oceanogr Monaco* 67(1382):1-95
- Johnson J, Ambar I, Serra N, Stevens I (2002) Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Res Part II: Topical Stud Oceanogr* 49(19):4179-4193

- Kenyon NH (1970) Sand ribbons of European tidal seas. *Mar Geol* 9:25–39
- Kenyon NH, Belderson RH (1973) Bed-forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sediment Geol* 9:77–99
- Kenyon NH, Akhmetzhanov A, Ivanov M (2000) Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and western Mediterranean margins. Preliminary results of geological and geophysical investigations during the TTR-9 cruise of R/V "Professor Logachev", June–July 1999. Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series 56
- Lajat D, Biju-Duval B, Gonnard R, Letouzey J, Winrock E (1975) Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'arc bético-rifain. *Bull Soc Géol Fr* 7(4):481–485
- Lewis KB (1971) Slumping on a continental slope inclined at 1°–4°. *Sedimentology* 16:97–110
- Madelain F (1970) Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint Vincent. *Cahiers Océanogr* 22:43–61
- Maldonado A, Somoza L, Pallarés L (1999) The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar Geol* 155:9–43
- Malod JA (1982) Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la péninsule Ibérique. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6, no 82.23
- McCave IN, Tucholke BE (1986) Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: Vogt PR, Tucholke BE (eds) *The geology of North America, vol M: The western North Atlantic region, decade of North America Geology*. Geological Society of America, Boulder, CO, pp 451–468
- Meincke J, Siedler G, Zenk W (1975) Some current observations near the continental slope off Portugal. *Meteor Forsch Ergeb A*(16):15–22
- Melières F (1974) Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6, no A10206
- Migeon S (2000) Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. Thèse Université Bordeaux I
- Migeon S, Savoye B, Faugères J-C (2000) Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern and implication for levee evolution. *Sediment Geol* 113:265–293
- Migeon S, Savoye B, Zanella E, Mulder T, Faugères J-C, Weber O (2001) Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanism of sediment-wave construction. *Mar Petrol Geol* 18:179–208
- Moagnot D (1988) Géologie de la marge portugaise. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6
- Moagnot D, Vanney JR (1982) Les rides de contourites Plio-Quaternaires de la pente continentale sud-portugaise. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 31:131–139
- Nelson CH, Baraza J, Maldonado A (1993) Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. In: Stow DAV, Faugères J-C (eds) *Contourites and bottom currents. Contourites and hemipelagites in the deep-sea*. *Sediment Geol* 82:103–131
- Nelson CH, Baraza J, Maldonado A, Rodero J, Escutia C, Barber JH Jr (1999) Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. In: Maldonado A, Nelson CH (eds) *Evolution of the Iberian Margin and the Gulf of Cadiz*. *Mar Geol* 155:99–129
- Normark WR (1970) Growth patterns of deep sea fans. *AAPG Bull* 54:2170–2195
- Peakall JD, McCaffrey WD, Kneller BC, Stelling CE, McHargue TR, Schweller WJ (2000) A process model for the evolution of submarine fan channels: implications for sedimentary architecture. In: Bouma AH, Stone CG (eds) *Fine-grained turbidite system*. AAPG Memoir, 72/SEPM Spec Publ 68, pp 73–88
- Piper DJW, Normark WR (1983) Turbidite depositional patterns and flow characteristics, navy submarine fan, California Borderland. *Sedimentology* 30:681–694
- Prior DB, Coleman JM (1979) Submarine landslides geometry and nomenclature. *Z Geomorphol* 23:415–426
- Schönfeld J, Zahn R (2000) Late glacial to Holocene history of the Mediterranean outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 159:85–111
- Somoza L, Hernandez-Molina FJ, De Andres JR, Rey J (1997) Continental shelf architecture and sea-level cycles: late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cadiz, Spain. *Geo-Mar Lett* 17:133–139
- Srivastava SP, Schouten H, Roest WR, Klitgord KD, Kovacs LC, Verhoef J, Macnab R (1990) Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344:756–759
- Stow DAV, Faugères J-C, Gonthier E (1986) Facies distribution and drift growth during the late Quaternary (Gulf of Cadiz). *Mar Geol* 72:71–100
- Thorpe SA (1972) A sediment cloud below the Mediterranean outflow. *Nature* 236:326–327
- Thorpe SA (1976) Variability of the Mediterranean undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res* 23:711–727
- Vergnaud-Grazzini C, Caralp M, Faugères J-C, Gonthier E, Grousset FE, Pujol C, Saliège J-F (1989) Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 ky a.z. *Oceanol Acta* 12(4):305–324
- Viana A (1998) Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du bassin sud-est brésilien. Thèse Université Bordeaux I
- Viana A, Faugères J-C, Stow DAV (1998) Bottom-current-controlled sand deposits—a review of modern shallow to deep-water environments. *Sediment Geol* 115:53–80
- Zahn R, Sarnthein M, Ertelkeuser H (1987) Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the Late Quaternary. *Paleoceanography* 2(6):543–559
- Zitellini N, Chierici F, Sartori R, Torelli L (1999) The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Ann Geofis* 42:49–55

ANNEXE 3

SEDIMENT FAILURES AND FLOWS IN THE GULF OF CADIZ (WESTERN ATLANTIC)

Mulder T.¹, Gonthier E.¹, Lecroart P.¹, Hanquiez V.¹, Marches E.¹, Voisset M.²

¹ Université Bordeaux 1, UMR 5805 EPOC, avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France. t.mulder@epoc.u-bordeaux1.fr

² Ifremer, GM, centre de Brest, BP70, 29280 Plouzané, France.

ABSTRACT

Several types of sediment failures have been observed in the Gulf of Cadiz using multibeam bathymetry, acoustic imagery and high-resolution seismics. These instabilities are mainly sediment and sediment flows. Their size varies from 1 to more than 10 km. The failures are mainly related to high sedimentation rates, particularly in places where the Mediterranean Outflow Water (MOW) spills over, such as channel bends and the outer side of the giant contouritic levee. Steep slopes are also a cause for failure triggering at the continental shelf-slope transition, on valley sides and canyon flanks, and on the sides of topographic highs. Other mass movements are related to fluid escape (mud volcanoes) and earthquakes. In areas where the MOW flows along the seafloor, the constant shearing can add to the stress. The frequency of failures can be estimated using the deposits resulting of their distal transformations such as turbidites.

1. INTRODUCTION

Submarine instabilities are recognized since early modern explorations of ocean seafloor. They occur preferentially at the shelf break where slope gradient increases and in area of high sedimentation rates such as river mouth and particularly deltas. Consequently, gravity through overloading and oversteepening, is commonly suggested to explain instability triggering. Dynamic processes on the continental shelf, such as tides, storm waves, swells, or ubiquitous earthquake shaking are also common processes to generate seafloor failures. All these processes decrease the shear resistance of the sediment down to a failure threshold by increasing the interstitial pore pressure. In addition, an earthquake generates ground acceleration adding to gravity. More recently additional triggering processes have been identified: ice loading, fluid escape within the seabed. In the latter case, the fluid can be water, thermogenic methane, biogenic methane or methane coming from the phase change of gas hydrates (Locat and Lee, 2000). These multiple causes make slope failures in a submarine environment a common process occurring on very smooth slopes (Lewis, 1971).

General classifications of sediment mass wasting based on the relative motion of the failed mass usually distinguish mass failures and mass flows. Mass failures represent the motion of a

volume of generally consolidated material along a slipping surface. Internal geometry of failed material is generally preserved because travel is short. Authors usually distinguish (translational) slides and slumps. Slides have a D/L (where D is the maximum depth of the slip surface, and L is the total length of the slump ratio generally < 0.15 (Skempton and Hutchinson, 1969). Slumps have a curved slip surface, being concave upward. They are usually deep-rooted with a D/L ratio between 0.15 and 0.33 (Skempton and Hutchinson, 1969). This geometry leads to the back tilt to the slumping mass. For this kind of failure, the sliding surface is predetermined and corresponds usually to a layer with a low shear resistance such as a permeable sand layer or quick clays, for example, a structural heterogeneity or a change in the nature of sediment (e.g. sand/clay alternation).

Slides and slumps usually form complex structures generated by multiple phases of failure. The most common are the multiple retrogressive failures that form because of an upslope propagation of the failure. This is related to the formation of a steep escarpment at the failure head with tensional faults remoulding the sediment. (see examples in Mulder and Cochonat, 1996).

Mass flows represent the motion of underconsolidated material that behaves as a plastic, viscous or viscoplastic fluid. These flows can be subdivided into cohesive and non-cohesive (frictional) flows (Mulder and Alexander, 2001a). Cohesive flows have a matrix strength that results from cohesion between fine particles (clay and fine silt). Frictional flows are made of discrete particles. The space between grains can generate a high porosity filled with sea-water in subaqueous environments. Because flow behaviour and physical properties during motions are usually difficult to assess, it can be useful to classify flows according to their morphology (e.g., Prior and Coleman, 1979).

In this paper, we make a review of the morphology of instabilities that have been detected in the Gulf of Cadiz. We provide early hypothesis about their potential mechanism of triggering.

2. REGIONAL SETTING

The Gulf of Cadiz is located in the north-eastern Atlantic Ocean, northwest of the Strait of Gibraltar. It extends along the south Spanish and Portuguese continental margins (Fig. 1). The unique setting of the Gulf of Cadiz is related to the combination of particular tectonic and hydrological environments.

2.1. Tectonic setting

The study area is situated in a zone of slow convergence between African and Iberian tectonic plates (Argus et al. 1989; Sartori et al., 1994) at the termination of the Azores-Gibraltar transform fault (Srivastava et al. 1990).

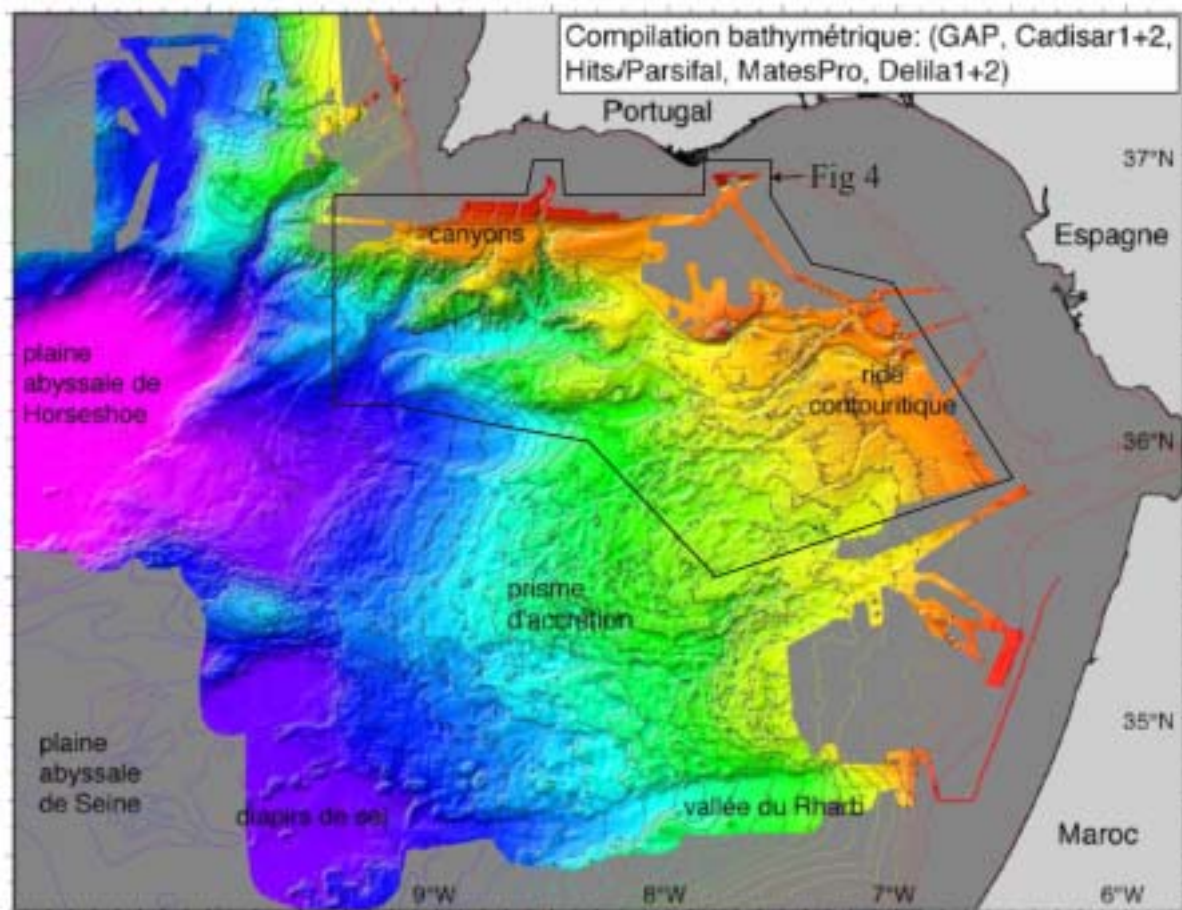


Figure 1. General map of the Gulf of Cadiz. Compilation realized by the Euromargin-Swim group.

The Cenozoic history of the Gulf is controlled by the opening of the central part of the Atlantic Ocean and the tectonic activity of Betic and Rif orogenic belts (Malod, 1982; Mougénot, 1988, Maldonado et al., 1999) in relation to the activity of two subduction arcs (Calabre and Gibraltar) until the Mio-Pliocene. This area is interpreted as an east-dipping subduction zone, with a shallow dipping fault plane that extends below the Betic-Rif arc (Lajat et al. 1975; Maldonado et al. 1999; Gutscher et al. 2002). The deformed sedimentary pile in front of the Gibraltar arc is interpreted as an accretionary wedge. The fault on the sea floor, carbonate chimneys and active mud volcano would be related to this active subduction zone and accretionary wedge (Fig. 2; Gardner, 2000; Gardner et Shashkin, 2000; Somoza et al., 2002, 2003; Diaz del Rio, 2003; Maldonado et al., 2004; Medialdea et al., 2004). A consequence is that this area is a potential source for high-magnitude tsunamogenic earthquakes. For example, SW Iberia is the source region of the Great Lisbon earthquake (M 8.7) of 1755 (Zitellini et al. 1999; Gutscher, 2004; 2006; Gutscher et al., this volume; Figs. 1 and 2).

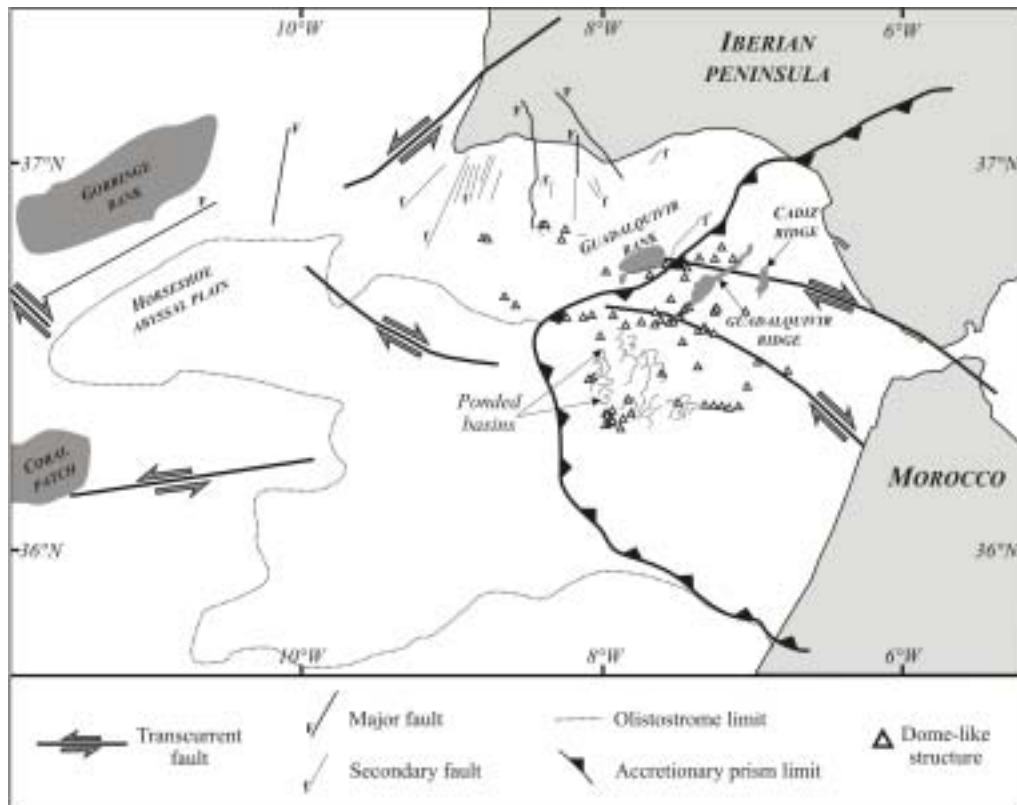


Figure 2. Simplified structural map of the Gulf of Cadiz including major fault directions, mud volcanoes and other topographic highs (diapirs?) limits of the accretionary prism and olistostrom.

2.2. Hydrological setting

The present circulation in the Gulf of Cadiz (Fig. 3) is related to the opening of the Gibraltar straight in the early Pliocene, after the Mediterranean basin was flooded following the Messinian salinity crisis (Vanney and Mougnot 1981; Mougnot and Vanney 1982; Mougnot 1988; Nelson et al. 1993). It is dominated by the dynamics of the Mediterranean Outflow Water (MOW, Fig. 1) which is an energetic, warm ($13\text{ }^{\circ}\text{C}$), and saline (38 g l^{-1}) current resulting from the exchange of water masses between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean (Ambar and Howe 1979; Ambar 1983; Madelain, 1970, Thorpe, 1972, 1976; Meincke et al., 1975). This water flux is balanced by the less-saline, cool water mass of the Atlantic inflow (Nelson et al. 1999) that flows back from the Atlantic into the Mediterranean. After passing the Strait of Gibraltar, the MOW is constrained in a W-SW channel (main MOW channel) and reaches velocities of 2.5 m s^{-1} . West of $06^{\circ}20'\text{W}$, the MOW veers north-westward under the influence of Coriolis force. The main MOW core (MC in Fig. 1) divides into two main cores that flow along the seabed at water depths of 300 to 1400 m (Madelain 1970, Ambar and Howe 1979; Gardner and Kidd 1983): The Mediterranean Upper Water (MU in Fig. 1) and the Mediterranean Lower Water (ML in Fig. 1).

The Mediterranean Upper Water represents the upper, less-dense (salinity is 37.07 ‰), warm (13.7 °C) core that flows at the base of the upper Spanish and Portuguese continental slopes at depths of 300-600 m. Its average velocity is 0.46 m s⁻¹ (Meincke et al. 1975; Johnson et al. 2002).

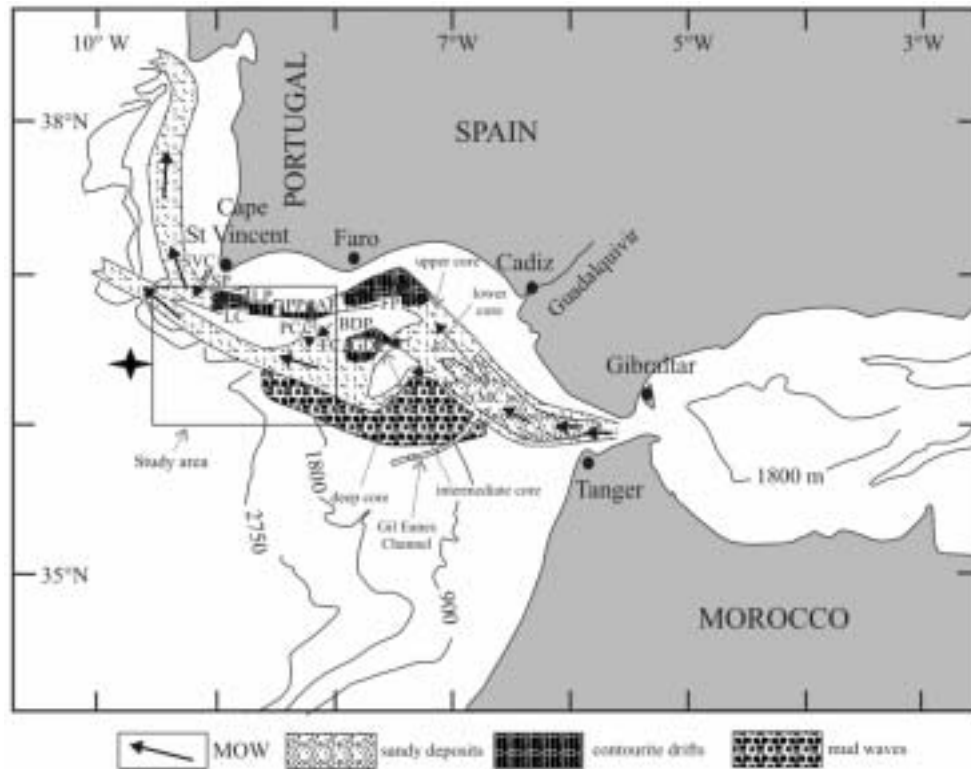


Figure 3. Hydrological map of the Gulf of Cadiz showing the main pathway of the MOW and the depositional sectors defines by Hernandez-Molina et al. (2003).

The Mediterranean Lower Water constitutes the lower, more-saline (salinity is 37.42 ‰) core that forms the main MOW nucleus. Its mean temperature is 13.6 °C and its velocities range between 0.2 and 0.3 m s⁻¹ (Zenk and Armi 1990; Bower et al. 1997). The ML further divides into three minor branches that each follow separate deep channels (Madelain 1970; Kenyon and Belderson 1973) Mélières 1974; Nelson et al. 1993, 1999).

At approximately 1,400 m water depth in the western part of the Gulf of Cadiz and at 1,000 m in the eastern part, the MOW loses contact with the seafloor (Hernandez-Molina et al., 2003).

2.3. Seafloor morphology in the Gulf of Cadiz

Regional directions in the Gulf of Cadiz are directed by tectonics. This includes rock outcrops, mud volcanoes, diapir lines. The resulting tectonic lineaments then orientate the circulation of main MOW Channels. MOW impacts the present seafloor morphology by

reworking sediment carried by rivers discharging into the gulf, mainly the Guadalquivir and Guadiana rivers (Fig. 1; Faugères et al. 1985b; McCave and Tucholke 1986). At the Gulf scale, the impact of MOW on seafloor morphology and repartition of sediment decreases westward, following the decreasing trend of MOW energy. This is synthesized by the organization defined by Molina et al. (2003) who splits the Gulf in five sectors: (1) The proximal sector, close to Gibraltar is dominated by erosional features (scours) and coarse deposition (gravel lags, sand patches and ribbons) in the main MOW channel (Habgood et al. 2003). (2) The Overflow sector where spilling of the ageostrophic part of the MOW at the bend located west of the Strait of Gibraltar, the MOW builds a giant unstable dissymmetric contouritic levee (Mulder et al. 2002, 2003). This levee is covered with mixed silt and mud waves, eventually only mud waves in its southern part (Kenyon and Belderson 1973; Gardner and Kidd 1983; Nelson et al. 1993, 1999; Migeon 2000), and with numerous sediment failures and flows in its northern part (Mulder et al. 2003). It is dissected by channels shifting progressively southward. Some of the most active channels (e.g., Gil Eanes in Fig. 1) terminate with small sandy lobes. (3) The channel and ridges sector in which seafloor morphology constrained by structural heritage control MOW pathway. (4) The contourite deposition sector formed westward along the Spanish slope. It is characterized by fine-grained elongated mounded and sheeted contourite drifts (Faugères et al. 1984, 1985a; 1999; Stow et al. 1986; Llave et al 2001; Llave 2003; Hernández-Molina et al 2003). (5) The submarine canyon sector. The morphology of the western part of the Gulf of Cadiz is dominated by erosional features (canyons, valleys and channels) extending perpendicular to the coast. In most of this area, the MOW detached from the sea floor. In places where MOW flows along the seafloor (upper continental slope), it is too weak to impact substantially the seafloor morphology and downslope processes dominate (Mulder et al., 2006).

This overview of the Gulf of Cadiz suggests that several features can generate sliding. High sedimentation rates in the eastern part due to high MOW activity, high slopes in the western part due to the presence of deep structures. In the whole Gulf, seismic activity can add to gravity to trigger instabilities

3. MATERIALS AND METHODS

The data were collected during the CADISAR 1 and 2 cruises aboard the RV *Le Suroît* in August 2001 and September 2004, respectively (Fig. 4). Cadisar 1 cruise was dedicated to the study of the eastern part of the gulf (Mulder et al. 2003). Cadisar 2 cruise was dedicated to the study of the eastern part of the gulf (Mulder et al. 2006). Bathymetric data and acoustic imagery were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a frequency of 30 kHz and a maximum angle of 150°, the swath width varying between 300 and 5000 m at water depths of 100 and 5000 m, respectively. Ship speed was 5-5.5 knots. Data acquisition with the high-resolution deep-towed acoustic system SAR was made at a ship speed of 2-2.2 knots.

During the two cruises acoustic data were corrected for salinity and density effects using 8 CTDs (SBE19 probes) and 120 thermoprobes (Sippican). The top of 46 Kullenberg piston cores and three USNEL box cores has been used to control the grain size and interpret the acoustic imagery. 53 Kullenberg cores have been collected during the two cruises. Three are presented in this study; Core CADI2KS 22 is collected in the Portimao Valley ($36^{\circ}21.4'N/8^{\circ}33.22'W$). Cores CADI2KS23 and CADI2KS24 are collected on the north side of the Albufeira High ($36^{\circ}17'N/8^{\circ}36.6'W$ and $36^{\circ}16.20'N/8^{\circ}38.20'W$, respectively).

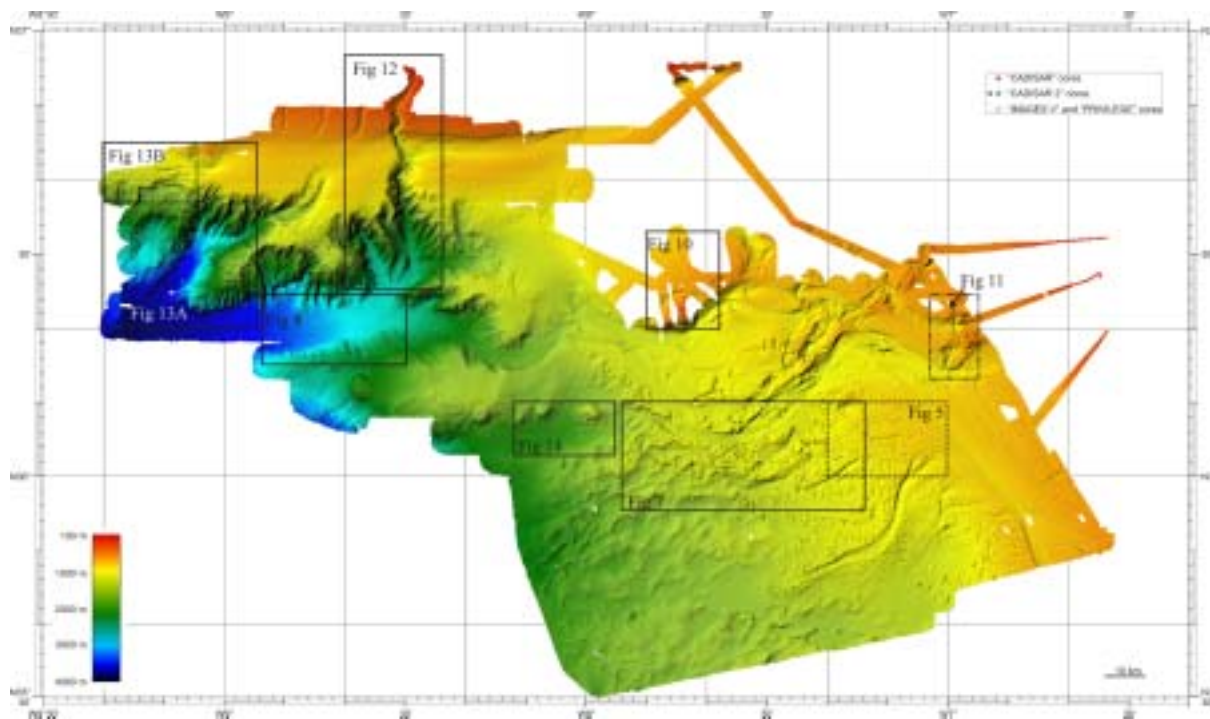


Figure 4. 3D view of areas covered by high resolution EM300 bathymetry during Cadisar 1 and 2 cruises. See figure 1 for location.

4. RESULTS

4.1. Giant contouritic levee

Submarine instabilities are located on the topographic high bordering the main MOW channel, at the edge of the giant contouritic levee. The failures have a small area (approximately 1 km wide by 1-4 km long). Their morphologies correspond to these described by Prior and Coleman (1979) on the Mississippi delta front: rounded to bottleneck. (Fig. 5). Sar image of the rounded instability (Fig. 6) shows a well-defined slump scar in a plan view and extensional ridges forming on the slump body, downslope of the main scar.

The rest of sedimentary levee is covered with dune-like structures. However, the accuracy of bathymetry and acoustic imagery cannot allow discriminating if they correspond to sediment deformation or to sedimentary structures.

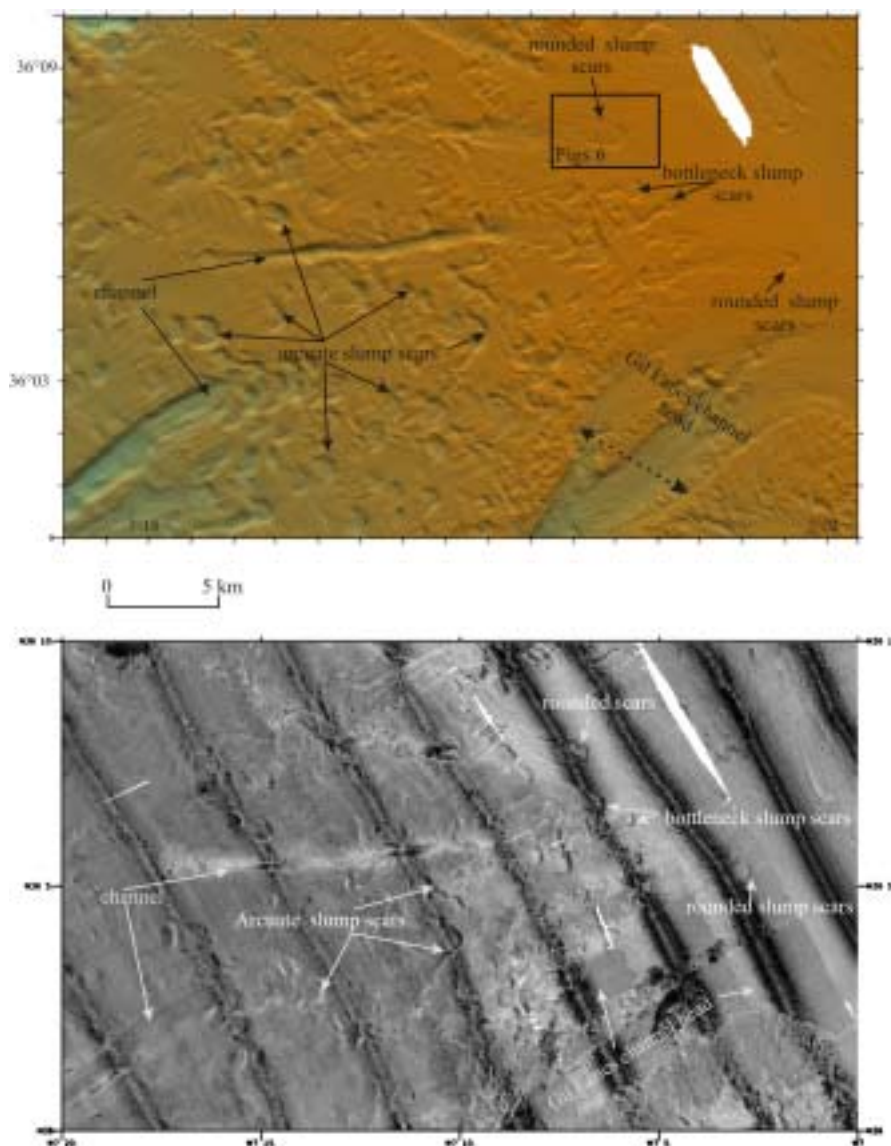


Figure 5. EM 300 bathymetric view of bottleneck instabilities on the giant sedimentary levee. See Fig. 4 for location.

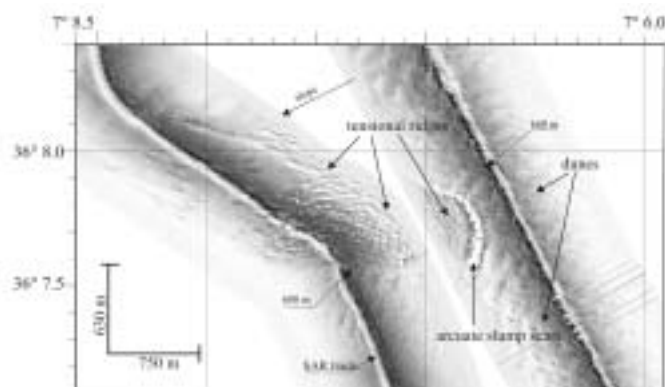


Figure 6. SAR image showing the enlargement of the arcuate slump scar in Figure 4. See Fig. 5 for location.

4.2. Channel bends

Acoustic imagery shows two large areas of low reflectivity (Fig. 7). The first area is centred at 7°W; 35°55'N, on the left side of the main channel bend (Fig. 7A). The second is centred at 7°45'W; 36°03'N, on the left side of the Cadiz Channel (Fig. 7B). Both areas are characterized by a low reflectivity indicated by clear tone of grey level on the reflectivity map, and lobed structures diverging between 25-90° from the direction of the channel side and then following the direction of the local slope.

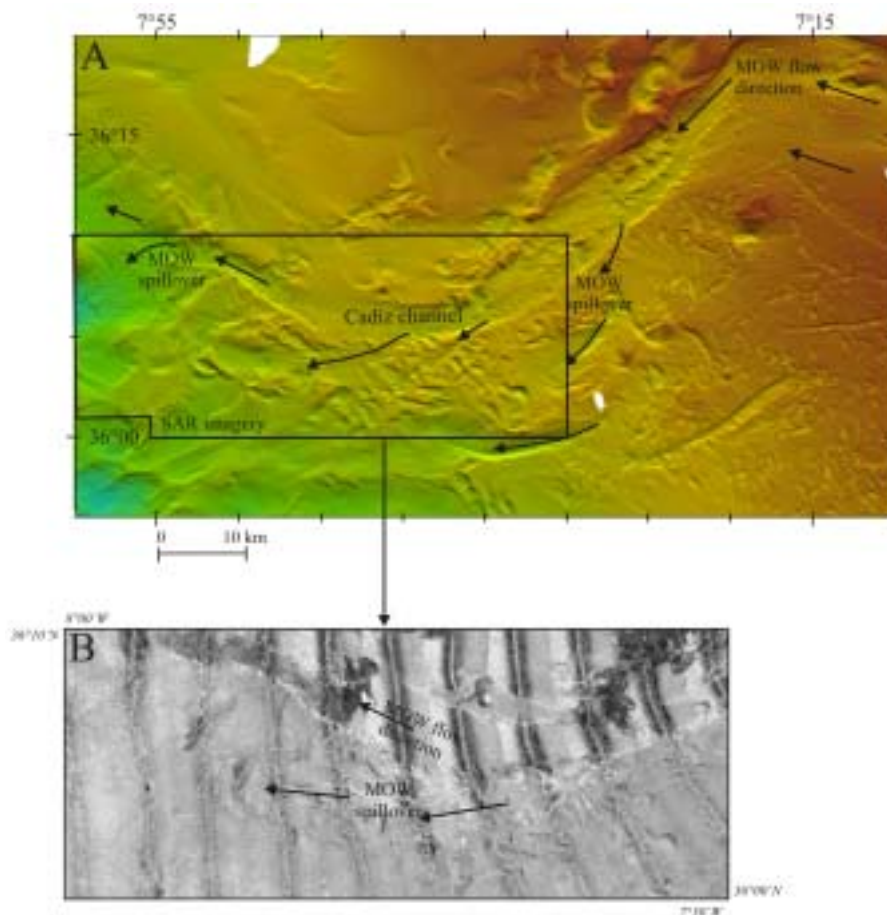


Figure 7. Acoustic imagery map of deformation structures associated with the bend west of the Cadiz Channel. A: General EM 300 bathymetric map. B: Enlargement of the area of flowing on the EM 300 reflectivity map. See Fig. 4 for location.

4.2.1. Side of topographic highs

The most spectacular sediment failures are located along the Portimao Valley, on the north side of the Albufeira High (Fig. 8). The average slope at this location is 6.2°. The failed structures are half-rounded, slightly elongated in the dipping direction of the side of the topographic high. The size of the failures is approximately 2 km in width and 2-3 km in length. The slump scars are clearly visible on the bathymetric map, forming bathymetric steps of several tens of metres in elevation. The failures have a concave-up shape (slumps). The

slumps are coalescing and adjacent scars tend to merge together and with scars located upward on the valley side.

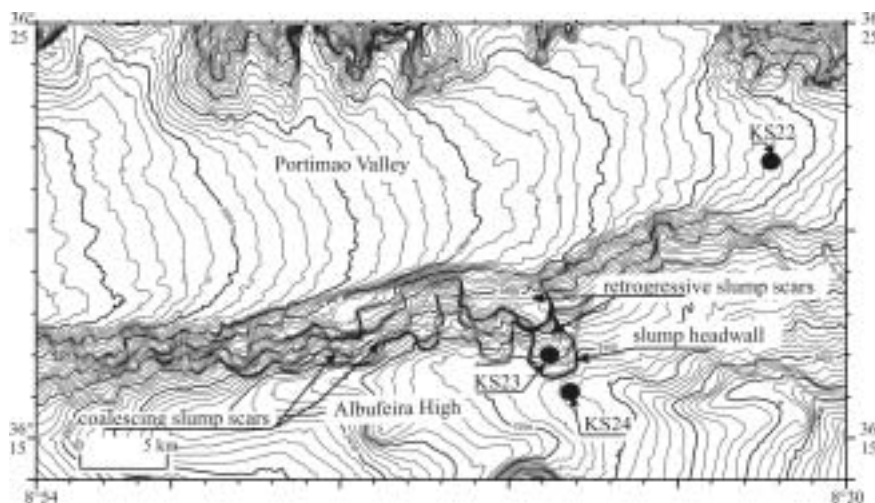


Figure 8. EM 300 bathymetric map showing retrogressive failures on the steep slope of the Albufeira High. See Fig. 4 for location. Location of cores CADI2KS22, CADI2KS23 and CADI2KS24.

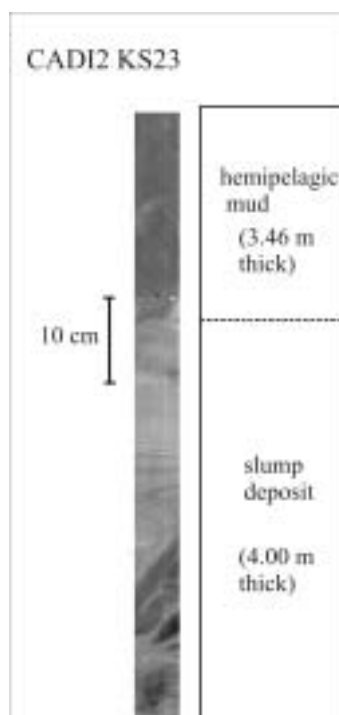


Figure 9. X-ray photograph of core CADI2KS23 showing the top of more than four metres of mud breccia (slump deposit) overlain by three metres of fine-grained bioturbated sediments (hemipelagites). See Fig. 8 for location.

Kullenberg gravity cores have been collected both within the body of the failure mass (CADI2KS23) and outside the failure (CADI2KS24) (see Fig. 8 for core location). The core outside the slump show undisturbed fine-grained sediment. The core located within the slump body shows a mud breccia (Fig. 9). Decimetre-large dark clasts of consolidated mud are surrounded by a cleared fine-grained muddy matrix. The breccia extends over more than 4 m. It is recovered by 3 metres of fine grained highly bioturbated mud. Similar failures forming bathymetric steps are observed along side of planaltos or drifts (Fig. 10).

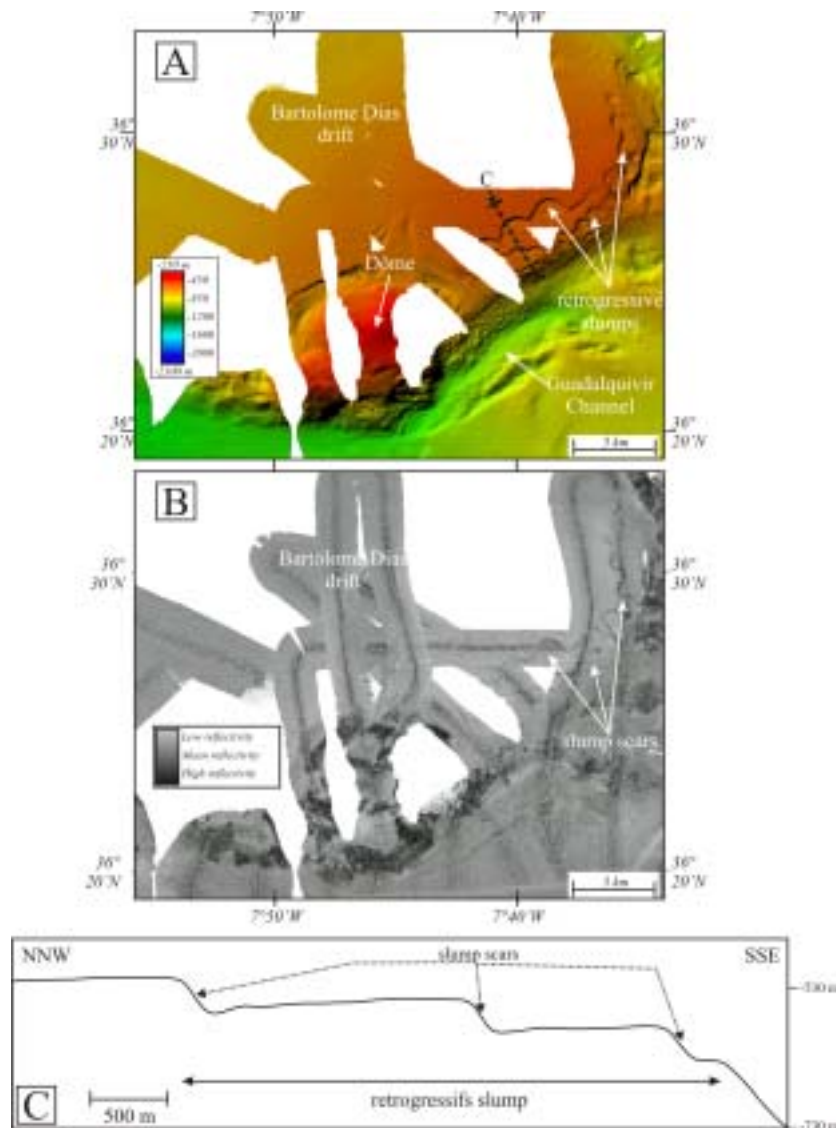


Figure 10. EM 300 bathymetry (A) and reflectivity map (B) showing a slump on the flank of the Bartolome Dias drift. C: Transverse bathymetric profile through the retrogressive slump scars. See Fig. 4 for location.

Along the Cadiz Ridge, the slumps are associated upslope to undulation that could correspond either to tensional structures at the head of the failure or to creeping structures (Fig. 11).

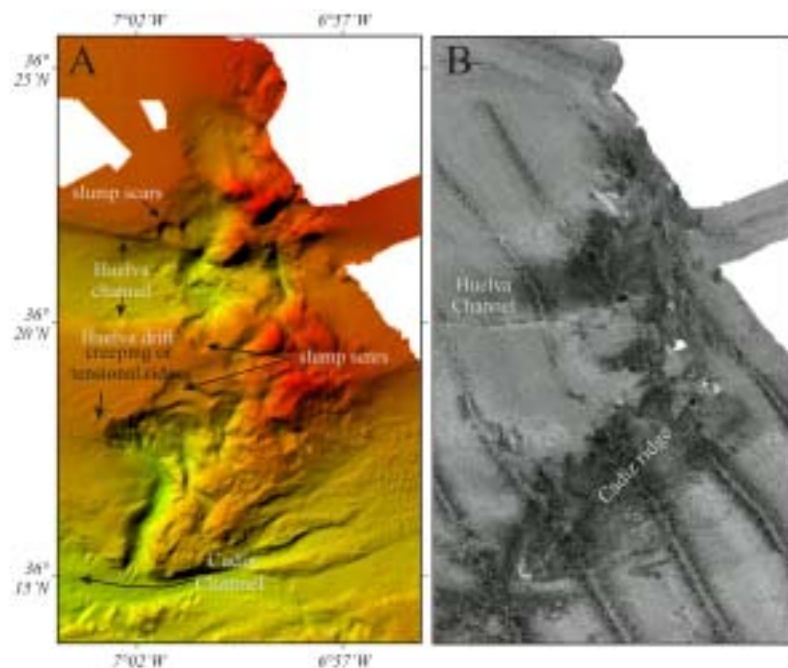


Figure 11. EM 300 bathymetry (A) and reflectivity map (B) showing slumps on the flank of the Cadiz Ridge. Upslope, failures are related to undulations interpreted either as creeping or tensional deformation. See Fig. 4 for location.



Figure 12. Bathymetric map of the Portimao Canyon and neighbouring valleys. Note the typical badland morphology of the sidewalls suggesting intense gravitational erosion. See Fig. 4 for location.

The deep canyons and most of the valleys located in the north part of the Gulf of Cadiz show steep flanks with numerous gullies, forming a classical badland morphology (Fig. 12). This morphology is classical in other canyons incising into overconsolidated ancient deposits (e.g. Var Canyon, Mulder et al., 1997). It is particularly clearly visible on the flanks of the Portimao Canyon and Valley, and in all its tributary valleys. At these locations, the slope is very steep (6-13°).

4.2.2. Continental slope

A large-scale scar-like feature is located south of the Sagres drift (Fig. 13A). The structure is approximately 10 km long by 12 km wide with an average slope of 4.5°. On the continental shelf, it is characterised by more than ten kilometres-long ridges extending parallel to the margin (alongslope). On the continental slope, it is characterised by several bathymetric steps (escarpment) regarding downslope with a head wall varying between 50 and more than 100 m (Fig. 13B). At water depths deeper than 1850 m, the structure opens on a wide U-shaped valley parallel to the Lagos Valley and merging with the Portimao valley.

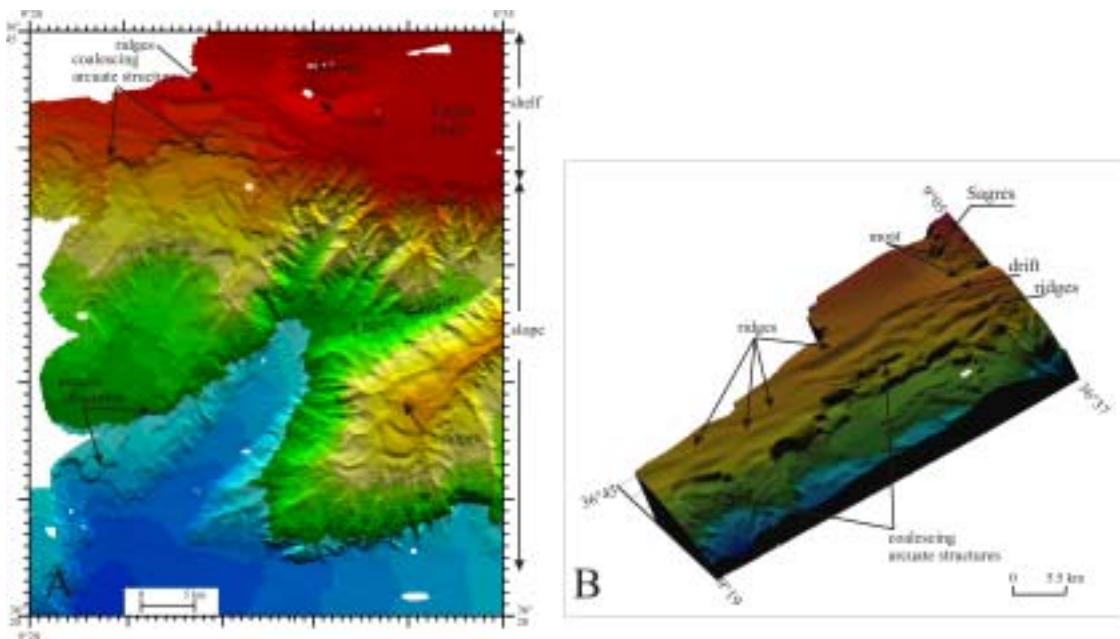


Figure 13. A: EM 300 bathymetric map of the sediment undulations along the Sagres drift. See Fig. 4 for location. B: 3D view of the escarpment at the toe of the undulations.

5. DISCUSSION

5.1. Triggering of instabilities

5.1.1. Influence of steep slopes

Most of the failures are located in area with steep slopes: Flanks of the Portimao Canyon and Valley and neighbouring valleys, or sides of topographic highs. At these locations,

erosion and by pass processes allow outcropping of consolidated sediment. The progressive erosion at the base of the canyons and valleys flanks by channelled gravity flows (including high energy turbidity currents) generates oversteepening. Channel walls thus fail down by retrogressive mechanism generating small gullies at the origin of the observed badland morphology. This phenomenon is emphasised in canyons and channel meanders. On the external side of a meander, the energy of the channelled flows is higher than on the inner side. Consequently, erosion is more intense on the outer side and catastrophic erosion is more frequent or intense. This can lead to important slope failures generating topographic highs (terraces) along the inner side of the meander curvature. Such a terrace with sharp boundaries can be observed on the side of the Portimao Canyon at N36°45'; W8°32' (Fig. 12). It could result of a large mass wasting event.

Along topographic highs, gravity seems the only triggering parameters. Instabilities observed along the Albufeira High towards the Portimao Valley (Fig. 8) are unlikely triggered by erosional processes carving the toe of the Albufeira High. At this location, the Portimao Valley is very large and the slope of the valley floor is very smooth. Consequently, channelled flows might have a very low energy. However, the coalescence of slump scars suggests again a retrogressive process.

The top of the continental slope represents one of the preferential areas where gravitational failures are triggered along margins. The wavy structures observed along the Sagres Drift (Fig. 11) could result either from sediment deformation or to sediment accumulation. Five evidences suggest they are preferentially due to deformation. (1) They are located at the shelf break and (2) on the edge of the Sagres contourite drift suggesting high sedimentation rate. (3) The MOW has a very low energy at this location. (4) The crest of the elongated wavy structures are oriented E-W suggesting a N-S current (the MOW flows alongslope). (5) The slope is smoother here than on the adjacent areas located just on the east, where badland morphology is developed. This suggests that the slope has been smoothed by a local large scale event and the badland morphology disappeared.

5.1.2. Influence of the sedimentation rate

Failures are frequently located in areas of high sediment accumulation rate increasing the gravitational load (overloading). In addition, when the sediment is fine grained as it is the case in contourite drifts, the pore pressure slowly dissipates, generating excess pore pressure. The giant contouritic levee is supplied by the MOW. At this location, the MOW is very rich in sediment because it just captured the particles coming from the Guadalquivir and Guadiana rivers that flow southeastwardly along the Iberian coast (Fig. 3). The main supply of the MOW occurs just west of the straight of Gibraltar (Nelson et al., 1999) at the entrance of the main MOW channel. The presence of fields of fine-grained sediment waves (Fig. 4) is consistent with high sedimentation rates at this location.

Bends of channels are also preferential location of deposition. When the MOW is channelled, its energy increases. When a curve is encountered, the centrifugal force deflects the MOW to the external side of the bend. The MOW overflows the channel side as would a classical turbidity current do (Hiscott et al., 1997). The presence of sediments with low reflectivity on the outer side of the bend suggests high sedimentation rate producing underconsolidated sediment. Once it has spilled, the flow rapidly vanishes and particles settle. Close to the channel, these underconsolidated sediments tend to flow in the direction of spilling. Further away, the flowing direction rapidly turns into the direction of the local slope (Fig. 7).

5.1.3. Influence of the MOW

MOW is active in all the study area for bathymetries lower than 1200-1400 m. Its activity is clear on the back side of the contouritic levee where sediment waves are observed. These waves are associated with structures suggesting deformation (Fig. 3). In this part of the gulf, the constant shearing of the MOW along the seafloor could add to the gravity (slope) and high sedimentation rate to induce sediment failures and flows. In addition, true sediment waves could initiate slow deformation (creeping) by sediment loading and generate multi-process sediment waves similar to those described by Faugères et al. (2002) in the Bay of Biscay.

5.1.4. Influence of seismicity

Seismicity is frequently suggested to explain slope failures in deep-sea environments. Usually, earthquakes add to classical gravitational forces by generating horizontal and vertical ground accelerations and increasing simultaneously pore pressure. In the Gulf of Cadiz, seismicity is low and mainly located in neighbouring areas: the Azores-Gibraltar Fault, the Goringe Bank and the boundaries of the accretionary wedge. Because earthquake epicentres are not close to the study area, only large magnitude earthquakes with their epicentre located outside the study area could release sufficient energy to trigger large scale slope instabilities within the Gulf. The existence of a deep blocked subduction area (Gutscher et al., 2002; Gutscher et al., this volume) generating rare but very high magnitude earthquakes would be consistent with earthquake-triggered instabilities in the Gulf of Cadiz.

5.1.5. Influence of deep fluids.

Influence of upward motion of deep fluids is demonstrated in several areas in the world. For example, the north part of the Storegga slide in Norway could be related to change of phase of gas hydrates (Mienert et al., 1998). Pockmarks are frequently associated to canyon and valley heads (e.g., Zaire, Le Moigne, 1999; Capbreton, Cirac et al., 2001) and could either direct the propagation of retrogressive failures along deep seepage lines or be the consequence of early stage of retrogressive destabilisation. In the Gulf of Cadiz fluid escape structures are

mainly mud volcanoes. The only instabilities that have been related to these structures are slides, slumps and mud flows along the flanks of these volcanoes (Fig. 14).

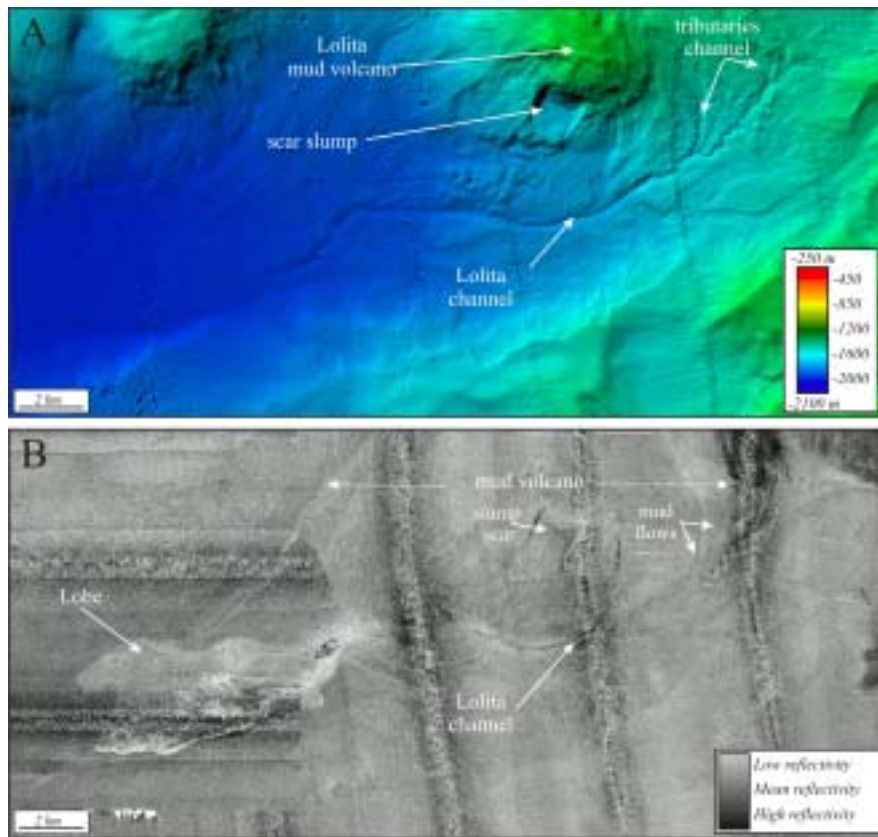


Figure 14. EM 300 bathymetry (A) and reflectivity map (B) showing a slump on the flank of the Lolita mud volcano. See Fig. 4 for location.

5.2. Other products of slope instability

Slope instabilities have been described by the morphology of the scars allowing locating areas of failure and flow initiation. However, recurrence of failures is also demonstrated by the layers deposited by sedimentary flows resulting from their transformation. Mass flow deposits can be originated either by slope failures or by direct transformation of a river flow. At present, no river discharges directly to the deep basin trough a canyon in the Gulf of Cadiz. Consequently, in the Gulf of Cadiz, all the mass flow deposits are initiated by sediment failures. On a slope of the Gulf of Cadiz, an initial failed mass tend to move downslope. It accelerates and incorporates water. Under particular condition, it may transform into dilute flow (debris or grain flow, depending on the nature of the matrix), hyperconcentrated and concentrated flow (Mulder and Alexander, 2001) and finally, low concentration turbulent flows. All these process generate deposits that are originally related to slope failures.

Several turbidites were identified in asediment core collected on the bottom of sea valleys (CADI2KS22, see Fig. 8 for location). They would allow reconstructing the frequency of failure during the recent period. In addition, small sedimentary lobes were recently observed

within larger MOW channels. They are made of clean coarse silt and sand resulting from mass flow deposits. They might originate at the distal western edge of the sedimentary levee or along topographic highs bordering these channels such as diapirs.

No stratigraphic framework is available in the Gulf to date the failures. In core CADI2KS23, the breccia can be interpreted as a slump of a debrites. It is covered with fine-grained, intensely bioturbated mud with no dynamic sedimentary structures. This mud is interpreted as hemipelagites. Its thickness (3 m) suggests that the slump located at the toe of the slope is not recent but is probably several thousand years old.

6. CONCLUSIONS

This study allows evidencing several kinds of mass wasting processes in the Gulf of Cadiz (Fig. 15). Their size varies from 1 to more than 10 km. Instabilities are located in steep slope areas including channel flanks, valleys sides, the upper continental slope, the external part of channel bends and the giant contouritic levee.

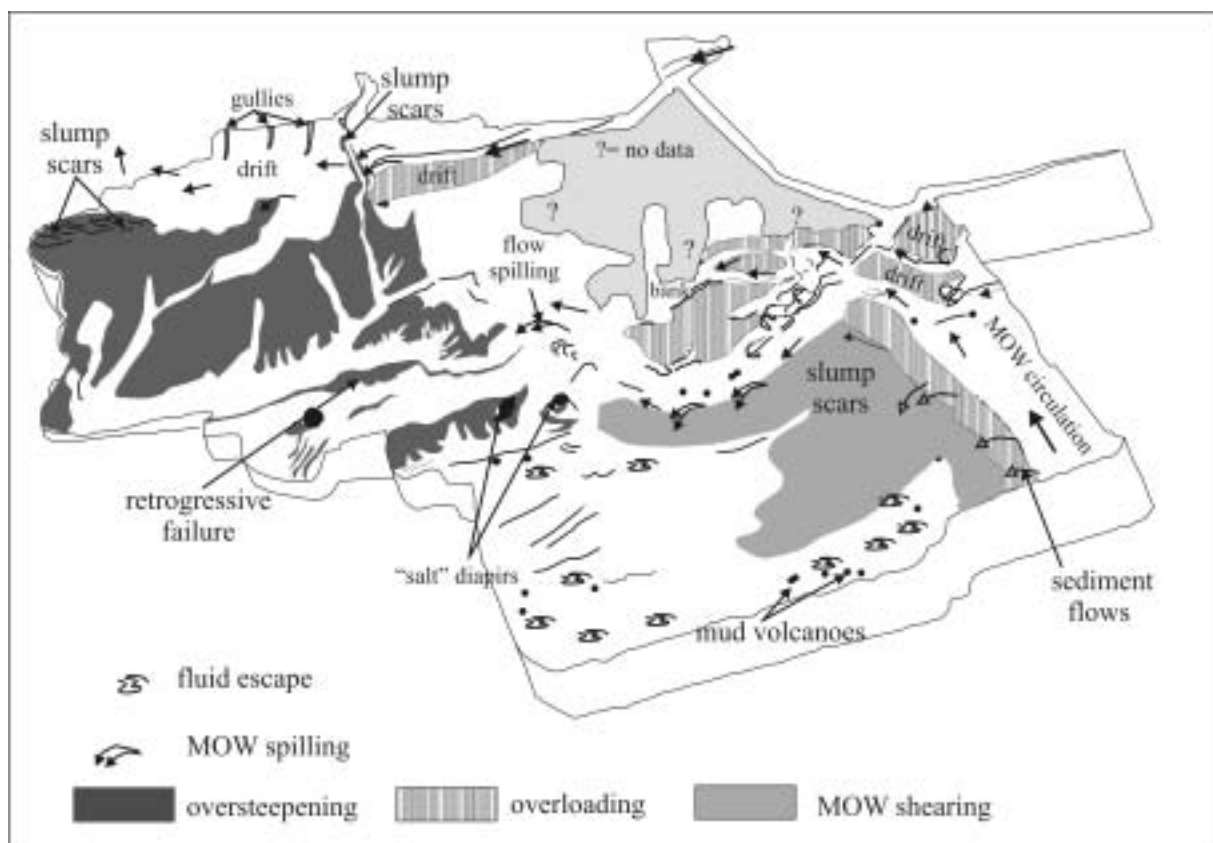


Figure 15. Synthetic 3D diagram showing the different instabilities observed in the Gulf and the inferred dominant triggering factor.

The main triggering processes are probably simple gravity (oversteepening) and high sedimentation rates (overloading). The constant shearing by the MOW flow could held

triggering failures at water depth lower than 1200-1400 m. Seismicity could also generate failures but only when very high magnitude earthquakes are triggered in the neighbouring areas. Figure 15 shows an interpretative 3D diagram showing the preferential area of slope instability in the Gulf and how processes act or interact to trigger these failures. The frequency of failures can be estimated using the deposits resulting of their distal transformations such as turbidites.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the crews of the RV “Le Suroît” for their technical assistance during the Cadisar 1 and 2 cruise, xx for review of the manuscript. We thank the Groupe de Recherches (GDR) “Marges” for its financial support of this work. This represents UMR CNRS 5805 contribution 1609.

REFERENCES

- Ambar, I. (1983). A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Research*, 30(6A), 677-680.
- Ambar, I., & Howe, R. (1979). Observations of the Mediterranean outflow. II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A*, 26(5), 555-568.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C., & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J Geophys Res*, 94, 5585-5602.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., Normand, A., Mulder, T., & the ITSAS shipboard scientific party (2001). Le canyon de Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires Premiers résultats de la campagne Itsas, *C. R. Acad. Sci., Paris*, 332, 447-455.
- Díaz del Río, V., Somoza, L., Martínez-Frías, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernández-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T., & Vázquez, J.T. (2003). Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology*, 195, 177-200.
- Dott, R.H. (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *AAPG Bulletin*, 47, 104-128.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., & Stow, D.A.V. (1984). Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12:296-300.
- Faugères, J.-C., Cremer, M., Monteiro, H, & Gaspar, L. (1985a). Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire du Faro (marge sud-portugaise). *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 37, 229-258.

- Faugères, J.-C., Frappa, M., Gonthier, E., & Grousset, F.E. (1985b). Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au Quaternaire récent. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37, n 259-287.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N.H., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S., & Le Suavé, R. (2002). Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar Geol.*, 182, 279-302.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., & Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar Geol.*, 12, 1-38.
- Gardner, J.V. (2000). Mud diapirism and mud volcanism study. Introduction and geological setting. In *IOC Technical Series no 56. Part IV. Gulf of Cadiz/Morroccan margin*, pp 56-57.
- Gardner, J.V., & Kidd, R.B. (1983). Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar. Part 1. Gulf of Cadiz. *Oceanol Acta* 6(3), 245- 253.
- Gardner, J.V., & Shashkin, P. (2000). Mud diapirism and mud volcanism study. Sidescan sonar data. In *IOC Technical Series No 56. Part IV. Gulf of Cadiz/Morroccan margin*, pp 59-67.
- Gutscher M.-A. (2004). What caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, 305, 1247-1248.
- Gutscher M.-A. (2006). The Great Lisbon earthquake and tsunami of 1755: lessons from the recent Sumatra earthquakes and possible link to Plato's Atlantis. *European Review (sous presse)*.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Réhault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., & SISMAR scientific team (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30, 1071-1074.
- Gutscher, M.-A., et al *this volume*
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Akhmetzhanow, A., Weaver, P.P.E., Masson, D.G. Gardner, J., & Mulder T. (subm.) Deep-water sediment wave fields, contourite sand channels and associated gravity flow, terminal channel sand lobe system in the Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50(3), 483-510.
- Hernández-Molina, F.J., Llave E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río; V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J., & Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology*, 31 (1), 19-22.
- Hiscott, R.N., Hall, FR., & Pirmez, C. (1997). Turbidity current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility, and implications for flow processes. In R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus & L.C. Peterson (Eds.), *Proc ODP, Sci Results*, 155 (pp. 53-78), College Station TX.

- Johnson, J., Ambar, I., Serra, N., & Stevens, I. (2002). Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 19: 4179-4193.
- Kenyon, N.H., & Belderson, R.H. (1973). Bed-forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sediment Geol.*, 9, 77- 99.
- Lajat, D. Biju-Duval, B., Gonnard, R., Letouzey, J., & Winnock, E. (1975). Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'arc bético-rifain. *Bull. Soc. Géol Fr.*, 7(4), 481-485.
- Le Moigne, M. (1999). Compréhension des mécanismes de formation des pockmarks sur la pente du Golfe de Guinée. *Unpubl. Master Thesis, Univ. Sci. Tech Lille 1*.
- Lewis, K.B. (1971). Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentology* 16:97-110.
- Llave, E. (2003). Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas. *Unpubl. Ph.D. Thesis, Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Cádiz*: 343 pp.
- Locat, J., & Lee, H.J. (2000). Submarine landslides: Advances and Challenges. *In Proceedings of the 8th International symposium on Landslides, Cardiff*.
- Madelain, F. (1970). Influence de la topography du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint Vincent. *Cahiers océanogr* 22, 43-61.
- Maldonado, A., Somoza, L., & Pallarés, L. (1999) The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar Geol*, 155, 9-43.
- Maldonado, A., Roder, J., Pallarés, L., Pérez-Fernández, L., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández-Molina, J., Lobo F.J., & Maestro, A. (2004). Mapa Geológico de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes a escala 1:200.000. *Memoria y Hoja n° 86-86S-87S (Cádiz). Instituto Geológico y Minero de España*: 91 pp. and 5 mapas.
- Malod, J.A. (1982). Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la péninsule Ibérique. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris 6*, no 82.23.
- McCave, I.N., & Tucholke, B.E. (1986). Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In P.R. Vogt & B.E. Tucholke (Eds.), *The geology of North America, vol M, The Western North Atlantic region, decade of North America Geology* (pp. 451-468). Geological Society of America, Boulder, Col.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vazquez, J.T., Maldonado, A., Díaz del Río, V., Maestro, A., Córdoba, D., & Fernández-Puga, M.C. (2004). Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geol.*, 209, 173-198.
- Meincke, J., Siedler, G., & Zenk, W. (1975). Some current observations near the continental slope off Portugal. *Meteor Forsch Ergebnisse, A*, 16, 15-22.

- Melières, F. (1974). Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). *Unpubl. Unpubl. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris 6*, no A10206.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. *Unpubl. Ph.D. Thesis, Univ. Bordeaux I*, 288p.
- Mienert, J., Posewang, J., & Bauman, M. (1998). Geophysical signature of gas hydrates along the north-eastern Atlantic Margins: Possible hydrate-bound margin instabilities and possible transfer of methane from oceanosphere to atmosphere. In J.-P. Henriet. & J. Mienert (Eds.), *Gas hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change* (pp. 275-292). Geol. Soc.of London, Spec. Publ. 137.
- Mougenot, D. (1988) Géologie de la marge portugaise. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ.Paris 6*.
- Mougenot, D., & Vanney, J.R. (1982). Les rides de contourites plio-quadernaires de la pente continentale sud-portugaise. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine 31*, 131-139.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Mulder, T., & Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, 66, 43-57.
- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B. Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M. Fuchey, Y., Bujan, S. & Cadisar 2 shipboard scientific party (2006). The western part Gulf of Cadiz: interaction between contour and turbidity currents. *Geo-Mar. lett.*, 26, 31-41.
- Mulder, T., Lecroart, P., Voisset, M., Schönfeld, J., Le Drezen, E. Gonthier, E, Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernandez-Molina, E.J. & Cadisar shipboard scientific party (2003). The Gulf of Cadiz. A key area for understanding paleoclimate record and oceanic circulation. EOS, *American Geophysical Union Transaction*, 83(43), 481-488.
- Mulder, T., Savoye, B., & Syvitski, J.P.M. (1997). Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology*, 44, 305-326.
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E. Gonthier, E & Cadisar 2 shipboard scientific party (2002). The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine letters*, 23, 7-8.
- Nelson, C.H., Baraza, J., & Maldonado, A. (1993). Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. In D.A.V Stow & J.-C. Faugères (Eds.), *Contourites and bottom currents. Contourites and hemipelagites in the deep-sea* (pp. 103-131). Sediment. Geol., 82.

- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., & Barber, J.H. Jr (1999). Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. In A. Maldonado & C.H. Nelson (Eds.), *Evolution of the Iberian Margin and the Gulf of Cadiz* (pp. 99-129). *Mar. Geol. Spec. Issue 155*.
- Prior, D.B., & Coleman, J.M. (1979). Submarine landslides geometry and nomenclature, *Zeitch Geomorphol*, 23, 415-426.
- Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N., Peis, D., & Lodolo, E. (1994). Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology*, 22, 555-558.
- Skempton, A.W., & Hutchinson, J.N. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations. State-of-the-art report. *Proc. 7th Int. Conf. SMFE, Mexico City*, 2, 291-335.
- Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz del Río, V., Vázquez, T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F.J., & TASYO/ANASTASYA shipboard scientific parties (2002). Numerous methane gas related seafloor structures identified in the Gulf of Cádiz. *EOS Transactions*, 83 (47), 541-547.
- Somoza, L., Díaz del Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T., & Fernández-Salas, L.M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution seismic data. *Marine Geology*, 195, 153-176.
- Srisvastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990). Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756-759.
- Stow, D.A.V., Faugère, J.-C., & Gonthier, E. (1986). Facies distribution and drift growth during the late Quaternary (Gulf of Cadiz). *Mar. Geol.*, 72, 71-100.
- Thorpe, S.A. (1972). A sediment cloud below the Mediterranean outflow. *Nature* 236, 326-327.
- Thorpe, S.A. (1976). Variability of the Mediterranean undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, 23, 711-727.
- Vanney, J.R., & Mougenot D. (1981). La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Memorias dos Serviços Geologicos de Portugal* 28, pp 1-86.
- Zitellini, N., Chierici, F., Sartori, R., & Torelli, L. (1999). The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunamis. *Ann. Geofis.*, 42, 49-55.

ANNEXE 4

T. Mulder · P. Lecroart · V. Hanquiez · E. Marches ·
E. Gonthier · J.-C. Guedes · E. Thiébot · B. Jaaidi ·
N. Kenyon · M. Voisset · C. Perez · M. Sayago ·
Y. Fuchey · S. Bujan

The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions

Received: 6 June 2005 / Accepted: 28 November 2005 / Published online: 3 February 2006
© Springer-Verlag 2006

Abstract Recent multibeam bathymetry and acoustic imagery data provide a new understanding of the morphology of the western part of the Gulf of Cadiz. The gulf is under the influence of a strong current, the Mediterranean Outflow Water (MOW). This current is at the origin of the construction of the giant Contourite Depositional System. Canyons and valleys with erosive flanks are observed. Only the Portimao Canyon is presently connected to the continental shelf. Channels occur on the continental shelf but are presently disconnected from the deeper network of channels and valleys. Slumps are localized in steep slope areas. They are caused by oversteepening and overloading, sometimes probably associated with earthquake activity. Slumps transform sharply into turbidity currents, depositing turbidites on the floor of deep valleys. Interaction of the MOW and gravity currents is suggested by the filling of the incisions located on the drifts below the present seafloor,

the shifting of valleys and canyons in the direction of the MOW flow inducing an unusual phenomenon of capture of submarine valleys.

Introduction

The Gulf of Cadiz is located in the northeastern Atlantic Ocean, northwest of the Strait of Gibraltar. It extends along the south Spanish and Portuguese continental margins (Fig. 1). The study area is situated at the termination of the Azores–Gibraltar transform fault (Srivastava et al. 1990), where Iberia and Africa converge in a NNW–SSE direction (Argus et al. 1989). An east-dipping subduction zone, with a shallow dipping fault plane, is present in the Gulf of Cadiz and extends below the Betic–Rif arc (Lajat et al. 1975; Maldonado et al. 1999; Gutscher et al. 2002). Con-

T. Mulder (✉) · P. Lecroart · V. Hanquiez ·
E. Marches · E. Gonthier · S. Bujan
Département de Géologie et Océanographie,
UMR 5805 EPOC, Université Bordeaux 1,
Avenue des Facultés,
33405 Talence Cedex, France
e-mail: t.mulder@epoc.u-bordeaux1.fr

J.-C. Guedes
Genavir, Port Brégaillon,
83500 LA Seyne sur Mer France

E. Thiébot
IUEM, 4 Place Nicolas Copernic,
29280 Plouzané France

B. Jaaidi
Unité de Formation et de Recherche
Océanologie-Géologie-Environnement-Aménagement,
Département des Sciences de la Terre,
University of Rabat,
Avenue Ibn Battouta, B.P. 1014,
Rabat Morocco

N. Kenyon
Challenger Division for Seafloor Processes,
Southampton Oceanography Centre,
Empress Dock,
Southampton SO14 3ZH, UK

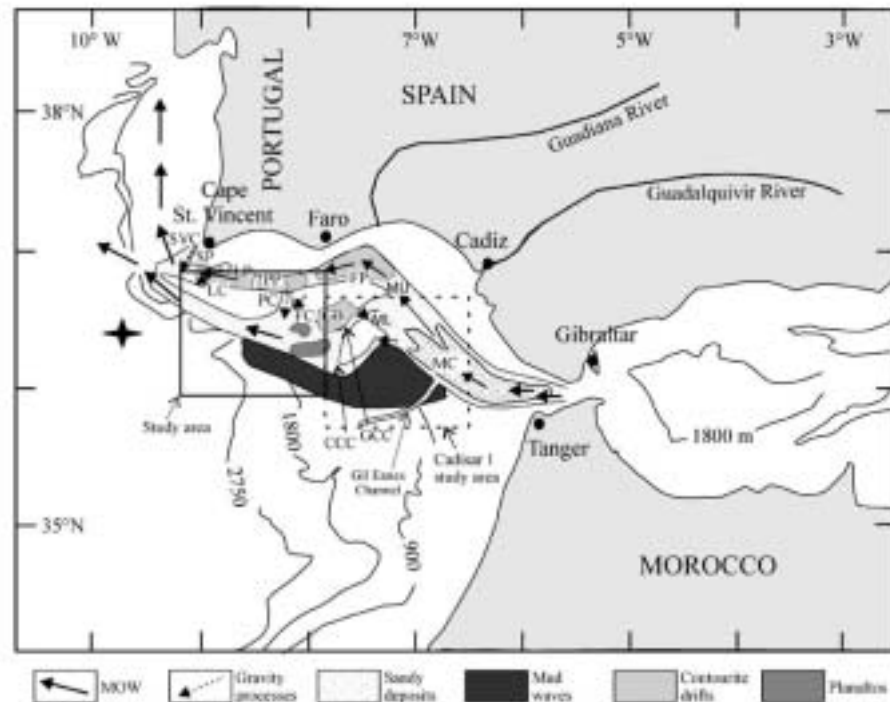
M. Voisset
DRO/GM, Ifremer Centre de Brest,
B.P. 7029280 Plouzané France

C. Perez
Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cadiz,
11510 Puerto Real Cadiz, Spain

M. Sayago
Département de Géologie, Université de Genève,
13 Rue des Marais,
1211 Geneva Switzerland

Y. Fuchey
Department of Geology, University of Geneva,
13 Rue des Marais,
1205 Geneva Switzerland

Fig. 1 General map of the Gulf of Cadiz, showing the cores of the Mediterranean Outflow Water (MOW) and site of downslope gravity processes. *Plain frame* Area studied during the Cadisar 2 cruise (this study). *Dashed frame* Area studied during the Cadisar 1 cruise. CCC Cadiz Contourite Channel, FC Faro Canyon, FP Faro Planalto, GB Guadalquivir Bank, GCC Guadalquivir Contourite Channel, LC Lagos Canyon, LP Lagos Planalto, MC main MOW core, PC Portimao Canyon, PP Portimao Planalto, SP Sagres Planalto, SVC St. Vincent Canyon. The star indicates the epicenter of the 1755 Lisbon earthquake



sequently, the area is potentially seismogenic. For example, it is close to the source region of the Great Lisbon earthquake (M 8.7) of 1755 (Zitellini et al. 1999; Fig. 1).

The present circulation in the Gulf of Cadiz is controlled by the dynamics of the Mediterranean Outflow Water (MOW, Fig. 1), a strong current resulting from the exchange of water masses between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean. This current has been active since the early Pliocene, after the Mediterranean basin was flooded following the Messinian salinity crisis (Vanney and Mougnot 1981; Mougnot and Vanney 1982; Mougnot 1988; Nelson et al. 1993). Presently, the MOW is a strong, warm (13°C), and saline (38 g l⁻¹) current flowing out of the Mediterranean below the Atlantic waters (Ambar and Howe 1979; Ambar 1983). The water flux is balanced by the less-saline, cool water mass of the Atlantic inflow (Nelson et al. 1999) that flows back from the Atlantic into the Mediterranean. After passing the Strait of Gibraltar, the MOW is constrained in a W-SW channel and reaches velocities of 2.5 m s⁻¹. West of 06°20' W, the MOW temperature, salinity and velocity decrease. It veers northwestward under the influence of the Coriolis force. The main MOW core (MC in Fig. 1) divides into two major cores that flow along the seabed at water depths of 300–1,400 m (Madelain 1970; Zenk 1975; Ambar and Howe 1979; Gardner and Kidd 1983; Ochoa and Bray 1991; Johnson and Stevens 2000; Borenäs et al. 2002): the Mediterranean Upper Water (MU in Fig. 1), and the Mediterranean Lower Water (ML in Fig. 1).

The Mediterranean Upper Water represents the upper, less-dense (salinity of 37.07‰), warm (13.7°C) core that

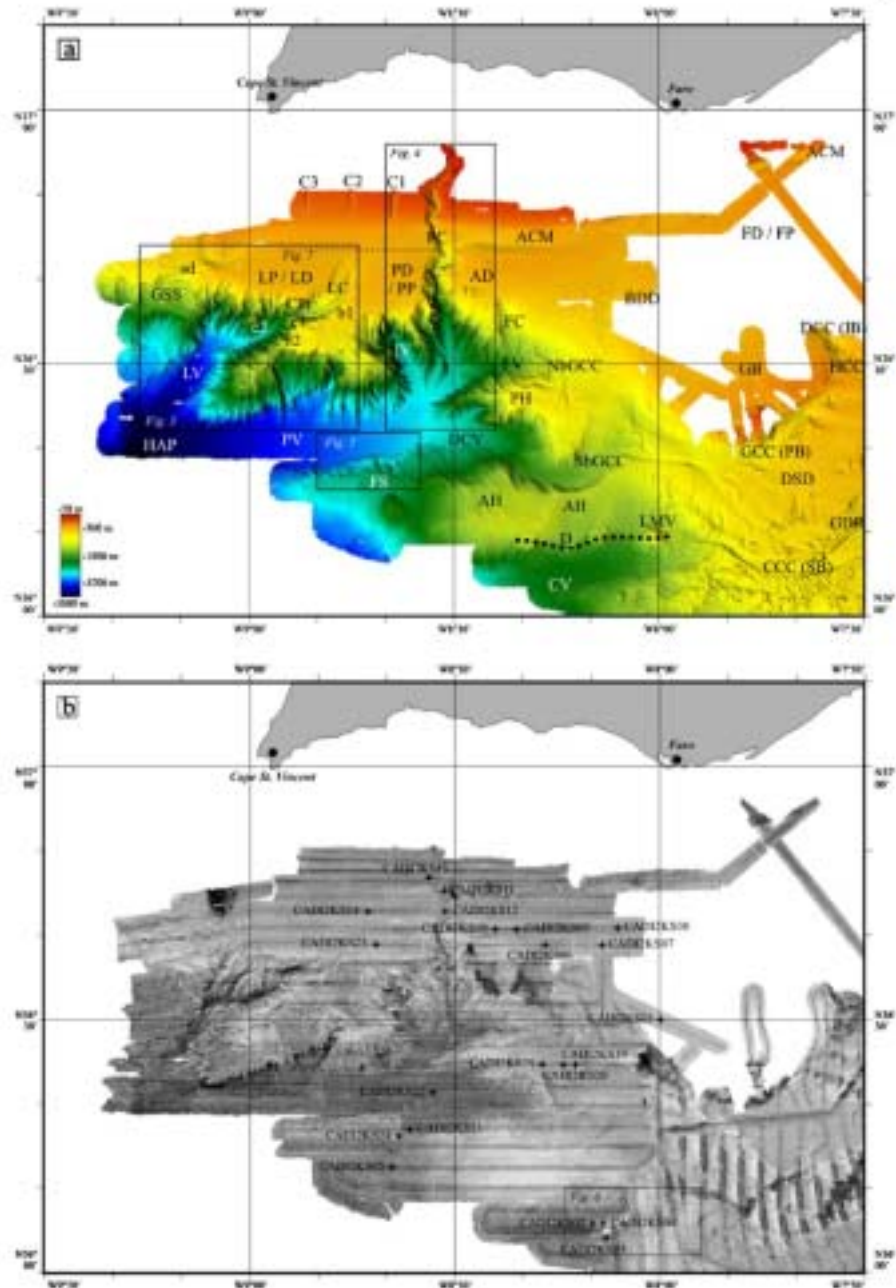
flows at the base of the upper Spanish and Portuguese continental slopes at depths of 500–800 m. Its average velocity is 0.46 m s⁻¹ (Meinke et al. 1975; Johnson et al. 2002).

The Mediterranean Lower Water constitutes the lower, more-saline (salinity of 37.42‰) core that forms the main MOW nucleus. Its mean temperature is 13.6°C and its velocity varies in the range 0.2–0.3 m s⁻¹ (Zenk and Armi 1990; Bower et al. 1997). The ML divides into three minor branches between 6°20' and 7° W, which each follow a separate deep channel (Madelain 1970; Kenyon and Belderson 1973; Mélières 1974; Nelson et al. 1993, 1999; García 2002): (1) the Intermediate Branch (IB in Fig. 2a), which moves northwestward through the Diego Cao Channel; (2) the Principal Branch (PB in Fig. 2a), considered to presently transport the MOW major flow (Madelain 1970) passing south of the Guadalquivir Bank through the Guadalquivir Contourite Channel, and (3) the Southern Branch (SB in Fig. 2a), which follows a steep valley toward the southwest through the Cadiz Contourite Channel (Figs. 1 and 2).

At approximately 1,400 m water depth in the western part of the Gulf of Cadiz, and at 1,200 m in the eastern part, the MOW loses contact with the seafloor. The velocity of the MOW is strongly influenced by seafloor morphology (Heezen and Johnson 1969; Madelain 1970; Thorpe 1972, 1976; Mélières 1974). The MOW accelerates when it is laterally constrained, and decelerates when it spreads.

The impact of the MOW on the sedimentation in the Gulf of Cadiz is considerable (Faugères et al. 1985b; McCave and Tucholke 1986). The strong MOW locally reworks sediment carried by rivers discharging into the gulf, mainly

Fig. 2 a High-resolution (30×30 m grid) EM 300 bathymetric map of the western part of the Gulf of Cadiz studied during the Cadisar 2 cruise. *ACM* Alvarez Cabral Moat, *AD* Albufera Drift, *AH* Albufera High, *b1*, *b2* bends of the Lagos Canyon, *BDD* Bartolome Dias Drift, *c1*, *c2* chutes of the Lagos Canyon, *C1-C3* channels on the continental shelf, *CF* Cadiz Valley, *CP* constriction point, *sd* sediment deformation, *sb*, *sbGCC* north branch, south branch Guadalquivir Contourite Channel, *DCC* Diego Cao Channel, *DCF* Don Carlos Valley, *DSD* deformed sheeted drift, *FD* Faro Drift, *FF* Faro Valley, *FS* failure scars, *GDR* Guadalquivir Diapiric Ridge, *GSS* giant slump scar, *HAP* Horseshoe Abyssal Plain, *HCC* Huelva Contourite Channel, *IV* Intermediate Valley, *LD* Lagos Drift, *LV* Lagos Valley, *LMV* Lolita Mud Volcano, *PD* Portimao Drift, *PH* Portimao High, *PV* Portimao Valley. *Thin dotted line* Location of the seismic profile in Fig. 7, *thick dotted line* diapir line (*D*). For other abbreviations, see Fig. 1. **b** High-resolution (12.5×12.5 m grid) EM 300 acoustic imagery map of the western part of the Gulf of Cadiz studied during the Cadisar 2 cruise. *Crosses* indicate core locations



the Guadalquivir and Guadiana rivers (Fig. 1). The average grain size of the surface sediments decreases as the MOW velocity decreases westward. Consequently, the depositional system evolves from east to west. Close to Gibraltar, the energetic, main MOW core erodes, forming scours and gravel lags, followed westward by sand patches and ribbons (Habgood et al. 2003). Westward along the Spanish slope, contourite deposition forms large, elongated, mounded and sheeted contourite drifts (Faugères et al. 1984, 1985a; Stow et al. 1986; Llave et al. 2001; Llave 2003; Hernández-

Molina et al. 2003). These drifts are composed essentially of thoroughly bioturbated, fine-grained sedimentary stacked sequences called contourites (Gonthier et al. 1984). The construction of the drifts is cyclic, being controlled by climatic and eustatic oscillations (Llave et al. 2001, 2006a,b).

At the bend west of the Strait of Gibraltar, the MOW builds a giant, unstable dissymmetric contourite levee (Mulder et al. 2002, 2003). This levee is covered with mixed silt and mud waves, eventually only mud waves in its southern part (Kenyon and Belderson 1973; Gardner

and Kidd 1983; Nelson et al. 1993, 1999; Migeon 2000), and with numerous sediment failures and flows in its northern part (Mulder et al. 2003). It is dissected by channels shifting progressively southward. Some of the most active channels (e.g., Gil Eanes in Fig. 1) terminate with small sandy lobes.

The morphology of the western part of the Gulf of Cadiz is known only by the pioneer work of Vanney and Mougnot (1981). More recently, large-coverage bathymetric tools have been used in the region (Hernández-Molina et al. 2003), but they do not match the accuracy of the EM300 multibeam used in present study.

In this paper, we present the new morphology of the western part of the Gulf of Cadiz, derived from high-resolution multibeam bathymetry and acoustic imagery datasets in an area extending between 8°00'9"20" W and 36°00'37"00" N.

Materials and methods

The data were collected during the Cadisar 2 cruise aboard the RV *Le Suroît* in September 2004. This cruise followed the Cadisar 1 cruise dedicated to the study of the eastern part of the gulf (Mulder et al. 2003). Bathymetric data and acoustic imagery were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a frequency of 30 kHz and a maximum angle of 150°, the swath width varying between 300 and 5,000 m at water depths of 100 and 5,000 m, respectively. Ship speed was 5–5.5 kn.

The acoustic data were corrected for salinity and density effects using three conductivity-temperature-depth (SBE19) probes and 85 thermoprobes (Sippican). The tops of 21 Kullenberg piston cores and three USNEL box cores

were used to visually control for grain size and interpret the acoustic imagery.

Results

The western part of the Gulf of Cadiz presents five kinds of geomorphological structures: canyons and channels, deep-sea valleys and contourite channels, lobes, drifts, and abyssal plains. These data show essentially large contourite drifts extending parallel to the continental slope, interacting with erosional features formed by gravity currents moving downslope (Figs. 2, 3, 4, 5, 6, and 7). Geographical names are based on Mougnot and Vanney (1982), Hernández-Molina et al. (2003), and Mulder et al. (2003).

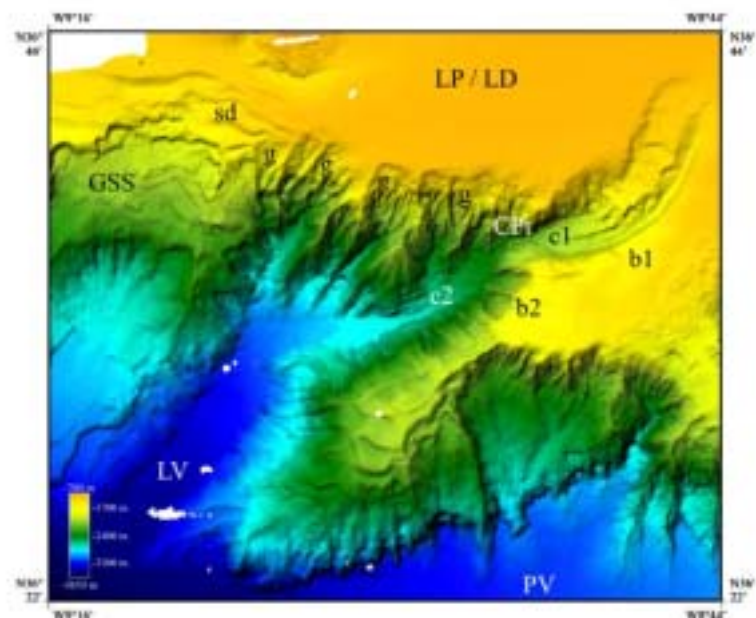
Canyons and channels

Three canyons are visible on the map in Fig. 2a (from east to west): the Faro Canyon (FC in Figs. 1 and 2a), the Portimao Canyon (PC in Figs. 1 and 2a), and the Lagos Canyon (LC in Figs. 1 and 2a). The canyons are narrow, with erosive flanks. The Faro and Lagos canyons incise the upper continental slope, whereas the Portimao Canyon incises the continental shelf.

The Faro Canyon is 20 km long. It originates on the southern slope of the Albufeira Drift (AD in Fig. 2a). The canyon is bordered eastward by the Bartolome Dias Drift (BDD in Fig. 1), and merges sharply with the Portimao Valley (PV in Fig. 2a).

The Portimao Canyon is a slightly sinuous (sinuosity=1.125) canyon running N-S (Figs. 2a and 4). It is rooted on a N-S fault (Mougnot and Vanney 1982). The

Fig. 3 Detailed bathymetric map of the Lagos Channel, Planalto and Drift. *g* Gullies on canyon and valley flanks; for other abbreviations, see Figs. 1 and 2



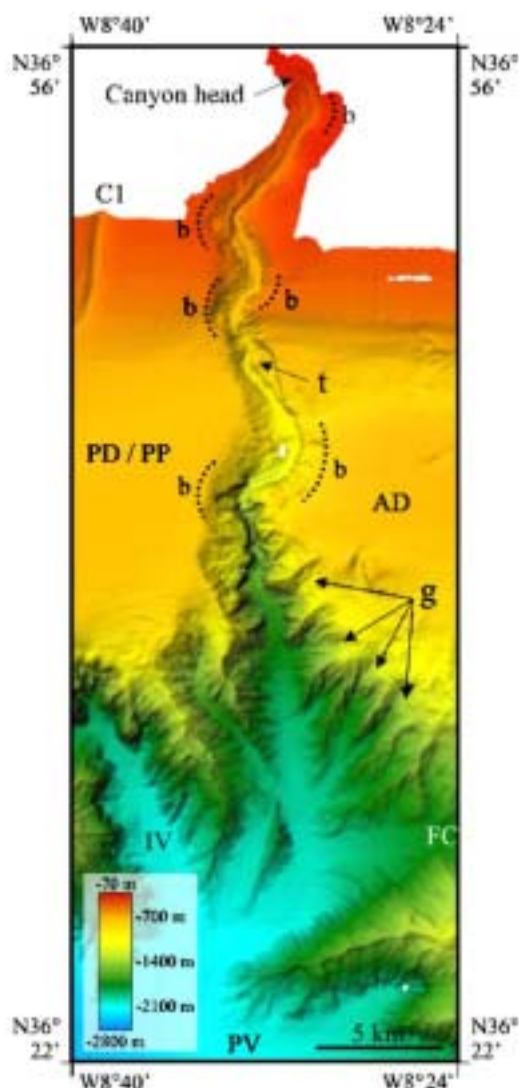


Fig. 4 Detailed bathymetric map of the Portimao Canyon (see location in Fig. 2a). The dotted lines represent the bends (*b*) of the Portimao Canyon; *t* terrace; for other abbreviations, see Fig. 2

canyon head roots at isobath 120 m, its depth varying in the range 165–340 m in the northern part and its width being 6.0–1.3 km. Erosive gullies (*g* in Fig. 4), with clearly visible failure scars at their heads, form a “badland-like” morphology on the canyon flanks. Six bends are visible along the 55 km of the canyon course (*b* in Fig. 4). These bends are bordered by elongated terraces (width close to 850 m), plastered along the canyon flanks with an elevation of 140 m above the axial thalweg. The terrace located at 36° 45' N, 8°32' N (*t* in Fig. 4) appears to be due to a large slope failure that has been covered with the deposits of spilling turbidity currents (nested levees of Pichevin et al. 2001). The axial thalweg enlarges south of 36°30' N, forming a valley that finally merges with the Portimao Valley.

The Lagos Canyon shows a more complicated morphology (Figs. 2a and 3). Its head is located at a water depth of about 760 m, and it runs toward the SSW along less than 10 km, and westward after a double bend (*b1* and *b2* in Figs. 2a and 3). Two chutes (*c1* and *c2* in Figs. 2a and 3), with local slopes of 10–11°, occur after the first and the second bend, respectively. The first chute corresponds to a narrowing of the canyon (constriction point, CP1 in Fig. 2a). After the chute, the axial thalweg increases sharply to form a valley, the Lagos Valley (LV in Figs. 2a and 3), running NNE–SSW and merging with the Horseshoe Abyssal Plain (HAP in Fig. 2a) downstream of the second bend.

On the continental shelf, three channels with depths reaching 150 m are observed between 8°53' and 8°37' W (C1 to C3, Fig. 2a). The easternmost channel (C1 in Figs. 2a and 4) is the deepest. The two other channels (C2 and C3 in Fig. 2a) are not as deep (70 m) as C1. These have a straight course over 7 km, and then bend westward before disappearing at water depths of 560–700 m. Consequently, they are not connected to any valley on the continental slope. Southward extrapolation of the channel courses suggests that C1 could have been connected to the head of the Lagos Canyon, and that the most distal bend (*b2*) could have been connected either to the westernmost channel (C3) or to the central channel (C2; Fig. 2). E–W seismic profiles across the Portimao and Lagos drifts clearly show that a paleo-system of channels exists below the present-day surface of drifts (Fig. 7).

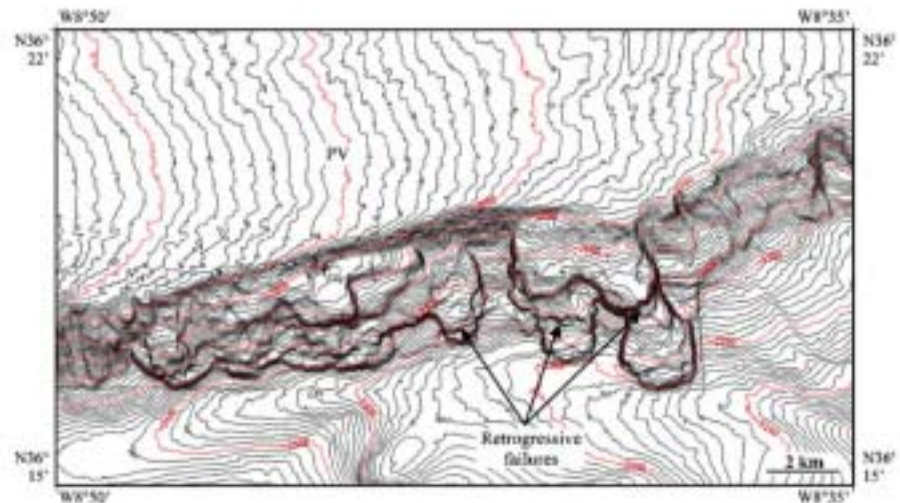
Deep-sea channels and valleys

The deep-sea channels and valleys have a flat bottom and are larger than the canyons. They have no connection with the channel network on the upper continental slope and shelf, or on the drifts located upslope.

The eight deep-sea channels and valleys shown on Fig. 2 are the Intermediate Valley (IV in Fig. 2), the Don Carlos Valley (DCV in Fig. 2a), the Faro Valley (FV in Fig. 2a), the Lagos Valley (LV in Figs. 2a and 3), the Cadiz Valley (CV in Fig. 2a), the Guadalquivir Contourite Channel (GCC in Fig. 2a), the Portimao Valley (PV in Fig. 2a), and the Cadiz Contourite Channel (CCC in Fig. 2a). Two are contouritic channels (Guadalquivir and Cadiz contourite channels). Six are valleys, in which sedimentation is probably dominated by turbiditic processes.

The 15-km-long Intermediate Valley (Figs. 2a and 4) is located immediately west of the Portimao Canyon. It merges sharply with the Portimao Valley. The Faro Valley (Fig. 2a) forms the connection between the north branch of the Guadalquivir Contourite Channel and the Portimao Valley. The Don Carlos Valley (Fig. 2a) connects the south branch of the Guadalquivir Contourite Channel and the Portimao Valley. The Lagos Valley (Figs. 2a and 3) is located in the distal part of the Lagos Canyon, and is 20 km long and 3 km wide. It presents a NNE–SSW direction, similarly to the upper part of the Lagos Canyon. Distally, the Lagos Valley merges with the Horseshoe Abyssal Plain at 3,550 m

Fig. 5 Detailed bathymetric map of retrogressive failure scars (see location in Fig. 2a)



water depth. The Cadiz Valley is located southward of the Albufeira High (AH in Fig. 2a), immediately west of the Lolita Mud Volcano (Somoza et al. 2003; LMV in Fig. 2a). It runs E-W and merges westward with the Horseshoe Abyssal Plain.

The Guadalquivir Contourite Channel (Hernández-Molina et al. 2003) runs on the southern side of the Guadalquivir Bank (GB in Fig. 2a). At this location, the channel forms a bend with a large radius of curvature. It divides along the Portimao High (PH in Fig. 2a) into a north and a south branch. The north branch (nbGCC in Fig. 2a) passes north of the Portimao High, and connects sharply with the Faro Valley and then with the Faro Canyon. The south branch (sbGCC in Fig. 2a) passes south of the Portimao High, and connects with the Don Carlos Valley. West of 8°03' W, the channel enlarges, merging with the Portimao Valley.

The Portimao Valley is longer than 50 km and has four main sources: (1) the Guadalquivir Contourite Channel, (2) the Faro Canyon, (3) the Portimao Canyon, and (3) the

Intermediate Valley. The northern flank of the Portimao Valley is steeper than the southern flank, the former corresponding to the continental slope. However, the southern flank presents abundant failure scars (FS in Fig. 2a), some suggesting a retrogressive process (Fig. 5). West of 9°10' W, the Portimao Valley merges with the Lagos Valley. Both discharge into the Horseshoe Abyssal Plain.

The Cadiz Contourite Channel (Hernández-Molina et al. 2003) drains the lower core of the MOW. It is bordered to the north, from the Guadalquivir Diapiric Ridge (GDR in Fig. 2a) to the Albufeira High, by the deformed sheeted drift (DSD in Fig. 2a) of the central sector of the middle slope. It is connected laterally with the Cadiz Valley. The head of this valley is bounded in the north with the Albufeira High and a diapir line (D in Fig. 2a). This line consists of four diapirs, each forming a topographic high of 200–350 m elevation above the surrounding seafloor, with a more or less flat top and a diameter of 4–8 km. This diapir line is in the continuation of the tectonic lineament (including diapirs and rounded dissolution structures) ob-

Fig. 6 Detailed acoustic image of the sandy lobe in the eastern part of the Cadiz Valley (see location in Fig. 2b). L1/ Most ancient lobe, L2 most recent lobe, C feeder channel

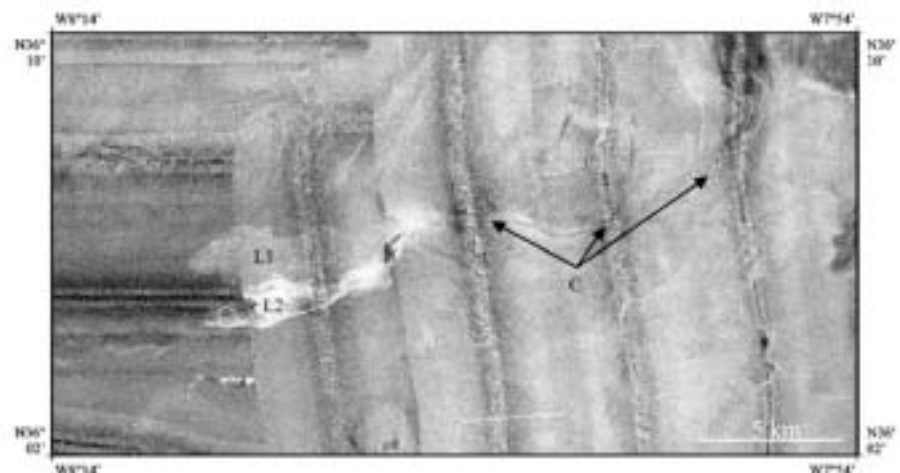
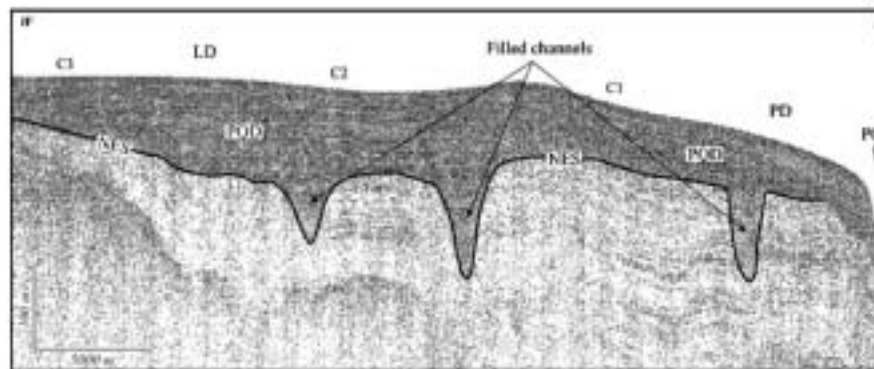


Fig. 7 E–W sparker seismic line (see location in Fig. 2a) across the Lagos and Portimao drifts, showing the paleo-system of filled channels. C1–C3 indicate the longitudinal positions of the three channels that are visible upslope on the bathymetric map in Fig. 2a. PQD Plio–Quaternary deposits, NES Neogene erosional surface; for other abbreviations, see Figs. 1 and 2a



served in the eastern part of the gulf (Mulder et al. 2002; Fernández-Puga 2004; Medialdea et al. 2004; Medialdea 2005).

Two additional contourite channels are partially visible on the eastern side of the map in Fig. 2: the Huelva Contourite Channel (HCC in Fig. 2), and the Diego Cao Channel (DCC in Fig. 2).

The bottom of all the deep-sea channels and valleys lies at less than 1,400 m water depth, i.e., below the critical water depth at which the MOW does not flow on the seafloor. This suggests that the seafloor of the channels consists both of turbidites initiated by slope failures on the channel and canyon flanks, and of hemipelagic sediments coming in part from the suspended load of the MOW.

Mougenot and Vanney (1982) reported that the Portimao Canyon, and large channels such as the Diego Cao/Huelva (DCC/HCC in Fig. 2a) and Alvares Cabral Moat (ACM in Fig. 2a) channels are oriented along major regional faults. Mulder et al. (2003) proposed that the present topography of the Gulf of Cadiz was strongly oriented by structural direction (tectonic lineament, and direction of the long axis of ponded basins and channels on the giant contouritic levee). This would suggest that present-day minor channels are also oriented along tectonic structures. In that case, they would represent tectonic depressions that are today maintained as topographic lows because of bypass or erosion due to the energetic MOW.

Planaltos, topographic highs and contourite drifts

The study area shows part, or the totality of seven marginal plateaus called “highs”, as they represent topographic highs generally rooted on structural highs. They correspond to the planaltos defined by Mougenot and Vanney (1982), showing a sedimentary pile extending up to the Miocene or lower Pliocene, capped by a regional erosional or bypass surface. From east to west, these planaltos are named Faro (FP), Portimao (PP), and Lagos (LP, Vanney and Mougenot 1981; Figs. 1 and 2a). They are all covered by thin sheeted drifts. Two additional highs are located southward: the Albufeira and the Portimao highs. The Portimao High is located between the north and south branches of the Guadalquivir Contourite Channel. The Albufeira High is

bordered by the south branch of the Cadiz Contourite Channel in the north, and by the Cadiz Valley in the south.

The south edge of the Lagos Planalto is covered with sediment deformation (sd in Figs. 2a and 3). This deformation relates to the giant slump scar that affects the Planalto slope (GSS in Figs. 2a and 3). Only the westernmost end of the Faro Planalto is visible in Fig. 2a. In the eastern part of the gulf, Plio–Quaternary contourite drifts formed above the Neogene erosional surface. The Faro Drift (elongate mounded separated drift of Faugères et al. 1999; FD in Fig. 2a) is located at the top of the Faro Planalto. It is bordered in the north by a long moat that represents the termination of the Alvares Cabral Moat, merging with the Portimao Canyon at 8°32' W, 36°44' N. The Albufeira Drift (AD in Fig. 2a) is a smaller, elongate mounded separated drift representing the westward continuation of the Faro Drift on the east side of the Portimao Canyon.

The Guadalquivir Bank (GB in Figs. 1 and 2a) is a topographic high of the Paleozoic basement that locally outcrops. A sheeted drift is located at the northern side of the bank: the Bartolome Dias Drift (BDD in Fig. 2a). The bank is bordered southward by the Guadalquivir Contourite Channel, draining the Principal Branch of the lower core of the MOW.

The Portimao and Lagos planaltos show a Plio–Quaternary cover that is concordant over the Neogene erosional surface (Fig. 2a). Consequently, they have been interpreted as sheeted drifts (Lagos, LD in Fig. 2a), or relict and deformed sheeted drifts (Portimao, PD in Figs. 2a and 3) by Hernández-Molina et al. (2003). These drifts show a flat surface gently dipping southward or southwestward, with no sedimentary features. This is a major difference with the sedimentary levee described above for the eastern part of the gulf, which is covered with sediment waves or slope instabilities. The small drift reported in the northern part of the Sagres Planalto (west of the study area, SP in Fig. 1) by Mougenot and Vanney (1982) is not included in the present study area.

The Lagos, Portimao and Albufeira drifts show a distinct N–S morphology in their northern part, bending progressively toward the W–SW in their southern part. This is probably due to a change in the progradation trend under

the activity of the E–W motion of the MOW lower core that becomes prominent seaward. The south termination of the drifts is clearly erosional, indicating the strong energy of the lower core of the MOW.

Depositional lobes

Depositional lobes have been described in the southern part of the Gulf of Cadiz (Habgood et al. 2003; Mulder et al. 2003), i.e., in the southeastern sector of the present study area. These are located at sites where sandy cores were evaluated by Mélières (1974). They are typically less than 10 km long and less than 20 m thick, consisting of very clean fine sand and coarse silt. The acoustic imagery (Fig. 6) of a lobe laying at the connection between the Cadiz Contourite Channel and the Cadiz Valley (Fig. 1) shows that it is composed of several sedimentary bodies of different reflectivity, suggesting several stages for lobe deposition.

Visual examination of surficial material from cores collected at various sites in the western Gulf of Cadiz, either in lobes or in channel turbidites (see locations in Fig. 2b), shows the widespread occurrence of largely sandy sediments. These could be supplied either by Spanish rivers, or more probably by the erosion of lower Pliocene sands (Vanney and Mougnot 1981).

Discussion

Activity of the MOW

In the western Gulf of Cadiz, the activity of the Mediterranean Outflow Water is strongly reflected in trends shown by the Lagos, Portimao and Albufeira drifts. Their orientation on the bathymetric map is N–S, and they bend progressively E–W. On seismic profiles, the drifts (especially Albufeira) have a marked migration toward the west that adds to their classical upslope progradation (toward the north). The southern part of the Lagos and Portimao drifts is eroded by gullies due to gravity processes, and by the lower core of the MOW. Indeed, signs of gravitational deformation exist at the south end of the Lagos Planalto. The south edge of the drifts shows a strong increase in slope (value close to 10°). In addition, this edge is located at 850–1,050 m water depth, which corresponds to the maximum depth where MOW is encountered in this area.

The flat morphology of the top of the Portimao and Lagos sheeted drifts is also a consequence of MOW activity. At present, in the western part of the gulf, MOW velocity does not exceed 0.3 m s^{-1} . This low velocity is due mainly to the spreading of the upper core of the MOW west of Portimao Canyon. At this location, the upper core is more tabular because it is less affected by the seafloor morphology, in contrast to the central sector of the middle slope where recent tectonic activity has been more important and controls the seafloor morphology (Hernández-Molina et al. 2006). This is sufficient to rework clay and

fine silts and to flatten the top of the drift, but it is insufficient to transport coarser particles. Consequently, the grain size of the particles and the flow intensity are too small to form any sedimentary features at the top of the drifts.

Mass movements

Mass movements such as slumps and slides are probably the most frequent gravity processes in the study area. These are evidenced by the presence of well-defined slump scars, for example, on the south flank of the Portimao Valley, and by the “badland” shape of the channels, drifts and canyons. The gullies at the origin of the badland shape show circular structures at their heads, suggesting formation by retrogression (Figs. 3 and 4). In the western part of the gulf, the types of mass movements are less varied than in the eastern part, where gravity processes are essentially sediment flows moving on the gentle slope of the contouritic levee (Mulder et al. 2003). In addition, in the western part of the gulf, gravity processes appear in the form of slumps turning sharply into turbidity currents on steep slopes. Indeed, no slump deposits are visible. These slumps are probably due to oversteepening and overloading resulting from drift progradation and earthquake activity. Thus, large-scale failures, such as that on the southern edge of the Lagos Planalto, suggest regional sediment instability due to earthquake activity.

Turbiditic activity

Turbiditic activity is demonstrated by the presence of turbiditic sequences in cores taken at the bottom of the Portimao Canyon and Valley. The canyons, valleys and gullies channel turbidity currents resulting mainly from the transformation of slope failures observed on the slopes.

Interactions between gravity processes and contour currents

Interaction of the MOW and gravity processes, in particular turbidity currents, is evidenced by the present-day disconnection between channels on the continental shelf and canyons and valleys, the filling of valleys, and the capture of submarine valleys. Present disconnection between the channels located on the continental shelf, and the valleys and canyons observed on the continental slope is particularly visible west of the Portimao Canyon. At present, no connection exists between the Lagos Canyon and any of the three channels identified upslope. Similarly, east of the Portimao Canyon, the Faro Canyon is not connected to any conduit on the Albufeira Drift and on the continental shelf.

In addition, both the Lagos and Faro canyons have flanks smoother than those of the Portimao Canyon. In the former two canyons, the erosive morphology of canyon flanks is less visible than for the Portimao Canyon, suggesting that

flank erosion is not active today, and that these valleys are being progressively infilled by sediment load, i.e., drift progradation.

Evidence of a paleo-channel system below the present-day surface of the Portimao and Lagos drifts suggests that in the past, the network of submarine valleys was connected to the channels located at the top of the drifts or on the continental shelf. By implication, the present disconnection is due to an imbalance between the energy of the MOW and the activity of turbidity currents. During warm periods and probably during the entire Holocene, sediment load from the continent and turbiditic activity have been less important than during cold periods for this region (Hernández-Molina et al. 2002). In addition, the lower core of the MOW was located deeper during cold periods than at present, and was more active (Schönfeld and Zahn 2000; Llave et al. 2006a). Consequently, during periods of higher MOW activity (cold periods), the most energetic process acting on the upper slope would be downslope gravity events, mainly linked to turbidity currents (Hernández-Molina et al. 2002). During these periods, channels incise the drifts and are connected to valleys and canyon heads downslope. During periods of low MOW activity, by contrast, sediment load from the continent and turbiditic activity both decrease. Although MOW energy also decreases, it becomes larger than that of downslope gravity processes. Channels progressively fill, and the turbiditic activity is concentrated only at some specific locations, such as the Portimao Canyon at the present time.

Valley and canyon capture is suggested mainly by the singular double-bend shape of the Lagos Canyon, and the constriction located at 36°36' N/8°53' W associated with a change in canyon course. The shape of the Lagos Valley suggests it was initially connected to a canyon that was itself connected to channel C3. Other canyons or valleys were probably connected to channels C2 and C1. Because of the westward progradation of the Lagos Drift, the canyon connected to either C2 or C1 progressively shifted toward the west, forming the northernmost bend. This bend connected at some stage with the Lagos Valley. The constriction thus corresponds to a capture point formed according to a process mimicking that in subaerial river systems.

Conclusions

This paper brings new results on the western part of the Gulf of Cadiz.

- The structural control on the morpho-sedimentary of the gulf is confirmed by, for example, the course of channels following diapir lines.
- The decreasing energy and competency (maximum size of particles transported) toward the west is evidenced by the construction of fine-grained contourite drifts. No mesoscale sedimentary structures or evidence of erosion from the MOW are visible at the top of the drifts.

- Sediment instability is present in the western part of the gulf, as it is in the eastern part, but the morphology of the failures differs. In the eastern part, small slope failures are generated mainly by overloading and shearing by the MOW. In the western part, large slope failures are due to oversteepening, and probably for very large failures, to earthquake activity, as this part is closer to the tectonically active accretionary prism.
- The impact of downslope gravity processes on sedimentation and seafloor morphology is more important in the western part than in the eastern part of the gulf, because the energy of the alongslope MOW is less intense in the former. Turbidite sedimentation dominates in the deep-sea canyons and valleys. In addition, because the MOW flows detached from the seafloor in most of the western part, particles transported by the MOW settle as hemipelagites, rather than as contourites.
- When the energy of gravity processes and the MOW are balanced, both processes can interact. This interaction generates phases of erosion of channels and canyons when downslope supply and gravity processes dominate, and phases of canyon and channel filling when the MOW dominates. Downslope supply seems to dominate during cold periods (when river load is large and the MOW deepens), although the activity of the lower MOW core increases. Conversely, the upper MOW core is more active during interglacial periods. This high activity could increase erosion on the upper slope.

Acknowledgements We thank the crew of the RV *Le Suroît* for technical assistance during the Cadisar 2 cruise, F.J. Hernández-Molina for reviewing the manuscript, and the journal editors for language improvement. UMR CNRS 5805 contribution number 1573.

References

- Ambar I (1983) A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Res* 30(6A):677–680
- Ambar I, Howe MR (1979) Observations of the Mediterranean outflow: I. Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep-Sea Res* 26A:535–554
- Argus DF, Gordon RG, Demets C, Stein S (1989) Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J Geophys Res* 94:5585–5602
- Borenäs KM, Walhin AK, Ambar I, Serra N (2002) The Mediterranean outflow splitting—a comparison between theoretical models and CANIGO data. *Deep-Sea Res II* 49: 4195–4205
- Bower A, Armi L, Ambar I (1997) Lagrangian observations of meddy formation during a Mediterranean undercurrent seeding sediment. *J Phys Oceanogr* 27(11):2545–2575
- Faugères J-C, Gonthier E, Słow DAV (1984) Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12:296–300
- Faugères J-C, Cremer M, Monteiro H, Gaspar L (1985a) Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire du Faro (marge sud-portugaise). *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37:229–258
- Faugères J-C, Frappa M, Gonthier E, Grousset FE (1985b) Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au Quaternaire récent. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37:259–287

- Faugères J-C, Stow DAV, Imbert P, Viana A (1999) Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar Geol* 12:1–38
- Fernández-Puga MC (2004) Diapirismo y estructuras de expulsión de gases hidrocarburos en el talud continental del Golfo de Cádiz. PhD Thesis, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz
- García M (2002) Caracterización morfológica del sistema de canales y valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): implicaciones oceanográficas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz
- Gardner JV, Kidd RB (1983) Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar: Part 1. *Gulf of Cadiz*. *Oceanol Acta* 6(3):245–253
- Gonthier E, Faugères J-C, Stow DAV (1984) Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: Stow DAV, Piper DJW (eds) *Fine grained sediments: deep water processes and facies*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 4:275–292
- Gutscher M-A, Malod J, Réhault J-P, Contrucci I, Klingelböfer F, Mendes-Victor L, Spakman W, SISMAR scientific team (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30:1071–1074
- Haggood EL, Kenyon NH, Akhmetzhanov A, Weaver PPE, Masson DG, Gardner J, Mulder T (2003) Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology* 50 (3):483–510
- Heezen B, Johnson (1969) Mediterranean undercurrent and micro-physiography west of Gibraltar. *Bull Inst Océanogr Monaco* 67 (1382):1–95
- Hernández-Molina FJ, Somoza L, Vázquez JT, Lobo F, Fernández-Puga MC, Llave E, Díaz del Río V (2002) Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and paleoceanographic changes. *Quat Int* 921(1):5–23
- Hernández-Molina FJ, Llave E, Somoza L, Fernández-Puga MC, Maestro A, León R, Barnolas A, Medialdea T, García M, Vázquez JT, Díaz del Río V, Fernández-Salas LM, Lobo F, Alveirinho Dias JM, Rodero JY, Gardner J (2003) Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31(1):19–22
- Hernández-Molina FJ, Llave E, Stow DAV, García M, Somoza L, Vázquez JT, Lobo F, Maestro A, Díaz del Río V, León R, Medialdea T, Gardner J (2006) The Contourite Depositional System of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean Outflow Water and the continental margin characteristics. *Deep-Sea Res* (in press)
- Johnson J, Stevens I (2000) A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Res* 1 47:875–899
- Johnson J, Ambar I, Serra N, Stevens I (2002) Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. In: *Deep sea research part II. Topical studies in oceanography*, vol 49(19), pp 4179–4193
- Kenyon NH, Belderson RH (1973) Bed-forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sediment Geol* 9:77–99
- Lajut D, Biju-Durval B, Gonnard R, Letouzey J, Winnock E (1975) Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'arc bético-rifain. *Bull Soc Géol Fr* 7(4):481–485
- Llave E (2003) Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: implicaciones paleoceanográficas. PhD Thesis, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz
- Llave E, Hernández-Molina FJ, Somoza L, Díaz del Río V, Stow DAV, Maestro A, Alveirinho Dias JM (2001) Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Mar Geophys Res* 22:487–508
- Llave E, Schönfeld J, Hernández-Molina FJ, Mulder T, Somoza L, Díaz del Río V (2006a) High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the Late Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Mar Geol* (in press)
- Llave E, Hernández-Molina FJ, Somoza L, Stow DAV, Díaz del Río V (2006b) Quaternary evolution of the contourite depositional System in the Gulf of Cadiz. In: Viana A, Rebesco M (eds) *Economic and paleoceanographic importance of contourites*. *Geol Soc Lond Spec Publ* (in press)
- Madelain F (1970) Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint Vincent. *Cahiers Océanogr* 22:43–61
- Maldonado A, Somoza L, Pallarés L (1999) The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar Geol* 155:9–43
- McCave IN, Tucholke BE (1986) Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: Vogt PR, Tucholke BE (eds) *The Geology of North America*, vol M. *The Western North Atlantic region. Decade of North America Geology*, Geological Society of America, Boulder, CO, pp 451–468
- Medialdea T (2005) Estructura y Evolución Tectónica del Golfo de Cádiz. PhD Thesis, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense
- Medialdea T, Vegas R, Somoza L, Vázquez JT, Maldonado A, Díaz del Río V, Maestro A, Córdoba D, Fernández-Puga MC (2004) Structure and evolution of the "Olistostrome" complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cadiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Mar Geol* 209:173–198
- Meincke J, Siedler G, Zenk W (1975) Some current observations near the continental slope off Portugal. *Meteor Forsch Ergebnisse A* 16:15–22
- Mélières F (1974) Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6, no A10206
- Migeon S (2000) Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. PhD Thesis, Université Bordeaux 1
- Mougenot D (1988) Géologie de la marge portugaise. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6
- Mougenot D, Vanney JR (1982) Les rides de contourites plio-quaternaires de la pente continentale sud-portugaise. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 31:131–139
- Mulder T, Lecroart P, Voisset M, Schönfeld J, Le Drezzen E, Gonthier E, Hanquiez V, Zahn R, Faugères J-C, Hernández-Molina FJ, Cadisar scientific party (2002) Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record—Gulf of Cadiz. *EOS American Geophys Union Trans* 83(43):481–488
- Mulder T, Voisset M, Lecroart P, Le Drezzen E, Gonthier E, Cadisar scientific party (2003) The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Mar Lett* 23:7–8
- Nelson CH, Baraza J, Maldonado A (1993) Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. In: Stow DAV, Faugères J-C (eds) *Contourites and bottom currents. Contourites and hemipelagites in the deep-sea*. *Sediment Geol* 82: 103–131
- Nelson CH, Baraza J, Maldonado A, Rodero J, Escutia C, Barber JH Jr (1999) Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. In: Maldonado A, Nelson CH (eds) *Evolution of the Iberian Margin and the Gulf of Cadiz*. *Mar Geol* 155:99–129
- Ochoa J, Bray NA (1991) Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res* 38(1):S465–S503
- Pichevin L, Mulder T, Savoye B, Cremer M, Piper DJW, Gervais A (2001) The Golo submarine system (east-Corsica margin): turbidite system morphology and processes of terrace formation from high-resolution seismic Boomer profiles. *Geo-Mar Lett* 23 (2):117–124

- Schönfeld J, Zahn R (2000) Late glacial to Holocene history of the Mediterranean outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 159:85–111
- Somoza L, Díaz-del-Río V, León R, Ivanov M, Fernández-Puga MC, Gardner JM, Hernández-Molina FJ, Pinheiro LM, Rodero J, Lobato A, Maestro A, Vázquez JT, Medialdea T, Fernández-Salas LM (2003) Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cadiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution data. *Mar Geol* 195:153–176
- Srisvastava SP, Schouten H, Roest WR, Klitgord KD, Kovacs LC, Verhoef J, Macnab R (1990) Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344:756–759
- Stow DAV, Faugères J-C, Gonthier E (1986) Facies distribution and drift growth during the late Quaternary (Gulf of Cadiz). *Mar Geol* 72:71–100
- Thorpe SA (1972) A sediment cloud below the Mediterranean outflow. *Nature* 236:326–327
- Thorpe SA (1976) Variability of the Mediterranean undercurrent in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res* 23:711–727
- Vinney JR, Mougnot D (1981) La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Memorias dos Serviços Geológicos de Portugal*, vol 28, pp 1–86
- Zenk W (1975) On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *Meteor Forsch Ergebnisse A16:23–34*
- Zenk W, Armi L (1990) The complex spreading patterns of Mediterranean water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Res* 37:1805–1823
- Zitellini N, Chierici F, Sartori R, Torelli L (1999) The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Ann Geofis* 42:49–55

ANNEXE 5

CONTOURITE DRIFT CONSTRUCTION INFLUENCED BY CAPTURE OF MEDITERRANEAN OUTFLOW WATER DEEP-SEA CURRENT BY THE PORTIMÃO SUBMARINE CANYON (GULF OF CADIZ, SOUTH PORTUGAL)

Marchès E.¹, Mulder T.¹, Cremer M.¹, Bonnel C.¹, Hanquiez V.¹, Gonthier E.¹, Lecroart P.¹

¹ Université Bordeaux 1, UMR 5805 EPOC, avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France. e.marches@epoc.u-bordeaux1.fr

ABSTRACT

The margin of the Gulf of Cadiz is swept by the deep current formed by the Mediterranean Outflow Water (MOW) flowing from the Mediterranean to the Atlantic. On the northern margin of the Gulf (Algarve Margin, South Portugal), the MOW intensity is low and fine-grained contourite drifts are built up with an alongslope development. From new sedimentological data, this study emphasizes the presence of two types of contourite drifts separated only by a deep submarine canyon incising the slope with a north-south orientation (Portimão Canyon). High resolution seismic and bathymetry interpretation shows that on the eastern side of the canyon, the MOW forms a thick and large detached drift (Albufeira Drift) prograding toward both north and west, as shown in seismic interpretation, with a high sedimentation rate. On this side of the canyon, the MOW intensity is high enough to erode the slope forming a moat channel (Alvarez Cabral). On the western side of Portimão Canyon, the MOW energy is lower, preventing moat channel erosion. Only flat and thin drift develops (Portimão and Lagos Drifts) with slow aggradation and a low sedimentation rate. This difference in drift development is due to the presence of the canyon which generates an important change in hydrodynamic of the MOW, confirmed by temperature-density measurements showing that MOW flows down Portimão Canyon. The canyon is responsible for the deviation of the direction of the MOW as it partly catches the deep-sea current flowing westward (i.e. capture phenomenon). It creates, thus, a decrease of the flow energy, competency and capacity between the east and west sides of the canyon. Through this phenomenon of MOW deep-sea current capture, the canyon constitutes a morphologic feature generating an important change in the contourite deposition pattern.

In addition to already known climatic and oceanographic influences, our results show the role of canyons on contourite drift building. This study provides new elements on autocyclic factors influencing the contourite sedimentation, important to consider in future sedimentary paleo-reconstruction interpretations.

Keywords: Contourite drift; Mediterranean Outflow Water; contour current capture; submarine canyon; Gulf of Cadiz.

1. INTRODUCTION

The Gulf of Cadiz represents a key zone for the global deep thermohaline circulation. It is the exchange zone between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean and is swept by a strong deep current originating from the Mediterranean: the Mediterranean Outflow Water (MOW). This current is at the origin of various sedimentary processes, among which is contourite drift construction (Faugères et al., 1984).

A good understanding of drift formation explains the large diversity in their morphology and geometry. A drift classification including their evolution as a response to specific hydrologic and morphologic contexts was published by Faugères et al. (1999).

The interest in detailed contourite study increased because it brings understanding of deep current modifications and erosion/deposit processes. In that sense, these sedimentary bodies constitute a record of environmental changes. Several studies (e.g. Hernández-Molina, 2002; Llave, 2004; Llave et al., 2006) have emphasized the relationship between drift construction, paleoceanography and paleoclimate.

Two different drift morphologies are observed the Algarve Margin (Gulf of Cadiz), providing an example of contourite drift diversity. The main aim of this study is to address the processes driving lateral differential growth of the drifts, using morphologic and seismic characteristics of these deposits. This work emphasizes the influence of the Portimão canyon on the different processes determining the present margin configuration.

Using a new bathymetric and high resolution seismic dataset, this paper presents a detailed study of the geometry and evolution of two drifts. It gives an opportunity to constrain the interactions between drift construction processes, deep water circulation and canyon development. This paper presents the role of a canyon on the contourite sedimentation that was never considered before. In that sense, this work brings new element on autocyclic environmental factors influencing the contourite drift development which is important to consider in future sedimentary reconstructions.

2. BACKGROUND

The Gulf of Cadiz is located in the eastern Atlantic Ocean, along the Spanish and Portuguese margins (Fig.1). It stretches from the Strait of Gibraltar (south of Spain) to Cape St Vincent (south of Portugal).

2.1. Tectonic setting

The Gulf of Cadiz is situated on the African-Eurasian plate boundary. The evolution of the margin was influenced by three successive phases of extension and compression (Maldonado et al., 1999): (1) the development of a passive margin during the Mesozoic, related to the opening of the North Atlantic, (2) the Tethys Alpine Sea closure during the Late Eocene to

Early Miocene, due to a compressional regime and (3) a Miocene foredeep evolution associated with the formation of the Betic-Rif orogen and the opening of the western Mediterranean basin (Llave et al., 2001; Hernandez-Molina, 2002). This later stage was characterized by the collision of the Betic-Rif accretionary front with the passive margins of the Iberian Peninsula and Africa. This collision involved the emplacement of an olistostrome during the Middle Miocene in the east of the Gulf, now re-interpreted as an accretion prism (Gutscher et al., 2002). Later, the opening of the Strait of Gibraltar at the end of the Miocene allowed a final connection between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea.

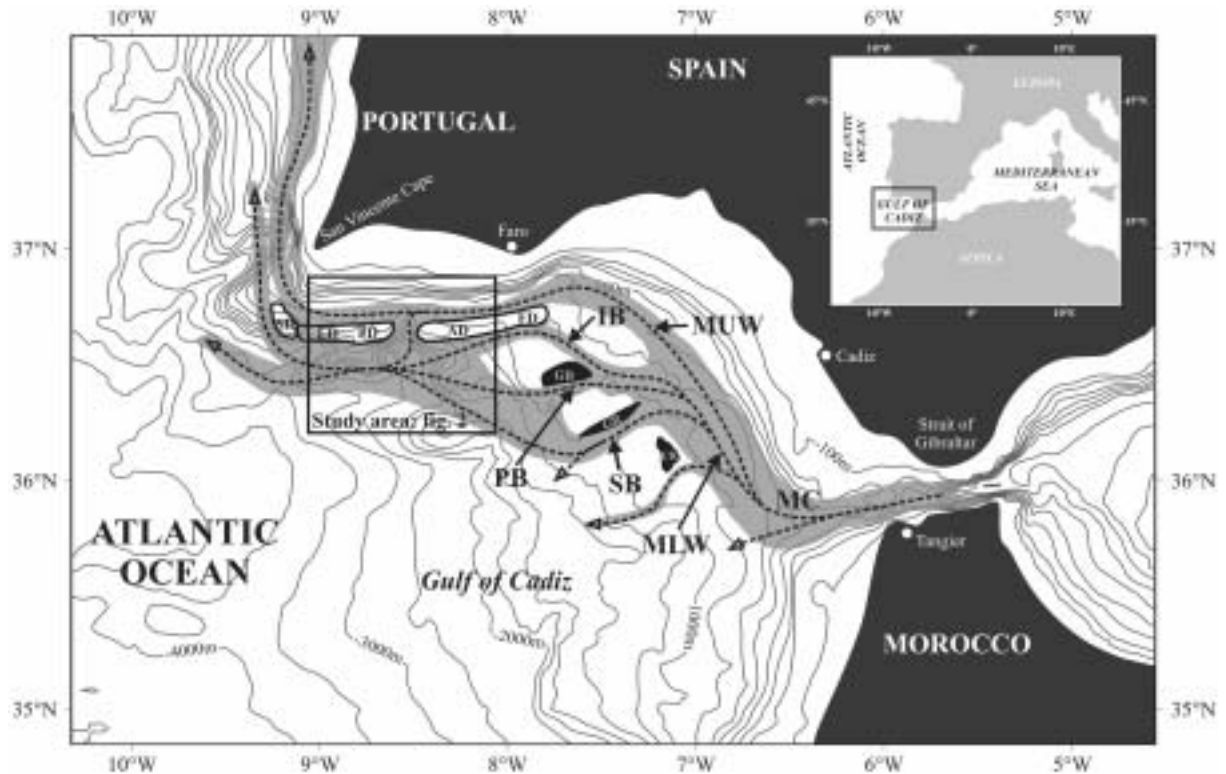


Figure 1. Location of the study area on a regional map indicating the general circulation pattern of MOW; MC: Mediterranean Core, MUW: Mediterranean Upper Water, MLW: Mediterranean Lower Water, IB: Intermediate Branch, PB: Principal Branch, SB: Southern Branch, CR: Cadiz Ridge, GB: Guadalquivir Bank, GR: Guadalquivir Ridge, PC: Portimão Canyon, AD: Albufeira Drift, FD: Faro Drift, LD, Lagos Drift, PD: Portimão Drift, SD: Sagres Drift, (modified after Hernandez-Molina et al., 2003).

Several tectonic features are observed in the present Gulf of Cadiz such as the Cadiz and Guadalquivir diapiric ridges and the Guadalquivir Bank (Fig. 1). They have a very important influence on the morphology and the hydrodynamics because they form topographic highs that constrict deep water circulation pathways (Nelson et al., 1993; Nelson, 1999; Hanquiez, 2006).

Several major faults have been described on the Algarve Margin (Vanney and Mougénot, 1981). A deep NS orientated fault is located under the Portimão Canyon, named the Portimão

fault (Fig. 2). This important fault stretching to Algarve lands is active since Cenozoic (Lopes et al., 2006). Two other fault systems are observed to the north of channels located at longitude 8°45W and 8°52W on the bathymetry (Fig. 2). Their orientation is NNE-SSW (Vanney and Mougenot, 1981).

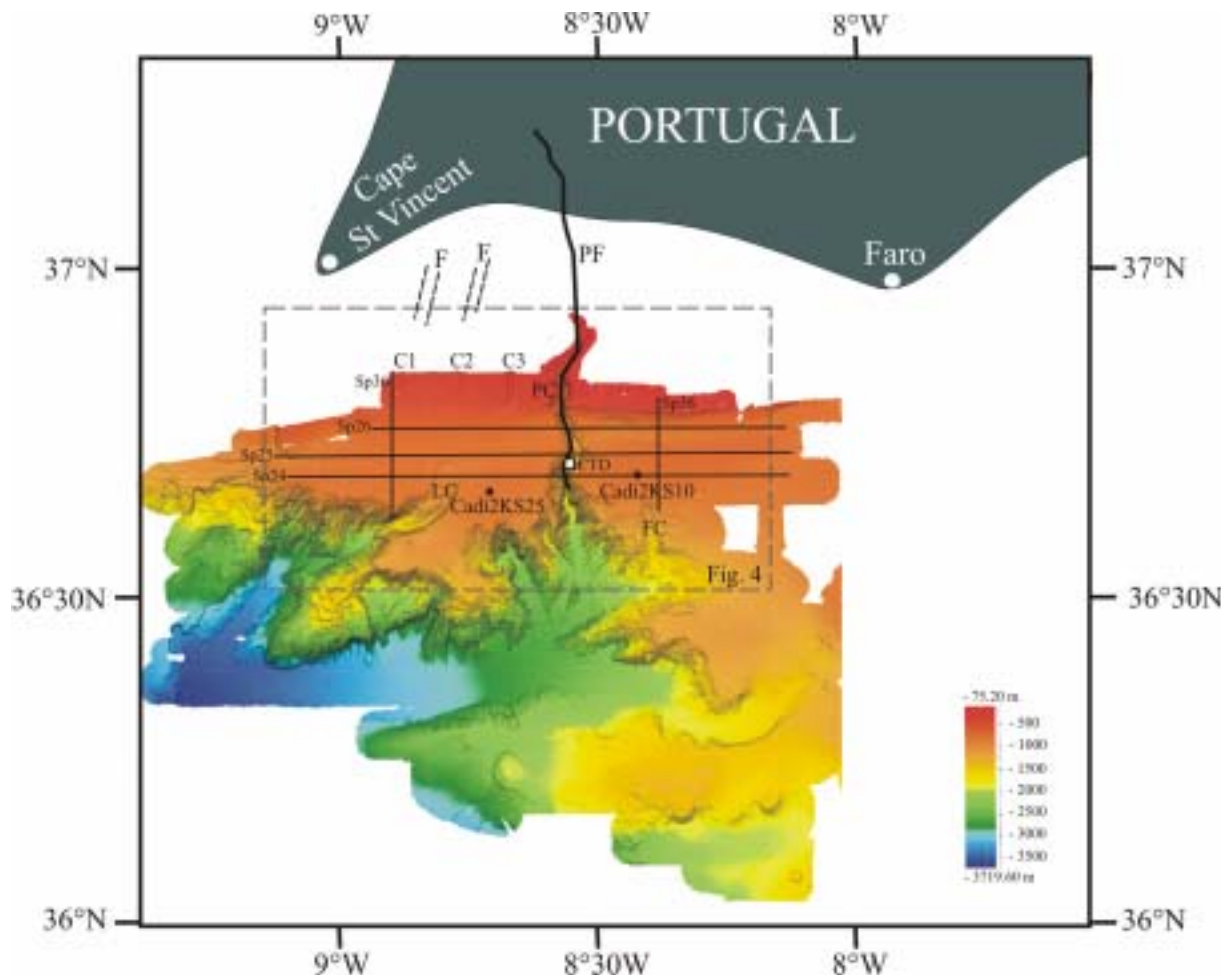


Figure 2. Bathymetric map with location of seismic profiles, cores and CTD using in this study; PC: Portimão Canyon; LC: Lagos Canyon; FC: Faro Canyon; C1, C2 and C3: Channels 1, 2 and 3; PF: Portimão Fault (after Lopes et al.; 2006); F: faults described by Vanney and Mougenot (1981).

2.2. Oceanographic setting

After the opening of the Strait of Gibraltar, the Gulf of Cadiz was directly influenced by a permanent deep current, the Mediterranean Outflow Water (MOW; Mougenot and Vanney, 1982). This current has a high density due to a high salinity (>38 ‰; Ambar and Howe, 1979a and 1979b). It flows between 600 and 1400 m water depths. Its velocity reaches $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Boyum, 1967) at the end of the Strait of Gibraltar and decreases toward Cape St Vincent ($0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; Johnson et al., 2002). The MOW is deflected northward, against the Iberian-Portuguese margin, under the action of the Coriolis force.

The MOW divides into two main branches (Gardner and Kidd, 1987) due to the influence of the sea floor morphology, mainly the Cadiz Ridge (Fig. 1). The first is the Mediterranean Upper Water (MUW in Fig. 1). It is a geostrophic current which flows along the continental margin between 400 and 600 m water depths (Ambar, 1983; Baringer and Price, 1997 and 1999). It is the warmer branch of the MOW ($T > 13.7$ °C and $S = 37$ ‰; Ambar et al., 1999). The second is the Mediterranean Lower Water (MLW in Fig. 1). It is a deeper ageostrophic current flowing between 600 and 1500 m water depths (Madelain, 1970) which flows cross-slope. This branch is more saline and colder ($S > 37.4$ ‰ and $T < 13.5$ °C; Zenk and Armi, 1990; Ambar et al., 1999). The MLW divides into three minor branches because of the presence of the Guadalquivir Bank and the Guadalquivir Ridge: the Intermediate Branch (IB in Fig. 1) which flows north-westward, along the south of the Faro, Albufeira, Portimão, Lagos and Sagres drifts (Heezen and Johnson, 1969); the Principal Branch (PB in Fig. 1) which flows westward through the Guadalquivir Contourite Channel; and the Southern Branch (SB in Fig. 1) which flows south-westward through the Cadiz Contourite Channel (Hernandez-Molina et al., 2003).

The MOW is a contour current strongly directing the sediment distribution in the Gulf (Kenyon and Belderson; 1973). Thus, three sectors can be distinguished in this part of the Gulf of Cadiz (Henández-Molina et al., 2003): (1) an erosional sector in the southeast area close the Strait of Gibraltar, due to the high energy of the deeper current, (2) a coarse-grained depositional sector, adjacent to the precedent sector where the most important sedimentary features are sand lobes (Nelson, 1999) and (3) a fine-grained depositional sector which corresponds to the Contourite Deposition System (CDS; Gonthier et al., 1984; Hernandez-Molina et al., 2003; Hernandez-Molina, 2006). This last sector is located in the westernmost area of the Gulf of Cadiz and includes several contourite drifts from East to West: the Faro Drift, the Albufeira Drift, the Portimão Drift, the Lagos Drift and the Sagres Drift (respectively FD, AD, PD, LD and SD in Fig. 1).

3. MATERIAL AND METHODS

The data presented in this paper were collected during the Cadisar 2 cruise on the RV “Le Suroît” in August 2004. The area mapped is located south of the Algarve margin which extends from Faro to Cape St Vincent, between 36°N and 37°N and 8°W and 9°20'W. The bathymetry of the area ranges from 100 to 3700 m (Fig. 2).

3.1. Bathymetry

Bathymetric data were acquired with a SIMRAD EM300 multibeam echosounder. This system operates at a frequency of 30 kHz and a maximum angle of 150°, the swath width varies between 300 and 5000 m at a water depth of 100 and 3700 m. Ship speed was 5-5.5 knots. Calibration of the EM300 and MOW location was assessed using three CTDs (SBE19 probes) and 84 thermoprobes (Sippican).

3.2. High resolution seismic study

High resolution seismic profiles were recorded with a 2000 J sparker and a 12-hydrophone monotracer streamer. The profiles were acquired at water depths between 500 to 1500 m. Five seismic profiles recorded during this cruise, perpendicular and parallel to the slope, have been used for this work (Fig. 2).

The seismic interpretation is realised using two characteristics: (1) the seismic facies and (2) the reflector terminations along the discontinuities. Three main seismic facies are observed (Fig. 3): (1) a reflector free facies, (2) a facies with moderate amplitude and more or less continuous parallel reflectors and (3) a facies with high amplitude and continuous parallel reflectors. The reflector terminations (toplap, onlap, truncations...) are observed in order to distinguish the unconformities from the erosional surfaces.




Facies	Seismic signature	Description
Seismic facies 1		Reflector free facies. No penetration of signal.
Seismic facies 2		More or less continuous reflectors with moderate amplitude.
Seismic facies 3		High amplitude of the continuous parallel reflectors.

Figure 3. Seismic facies catalog and description defined in the seismic interpretation.

3.3. Cores analyses

The top of two Kullenberg cores (Cadi2KS10 and Cadi2KS25) were used in this study. These cores are located on each side of the Portimão Canyon. The Cadi2KS10 core is located on the southern flank of the Albufeira drift and the Cadi2KS25 core was sampled on the Portimão drift (Fig. 2). Measurement of core-top D50 grain size allowed comparison of MUW competency on the drift (Faugères et al., 1986).

3.4. CTD

The CTD record (location in Fig. 2) is used to define the water masses present in the Portimão Canyon. Compared with the physical characteristics of the known water masses, the temperature and salinity variations along the water column allow the characterization of the location of the VEM branches.

4. RESULTS

4.1. Morphology

The study area is located in the Contourite Depositional System (CDS) defined by Hernández-Molina et al. (2003), between 36°30'N and 37°N. This area is influenced by the MUW to the north and the IB to the south.

The general morphology observed on the bathymetry (Fig. 4) presents marginal plateaux between the continental slope and deep valley areas, named Albufeira, Portimão and Lagos from east to west. These plateaux, that form an abrupt slope change between 600 and 800 m water depth, have a gentle slope (0.5°) in comparison with the northernmost part (slope of 1.78°). They finish abruptly southward in a ragged surface leading to the southern deeply incised valleys.

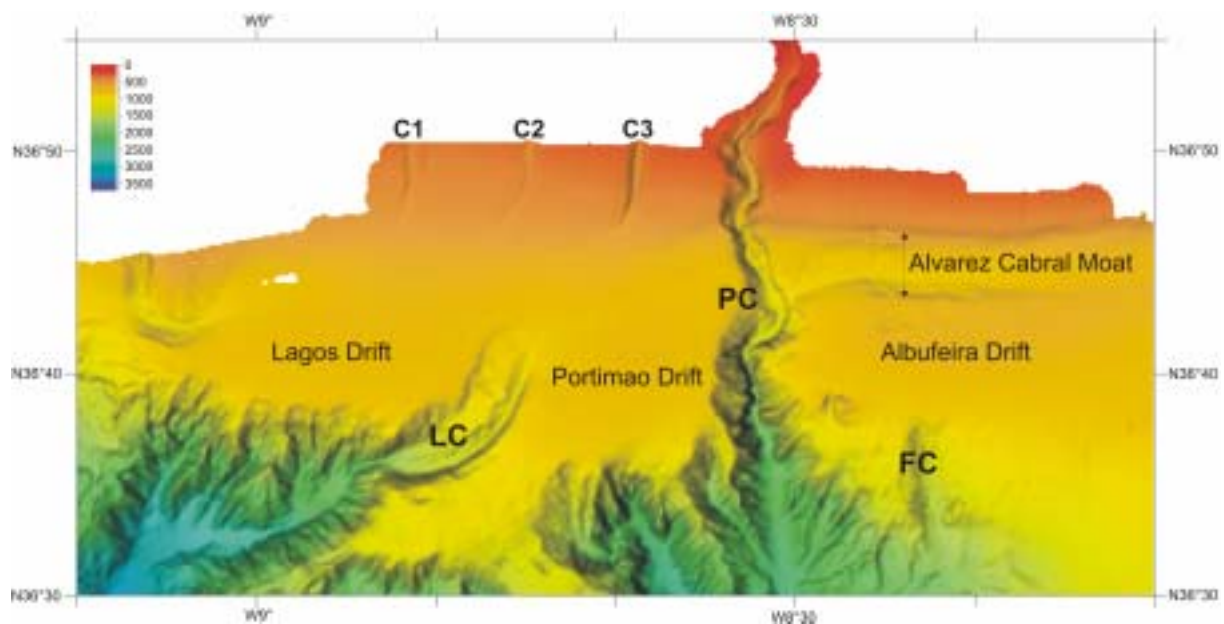


Figure 4. 3D bathymetry showing the main morphologic features of the study area (PC: Portimão Canyon, LC: Lagos Canyon, FC: Faro Canyon and C1, C2 and C3: Channels 1, 2 and 3).

The marginal plateaux are described as contourite drifts because they are covered by a sedimentary pile built under the deep current action (Mougenot and Vanney, 1982) The Albufeira Drift is about 50 km long and 9.6 km wide. It is characterized by a rounded form

and is separated from the upper slope by a large channel named Alvarez Cabral Moat (Fig. 4). The maximum depth of the Alvarez Cabral Moat reaches 90 m from the top of the Albufeira Drift. Its width increases westward (3.5 km to 6 km) and reaches its maximum where it joins the Portimão Canyon. This morphologic feature effectively channelizes the Mediterranean Upper Water (Faugères et al., 1984; Faugères et al., 1985b).

The Portimão and Lagos drifts have a flat morphology without topographic highs. They seem to develop a sedimentary cover of the plateaux. The Portimão drift has a more complicated shape because it is affected by instability incisions southward that confer it a nonlinear morphology in contrast to Lagos drift. The Portimão drift is about 15 km wide (westward) and about 17 km long south-westward. The Lagos drift is about 30 km long and 12 km wide. These two drifts are connected in their northern sectors but separated by the head of Lagos Canyon in the south (Fig. 4).

The contourite deposits are dissected by morphologic features such as canyons, channels and moat.

Three major canyons connected to the deep valleys, are visible in Figure 2: the Faro Canyon (FC), the Portimão Canyon (PC) and the Lagos Canyon (LC).

The Faro Canyon has N-S orientation and partly incises the Albufeira plateau. It appears at 940 m water depth and spreads over 20 km with a width of 5 km, a maximal depth of 260 m, and is rectilinear in form (Fig. 2).

The Portimão Canyon extends from the shelf to the deep basin and separates the Albufeira Drift from the Portimão and Lagos drifts. This canyon is located on the deep Portimão Fault (Mougenot, 1988; Fig. 2). Its general orientation is NNE-SSW then N-S. The canyon head starts at about 100 m water depth (~35 km to the shoreline) and spreads over 53 km, reaching a maximal depth of 338 m in its northern part. Its width increases downward from 2.3 to 5.7 km. Six large bends generate a low sinuosity (1.125). The meanders are bordered by elongated terraces (width close to 850 m) plastered along the canyon flanks and elevated of 140 m above the axial thalweg.

The morphology of the Lagos Canyon is more complicated. Its head is located at 760 m water depth and partly separates the Portimão Drift and the Lagos Drift. Two bends affects the canyon orientation. It has a NNE-SSW orientation for less than 10 km, and then runs westward and finishes with a NNE-SSW orientation before joining the Lagos deep valley.

Three additional channels in the northern part of the study area incise the continental shelf (C1, C2 and C3; Fig. 4). They have a straight course (7 km; Mulder et al., 2006) and disappear at a water depth ranging from 560 to 700 m. They are not currently connected to any deep valley. They have N-S orientation but then bend to become more NNE-SSW downward. The easternmost channel is deeper (150 m) than the two others (70 m). Their maximal width varies between 1.2 km and 2.4 km.

4.2. Main seismic units

The seismic analysis reveals two main units named units I and II. They are distinguished by the presence of two different seismic facies lying on an acoustic basement (facies 1, Fig. 3) and separated by an erosional surface. Seismic facies 2 (moderate amplitude, intermediate continuity) characterizes unit I whereas seismic facies 3 (high amplitude and important continuity) characterizes unit II (Fig. 3). The boundary between these two units is clearly an erosional surface corresponding to the Plio-Pleistocene boundary as reported by Llave et al. (2001 and 2004). On slope-parallel profiles, on the west side of Portimão canyon, this boundary is deeply incised by three paleochannels (C1, C2, and C3 in Fig. 5). To the east of Portimão Canyon, this erosion surface shows irregular topography with reflector truncation at the boundary between the two seismic facies (Fig. 5).

The acoustic basement below Unit I is characterized by seismic facies 1, and it is only visible northward where seismic unit I and II are thinner.

Observation of reflector configuration change in each seismic unit allows characterization of the geometry of the sedimentary bodies and analysis of the evolution of drift construction on both side of Portimão Canyon.

4.3. Drift geometry

A summary of the deposit geometry is given in Table 1.

4.3.1. East side of Portimão Canyon: Albufeira Drift

On the parallel to slope profiles (SP25 and SP24), the acoustic basement is poorly observed due to the lack of signal penetration of the system (Fig. 5). However, on profile SP26, located in the Alvarez Cabral Moat channel, the acoustic basement is visible and shows that seismic unit I seems to infill this irregular morphology. Here, unit I is outcropping and its erosion can be explained by the Mediterranean Upper Water transit constricted along this channel. In the eastern extremity of this profile, unit II is observed infilling valleys (Fig. 5) with 175 ms TWT thickness (130 m).

Unit II reaches a maximal thickness of 300 ms TWT (225 m) on the profile SP25 (Fig. 5). Its thickness decreases southward (250 ms TWT on profile SP24, 187 m). In the unit II, three sub-units can be defined on the east flank of Portimão Canyon, named sub-units A, B and C from the oldest to the youngest (Fig. 5). They are separated by discontinuities and changes in the reflector inclinations, corresponding to unconformity surfaces characterized by truncation of reflectors (Fig. 6).

Sub-unit A reaches its maximal thickness on profile SP24 (36°41N; Fig. 5): 260 ms TWT (197 m). This sub-unit pinches out eastward on profile SP25. Its upper boundary is characterized by a large unconformity which separates it from sub-unit B.

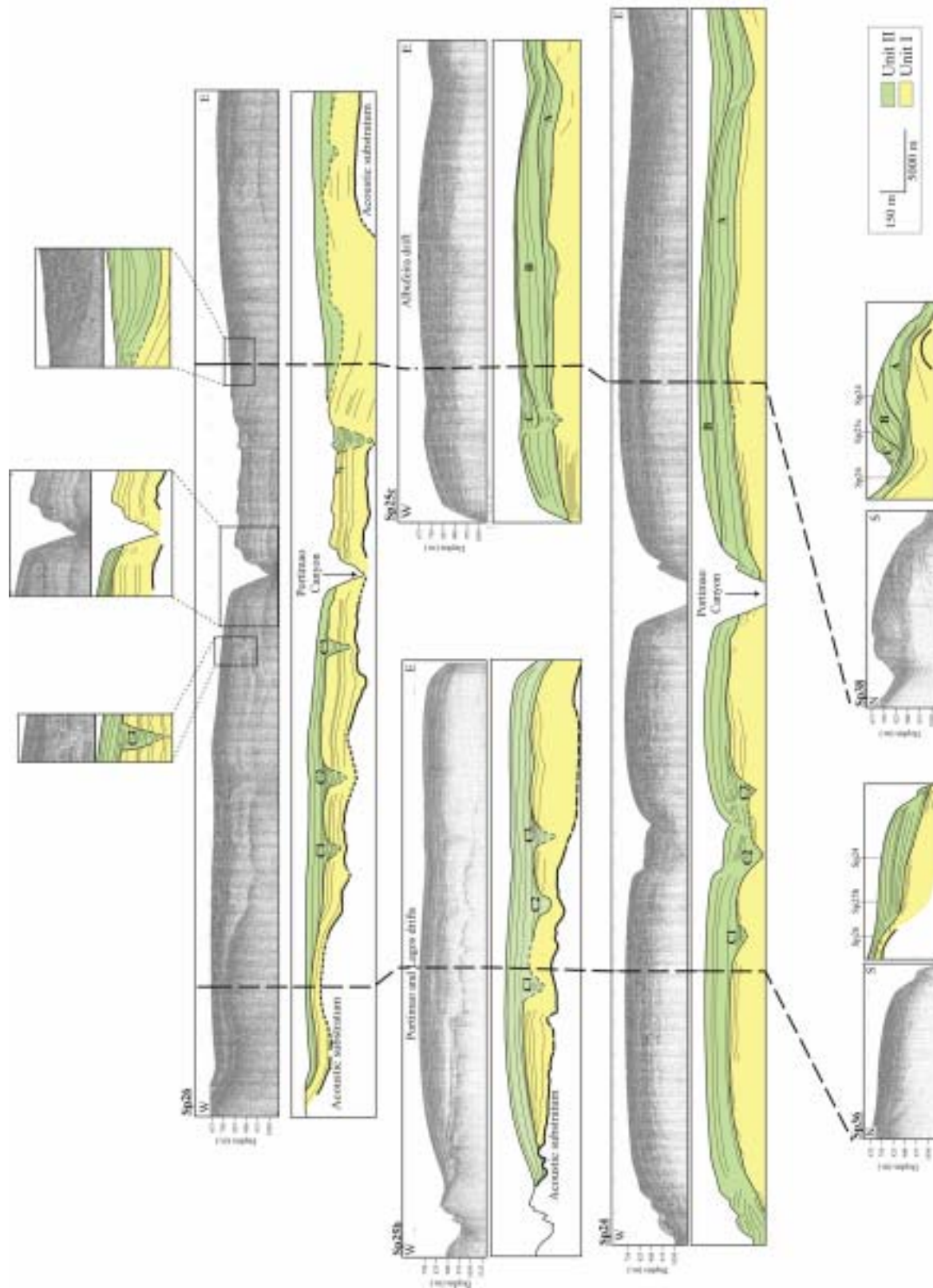


Figure 5. Sparker seismic profiles and their interpretation.

Sub-unit B has a maximal thickness of 237 ms TWT (137 m) on the SP25 profile (36°43N). It pinches out more clearly westward than sub-unit A suggesting a westward

migration of the deposits. On profile SP24, this sub-unit outcrops and is undergoing erosion as evidenced by the reflector truncations on the seafloor.

Sub-unit C is only present on the western part of the SP25 profile with a maximal thickness of 237 ms TWT (137 m). Here again it pinches out farther westward than sub-unit B which suggest a westward migration of the deposits. On this profile, the seafloor truncates the reflectors at the top of the unit.

Time	W	E
MORPHOLOGY	PORTIMAO AND LAGOS DRIFTS	ALBUFEIRA DRIFT
DEPOSIT EVOLUTION	PORTIMAO CANYON	
SEISMIC UNIT II		
MAJOR DISCONTINUITIES		
SEISMIC UNIT I		

(Note: The table cells contain detailed text and seismic profile images as described in the original image.)

Table 1. Synthesis of main morphologic and seismic characteristics of Portimão-Lagos Drifts, Albufeira Drift and Portimão Canyon deduced from Cadisar 2 cruise.

On perpendicular to slope profile profile SP38 (Fig. 5 and 6) sub-unit A shows aggradation at the bottom, with parallel reflectors filling the erosion surface below. The upper part, in contrast, shows progradation with a northward downlap.

Sub-unit B is characterized by a very pronounced progradation with downlap terminations on the underlying unconformity. These downlap reflectors have a dip that becomes steeper northward. The reflector configuration forms a sigmoid wedge. On the south flank of this drift (here visualised in transverse section), truncation of reflectors reveals southward erosion of the sea floor.

Sub-unit C corresponds to the most prograding sub-unit, separated from sub-unit B, on profile SP38, by a boundary with sea floor expression. Toward the Alvarez Cabral Moat, the reflectors of this sub-unit become disorganized. This could be interpreted as the result of important erosion by the MUW constricted into this channel or /and slope instabilities.

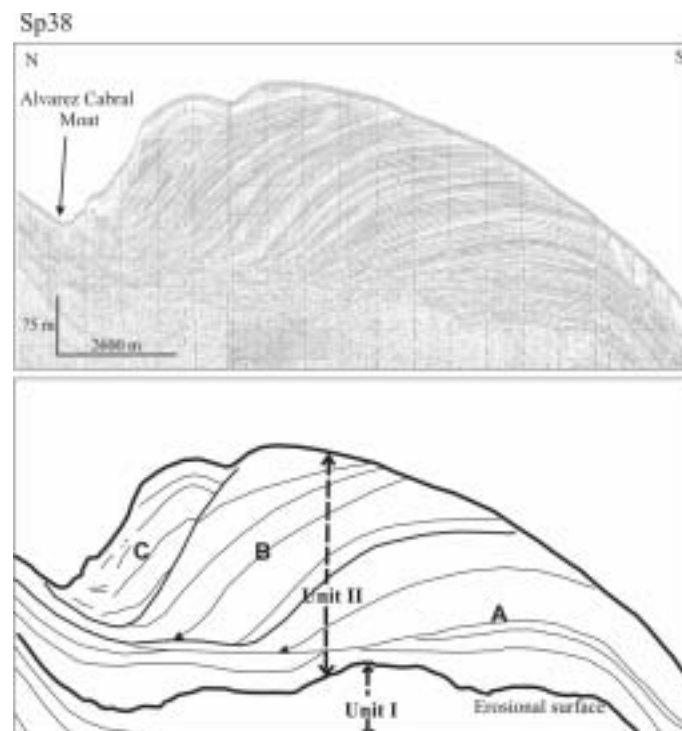


Figure 6. Sparker seismic profile SP38 crossing Albufeira Drift and its interpretation (see text for signification of sub-unit A, B and C).

In the Alvarez Cabral Moat, unit II deposits are present but they are eroded by the MUW. This result is consistent with the interpretation of profile SP26 (Fig. 5) because profile SP38 crosses SP26 at the location of the valley filled by unit II. This cross profile analysis shows clearly a northward progradation of the unit II deposits trough time.

The Albufeira Drift morphology shows a rounded form and the presence of a moat channel related to a mounded separated drift (Faugères et al., 1999). This drift has migrated northward and westward.

4.3.2. West side of Portimão Canyon: Portimão and Lagos Drifts

The acoustic basement is observed in the western area where units I and II are thinner (Fig. 5). Unit I can reach a maximal thickness of 240 m (profile SP25). The three paleochannels incised on top of unit I have a N-S direction and can be correlated with the three channels that are at present observed upslope on the seafloor (Fig. 4). This suggests both systems were previously connected.

Maximal thickness of unit II is 220 ms TWT (160 m) on profile SP25 (Fig. 5) and decreases northward (110 m on profile SP26; Fig. 5). The three sub-units observed on the Albufeira Drift (A, B and C) cannot be distinguished on this canyon side. Change in drift geometry is not observed through time. Aggradation predominates with an internal configuration of parallel reflectors and a lenticular shape.

On cross profile SP36 (Fig. 7) no significant progradation is visible and only a weak thinning is observed near the slope break. On the south flank of the drift, toward the southern deep valleys, reflectors are truncated showing erosion probably due to sediment instabilities.

The morphological and seismic study of Portimão and Lagos Drifts shows a flat morphology and no progradation. They are related to sheeted drifts (Faugères et al., 1999).

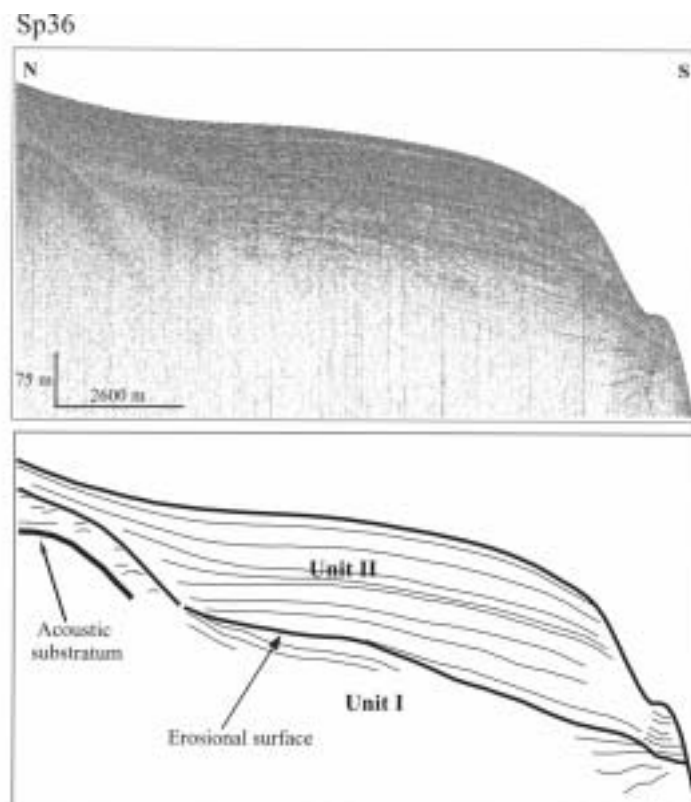


Figure 7. Sparker seismic profile SP36 crossing Lagos Drift and its interpretation.

4.3.3. Portimão Canyon flanks

Seismic lines crossing the Portimão Canyon show differences in seismic facies on the inset of the canyon with more chaotic reflectors in seismic facies 2 and 3. The reflectors of unit I are truncated on the flank of the canyon and a clear asymmetry in the deposit of unit I at both sides of the canyon is observed (Fig. 5). Contrary, the reflectors of unit II are only curved indicating that Portimão Canyon incised the unit I deposits. Inferred incisions of canyons and channels affect only unit I deposits. In contrary, Unit II seems to fill and drape previous deposits softening the morphology let by this major discontinuity.

4.4. Grain size study and CTD record analysis

The mean grain size (median) of the first 20 cm of the core Cadi2KS10 located on the eastern side of the canyon is $31.5 \mu\text{m}$. The sediment is constituted of silt and clay with shell debris. On the western side of Portimão Canyon (Cadi2KS25 core) the average grain size (D50) of the first 20 cm is $22.5 \mu\text{m}$. This grain size diminution suggests a decrease of MOW competency (i.e. maximum grain size that a flow can transport) between east and west of Portimão Canyon.

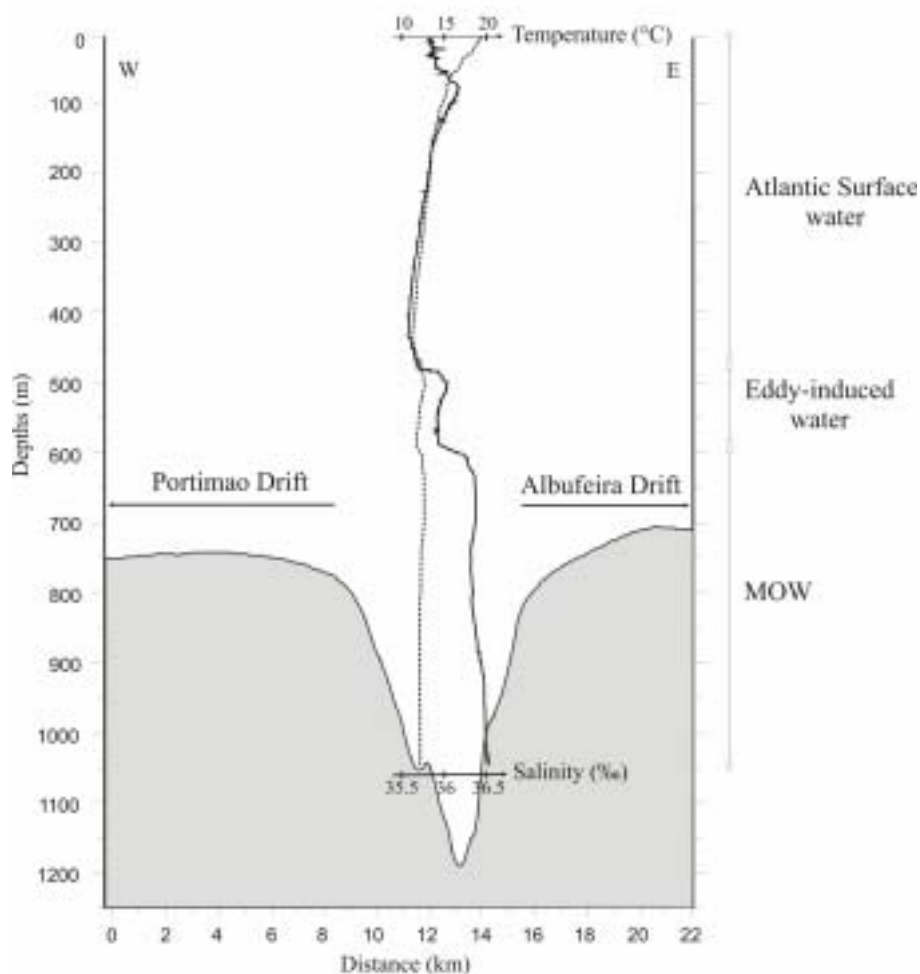


Figure 8. Salinity (black line) and temperature (black broken line) depth-profiles from CTD.

A CTD record (location in Fig. 2) clearly reveals the presence of a Mediterranean type water mass ($T \sim 13.6^{\circ}\text{C}$ and $S \leq 36.5 \text{‰}$; Fig. 8) between 600 and 1000 m water depth in the Portimão Canyon. The CTD record stops on a canyon terrace located at 1100 m water depth. From 500 m to 600 m water depths, the record shows an inflexion indicating the presence of another water mass with different physical characteristics ($T \sim 13.6^{\circ}\text{C}$ and $S \sim 36.1 \text{‰}$). The presence of topographic irregularity such as a canyon together with the MOW barocline instability provoke submarine vortices or eddies (Cherubin et al., 2000). A fragment of MOW can thus break away and mix with the water above. This phenomenon creates a new water mass generation with different physical characteristics. Moreover, several authors (e.g. Ambar et al., 1999; Serra and Ambar, 2002; Serra et al., 2005) have shown that the Portimão Canyon region constitutes a privileged place for eddy formation and internal waves (Bruno, 2006; Garcia-Lafuente, 2006; Hernandez-Molina, 2006). Changes in water column stratification are induced by these hydrologic phenomena and they probably explain the CTD record obtained with: (1) from sea surface to 500 m water depth the Atlantic surface waters, (2) from 500 to 600 m water depth a water mass originally from the Atlantic surface water and Mediterranean deep water mixing and (3) from 600 to canyon bottom the Mediterranean deep water (Fig. 8).

5. DISCUSSION

5.1. Two types of contourite drifts on the Algarve margin

On the Algarve margin, two types of contourite drifts have developed over the two margins of Portimão Canyon: the mounded separated drift of Albufeira and the sheeted Portimão and Lagos drifts. Important differences between the east and west sides of the Portimão Canyon are observed on the bathymetric and high resolution seismic profiles. (1) The Albufeira Drift has a marked rounded morphology accentuated by the presence of a moat channel that separates it from the continental slope, whereas the Portimão and Lagos drifts have a flat morphology without any moat channel. (2) The Albufeira Drift aggrades with a pronounced progradation towards the northwest whereas Portimão and Lagos Drifts aggrade without significant progradation. (3) Sediment accumulation is more important on the Albufeira Drift where there is a maximum sediment thickness of 225 m, in comparison to the Portimão and Lagos drifts which have a maximum sediment thickness of 160 m. (4) The surface particles are coarser in the Albufeira Drift than in the Portimão and Lagos drifts with average grain sizes of 31.5 μm and 22.5 μm respectively.

These observations suggest that hydrodynamical processes related to the presence of the Portimão Canyon generate variations in the deposition rates of the Albufeira Drift and the nearby Portimão and Lagos Drifts.

5.2. MOW capture by the canyon

The CTD site is located in the lower part of the Portimão canyon, south of the MUW main pathway (Alvarez Cabral Moat Channel). The CTD shows the presence of a Mediterranean

type water mass in the Portimão Canyon with physical characteristics comparable to MUW characteristics. This demonstrates that a fraction of the MUW flows down-canyon.

Investigation of the contourite drifts demonstrates that the moat channel disappears in a westerly direction, with an associated decrease in the sediment grain size and thinning of the contourite deposits, thus further supporting the supposition that the upper branch of the MOW is captured by the Portimão Canyon. More particularly, the higher intensity of the MUW on the east side of the Portimão Canyon accounts for the erosion of the upper slope and the formation of the Alvarez Cabral Moat. The capture of a fraction of the MUW by the Portimão canyon generates a diminution of the main flow intensity. West of the canyon, the MUW is hereafter not intense enough to erode the north side of the Portimão and Lagos drifts and no moat channel is formed. The deep-current capacity diminishes generating a lower sedimentation rate and a westward thinning of the contourite drifts. This decrease in capacity is associated with a drop in competency. Both hydrodynamical characteristic changes are due to the trapping of the sediment load by the canyon. The coarsest particles transported by the MUW are in the flow down the Portimão Canyon.

In addition, the widening and deepening of the Alvarez Cabral Moat near the canyon is consistent with the capture of this deep current. Turbulent eddies form where the canyon catches the upper branch of the MOW, which probably intensifies erosion near the junction between the canyon and the moat channel. Seismic-inferred erosion on the back side of the Albufeira Drift may similarly be related to turbulent eddy formation and increase in strength of the MUW during contour current capture.

In conclusion, our investigation highlights the importance of the MUW capture by the Portimão Canyon in development of the nearby, but dissimilar contourite drifts.

5.3. Algarve Margin: interaction between gravity processes and processes linked to deep circulation

The results detailed in this paper highlight the particularity of the Algarve Margin related to the interactions between deep currents and seafloor morphology inherited from gravity process activity and tectonics. The canyon and channels along the margin are the result of gravity process activity initiated along deep faults, while the drift construction is related to deep water circulation. Periods with dominant alongslope processes (contour current) alternate with periods of dominant downslope processes (gravity processes). An illustration of this interaction is provided by the disconnection of the three channels and the southern deep valleys (Mulder et al., 2006). Seismic profiles show that an ancient connection existed between channels and deep valleys (Fig. 5). However, the present disconnection can be related to climate and sea level change (Hernández-Molina et al., 2002). During cold periods, the water mass exchange in the Strait of Gibraltar is reduced (Rolhing and Bryden, 1994) and the MOW pathway in the Gulf of Cadiz is different than at present (Llave et al., 2006). During cold periods, downslope processes are the dominant processes resulting in channels

and canyons incising the slope, as illustrated by the northern channels formation corresponding to Plio-Pleistocene limit, a major erosion period in the Gulf of Cadiz related to a global sea level lowstand (Llave, 2004). During warm period such as present days, the sediment load from the continent is low and the MOW-related processes dominate over downslope gravity processes (Hernández-Molina, 2002). Channels are filled and disconnected from deep valleys (Mulder et al., 2006).

However, the Portimão Canyon is not filled in contrast to the Lagos and the Faro Canyons. Analysis of local bathymetric maps clearly demonstrates evidence of erosional features on its flanks, which is confirmed by the presence of chaotic seismic facies on seismic profiles (table 1). The canyon is preserved even during the present period of dominant alongslope processes. This unusual preservation is probably due to the larger size of the canyon that results in the capture of a fraction of the MOW. At present, MUW is continuously advected downslope within the canyon. This process prevents the canyon filling, at least in its lower part. Downslope enlargement of the Portimão canyon is consistent with the combination of the MOW flow and gravity processes. However, the role of tectonic in development and preservation of the Portimão Canyon may not be negligible. The canyon was probably formed by gravity processes which were preferentially oriented along the zone of weakness formed by the Portimão Fault. This fault was active before the Plio-Pleistocene global cooling (Lopes et al., 2006) and dissymmetry of the margins observed since the unit I deposit on both sides of canyon shows that the Portimão canyon is an older feature than the three other channels. The major erosion period that formed the three channels has just refreshed the canyon existing earlier. Recent Portimão fault activity may help to maintain the modern canyon structure and relief. Tectonic control is consistent with the preservation of the northern part of the canyon beyond the capture point and therefore not influenced by the MUW capture.

Hydrological interpretation inferred from analysis of seismic profiles covering the Algarve margin shows that interactions between gravity processes and contour currents are expressed differently west and east of the Portimão canyon. West of Portimão Canyon, we observe a climate-related shift of sedimentary processes dominated by gravity processes during cold periods to contour current-linked processes during warm periods, hence resulting in alternative phases of incision and infilling. Conversely, east of Portimão Canyon, both downslope and alongslope processes are combined, which intensifies incision and sediment purge, thus enhancing the canyon preservation.

6. CONCLUSION

The Algarve Margin is under the control of downslope gravity processes which form canyons and channels aligned along deep fault directions, and alongslope thermohaline current generating sediment drifts. Canyon formation and filling or contourite drift formation are under the control of the amount of available sediment and depend on the sedimentary input and the strength hydrodynamic processes, both related to climate and sea level changes.

This study shows that the margin displays two types of contourite drifts separated by the Portimão Canyon. On the East side the Albufeira Drift is a separated drift and on the West side the Portimão and Lagos drifts are sheeted drifts. On the Albufeira Drift, the sedimentation rate is high and the grain size of particles is medium. This result can be related to an energetic flow with high capacity and competency. High energy explains the presence of the Alvarez Cabral Moat and thus, the rapidly upslope drift progradation and rapid accumulation on sheltered area. On Portimão and Lagos drifts, the sedimentation rate is low and the grain size of particles is small suggesting little flow capacity and competency. This explains the absence of moat channel and drift progradation.

The presence of two types of contourite drift, due to a decrease in MUW intensity induced by its capture by the Portimão Canyon, underlines the different interactions between tectonics, morphology, hydrodynamics and sedimentary processes.

This work underlines: (1) the impact of seafloor morphology on the dynamic of deep currents through the MUW channelling by the Alvarez Cabral Moat; (2) The gravity process/contour current interactions with alternation of periods with dominant gravity processes (canyon and channels formation) and periods where contouritic processes are dominant (drift formation, filling and disconnection of channels); (3) The unusual capture phenomenon of a deep current by a canyon. This phenomenon explains the particular morphology of the Algarve Margin and constitutes a new internal parameter able to influence the contourite sedimentation along margins.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank the crew of the RV *Le Suroît* for technical assistance during the Cadisar 2 cruise. We also thank reviewers for their contribution and editor David J.W. Piper for his interest. We personally thank Dominique Poirier for seismic treatment help and William Fletcher, Xavier Crosta and Richard Wakefield for language improvement. This represents CNRS-UMR 5805 EPOC contribution N°1614.

REFERENCES

- Ambar, I. and Howe, M.R., 1979a. Observations of the Mediterranean outflow. I. Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep-Sea Res.* 26, 535-554.
- Ambar, I. and Howe, M.R., 1979b. Observations of the Mediterranean outflow. II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.* 26, 555-568.
- Ambar I., 1983. A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep-Sea Res.* 30, 677-680.
- Ambar, I., Armi, A. Bower and Ferreira, T., 1999. Some aspects of time variability of the Mediterranean Water off south Portugal. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46, 1109-1136.

- Baringer, M.O., Price, J.F., 1997. Mixing and spreading of the Mediterranean outflow. *Journal of Phys. Oceanogr.* 27, 1654-1677.
- Baringer, M.O., Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Mar. Geol.* 155, 63-82.
- Boyum, G., 1967. Hydrological observations of the M.S-1 Helland-Hansen and current measurements in the area west of Gibraltar, May 1965. *NATO Sub-Comm. Oceanogr. Res. Tech. Rep.* 34, 35-36.
- Bruno, M., Vazquez, A., Gomez-Enri, J., Vargas, J. M., Garcia Lafuente, J., Ruiz-Canavate, A., Mariscal, L., Vidal, J., 2006. Observations of internal waves and associated mixing phenomena in the Portimao Canyon area. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11-13), 1219-1240.
- Cherubin, L., Carton, X., Paillet, J., Morel, Y. and Serpette, A., 2000. Instability of the Mediterranean Water undercurrents southwest of Portugal: effects of baroclinicity and of topography. *Oceanologica Acta*, 23(5), 551-573.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296-300.
- Faugères, J.-C., Frappa, M., Gonthier, E., Grousset, F., 1985b. Impact of the Mediterranean water on the south and west Iberian margin sedimentation during the recent quaternary. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitain* 37, 259-287.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Peypouquet, J.-P., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1986. Distribution et variations des courants de fond sur la ride de Faro (Golfe de Cadix), témoins des modifications des échanges Méditerranée-Atlantique au Quaternaire récent. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 423-432.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar. Geol.* 162, 1-38.
- Garcia-Lafuente, J. et al., 2006. Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11-13), 1182-1197.
- Gardner, J.V., Kidd, R.B., 1987. Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *J. Sediment. Petr.* 57 (3), 397-407.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburgh, pp 245-256.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. and Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071-1074.

- Hanquiez, V., 2006. Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. *Thesis, Bordeaux 1*.
- Heezen, B.C. and Johnson, G.L., 1969. Mediterranean under-current and microphysiography west of Gibraltar. *Bull.Inst.Oceanogr.Monaco* 67, 1-97.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vasquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E. and Diaz-del Rio, V., 2002. Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves on the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and paleoceanographic changes. *Quaternary International* 92, 5-23.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vásquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho-Dias, J.A., Rodero, J. and Gardner J., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints : A diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31, 19-22.
- Hernandez-Molina, F.J. et al., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 53(11-13), 1420-1463.
- Johnson, J., Ambar, I., Serra, N. and Stevens, I., 2002. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research* 49, 4179-4193.
- Kenyon, N.H. and Belderson, R.H., 1973. Bed-forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedim. Geol.* 9, 77-79.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. and Alveirinho Dias, J.M., 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Mar. Geoph. Res.* 22, 487-508.
- Llave, E., 2004. Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depositos contornícos del Golfo de Cádiz : implicaciones pleoceanográficas. *PhD Thesis, Cadix University, Publicaciones del instituto geologico y minero de Espana*, 292 pp.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L. and Diaz del Rio, V., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the last Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Mar. Geol.* 227, 241-262.
- Lopes, F.C., Cunha, P.P., Le Gall, B., 2006. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Mar. Geol.* 231, 1-36.
- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap St Vincent. *Cah. Océanogr. Paris* 22, 43-61.

- Maldonado A., Somoza L. and Pallares L., 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Mar. Geol.* 155, 9-43.
- Mougenot, D., 1988. Géologie de la marge portugaise. *PhD Thesis Université Paris*, 257 pp.
- Mougenot, D. and Vanney, J.-R., 1982. The Plio-Quaternary sedimentary drifts of the south Portuguese continental slope. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 131-139.
- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey, Y. and S., 2006. The western part of the Gulf of Cadiz : contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Mar. Lett.* 26, 31-41.
- Nelson, H.C., Baraza, J., Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedim. Geol.* 82 (1-4), 103-131.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., Barber Jr., J.H., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Mar. Geol.* 155, 99-129.
- Rolhing, E.J., Bryden, H.L., 1994. Estimating past changes in the Eastern Mediterranean freshwater budget, using reconstructions of sea level and hydrography. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Series B, Palaeontology, Geology, Physics, Chemistry, Anthropology* 97, 201–217.
- Serra, N. and Ambar, I., 2002. Eddy generation in the Mediterranean undercurrent. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(19), 4225-4243.
- Serra, N., Ambar, I. and Kase, R.H., 2005. Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 52(3-4), 383-408.
- Vanney, J.R. and Mougenot, D., 1981. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes : Analyse Géomorphologique. *Mémoires des services géologiques du Portugal* 28, 81 p.
- Zenk, W. and Armi, L., 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Res.* 37, 1805-1823.
-

ANNEXE 6



Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years

S. Toucanne ^{a,*}, T. Mulder ^a, J. Schönfeld ^b, V. Hanquiez ^a, E. Gonthier ^a,
J. Duprat ^a, M. Cremer ^a, S. Zaragosi ^a

^a UMR-CNRS 5805 "Environnements et Paléoenvironnements Océaniques", Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

^b IFM-GEOMAR Leibniz-Institute of Marine Sciences, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany

Received 13 April 2006; received in revised form 25 September 2006; accepted 16 October 2006

Abstract

The Mediterranean outflow water (MOW) paleocirculation during the last 50,000 years has been inferred from the grain-size distribution of contourite beds in core MD99-2341 from the Gulf of Cadiz (Southern Iberian Margin–Atlantic Ocean). Three main contourite facies are described. Their vertical succession defines two contourite sequences that reveal past variations of the MOW bottom-current velocity. A comparison of contourite sequences and the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record of core MD99-2341 with the $\delta^{18}\text{O}$ record from Greenland ice Core GISP2 show a close correlation of sea-surface water conditions and deep-sea contouritic sedimentation in the Gulf of Cadiz with Northern Hemisphere climate variability on millennial timescales. A high MOW velocity prevailed during Dansgaard-Oeschger stadials, Heinrich events and the Younger Dryas cold climatic interval. The MOW velocity was comparatively low during the warm Dansgaard-Oeschger interstadials, Bölling-Allerød and the Early Holocene. Rapid sea-level fluctuations on the order of 35 m during Marine Oxygen Isotope Stage 3 are considered to have exerted limiting controls on the MOW volume transport and thus positively modulated the MOW behaviour during the last 50 kyr.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Gulf of Cadiz; Contourites; Mediterranean outflow water; Paleoclimate changes; Sea-level fluctuations; Paleocirculation

1. Introduction

The last glacial period was marked by rapid climatic oscillations described in the records of Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993). These Northern Hemisphere climatic oscillations, named Dansgaard-Oeschger (D-O) stadials and interstadials

(cold and warm phases, respectively) are also recorded in ocean sediments (Bond et al., 1993). During some of the coldest stadials, the deposition of ice-rafted detritus indicates that massive iceberg discharges (Heinrich events – HE) occurred in the North Atlantic (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). These 'Heinrich layers' have been recognized as far south as the Portuguese margin (Schönfeld, 1993; Lebreiro et al., 1996; Baas et al., 1997; Bard et al., 2000; Schönfeld and Zahn, 2000; de Abreu et al., 2003) and in the Gulf of Cadiz (Reguera, 2001; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). Meltwater

* Corresponding author. Tel.: +33 5 40 00 84 38; fax: +33 5 56 84 08 48.
E-mail address: s.toucanne@epoc.u-bordeaux1.fr (S. Toucanne).

ARTICLE IN PRESS

2

S. Toucanne et al. / Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 221 (2006) xxx–xxx

discharge associated with these ice surges induced rapid changes in North Atlantic thermohaline circulation (Broecker et al., 1990; Rasmussen et al., 1997; Elliot et al., 2002). The atmospheric imprint of associated climatic oscillations modified the water-mass exchanges between Atlantic Ocean and Mediterranean Sea (Sierro et al., 2005).

The Gulf of Cadiz is located in the eastern Atlantic Ocean, west of Gibraltar Strait (Fig. 1). Present-day circulation is dominated there by antagonistic currents: at the sea surface, the North Atlantic Surface Water and the North Atlantic Central Water (NACW) flow into the Mediterranean Sea while a deep undercurrent, named the Mediterranean outflow water (MOW) flows out of the Mediterranean Sea (Ambar and Howe, 1979; Ambar, 1983). The MOW is a warm (13 °C) and saline (38‰) water mass and its dynamics are controlled by the integrated evaporative balance of the Mediterranean Sea (Bryden and Stommel, 1982) and more precisely by the interannual to decadal variability of its two sources (Astraldi et al., 2002): The Levantine Intermediate Water (LIW) is formed near Rhodes, and the Western

Mediterranean Deep Water (WMDW) which is formed in the Gulf of Lions (South of France), especially during cold and windy winters (Lacombe et al., 1985; Rohling et al., 1998). The WMDW contributes only 10% to the MOW flow today (Kinder and Parilla, 1987). However, Voelker et al. (2006) consider the WMDW as a substantial part of the MOW during the last glacial period. They argued that buoyancy loss of glacial LIW could have reduced the density gradient between Mediterranean intermediate and deep waters and thus led to an increased contribution of WMDW to the MOW (Bryden and Stommel, 1984; Voelker et al., 2006). After exiting Gibraltar Strait, the MOW mixes with NACW in the Gulf of Cadiz (Baringer and Price, 1999) and moves northwest along the western Iberian Margin. The MOW divides into two major core layers: the Mediterranean Upper Water (MU, Fig. 1) and the Mediterranean Lower Water (ML, Fig. 1). The MU is centred between 400 and 600 m. The density of this core layer is in disequilibrium with the ambient NACW, and it is held at that shallow depth only by the Coriolis force induced by its high flow velocity. The slightly more saline and slower-moving

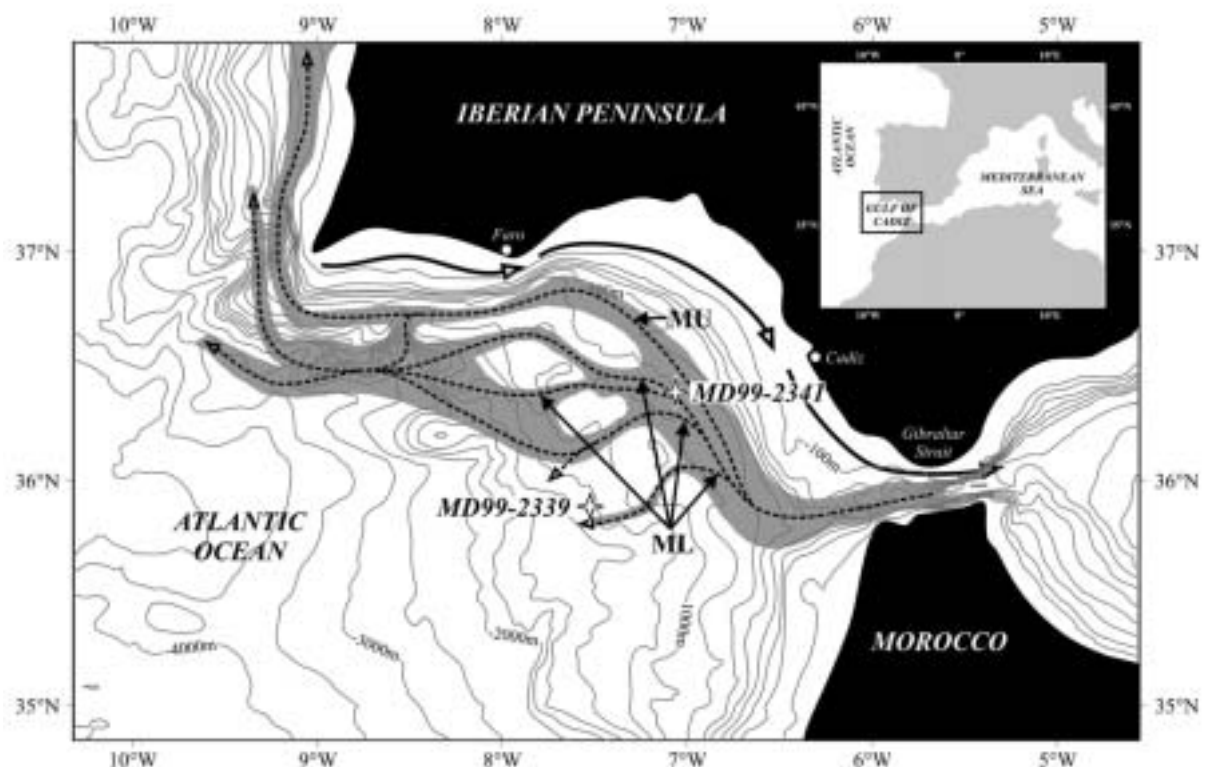


Fig. 1. General map of the Gulf of Cadiz showing the general circulation of the MOW and location of cores MD99-2341 (this study) and MD99-2339 (Voelker et al., 2006). Dotted arrows represent the Mediterranean outflow water (MOW) pathway, composed of the Mediterranean Upper Water (MU) and the Mediterranean Lower Water (ML). Continuous arrows in the northern part of the Gulf of Cadiz represent the Atlantic inflow pathway.

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

ML spreads between 600 and 1200 m (Zenk and Armi, 1990; Baringer, 1993; Bower et al., 1997). At this depth, the MOW loses contact with the seafloor in places and spreads over the North Atlantic Deep Water, before continuing westward and northward into the North Atlantic (Iorga and Lozier, 1999).

The impact of the MOW on sediment distribution and dynamics in the Gulf of Cadiz is depicted by contourite deposits (Gonthier et al., 1984). They build up hectometre thick and kilometre long sediment drifts (Kenyon and Belderson, 1973; Faugères et al., 1985). The drift sediment bodies and the average grain-size of surface sediments mirror the variability of MOW hydraulic energy (Kenyon and Belderson, 1973; Gardner and Kidd, 1987; Nelson et al., 1993; Nelson et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2003; Mulder et al., 2003). Previous studies suggest that vertical variations of average grain-size in individual contourite beds are records of bottom-current variations (Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1986; McCave et al., 1995a; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). Consequently, coarse-grained contourites are interpreted as deposits of increased MOW velocity in the Gulf of Cadiz (Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1985; Faugères et al., 1986; Nelson et al., 1993; Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). Three periods of enhanced MOW flow have been inferred since the Last Glacial Maximum. They are named as Peak Contourites I, II and III, and have been dated to 14–15 ka Before Present (BP), 10–11 ka BP (Younger Dryas and Termination 1B) and 3 ka BP respectively on the radiocarbon scale (Faugères et al., 1986; Vergnaud-Grazzini et al., 1989). The coarse-grained Peak Contourites I to III are associated with high benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Vergnaud-Grazzini et al., 1989), high (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite) ratios (Grousset et al., 1988), abundant benthic foraminifers with a high diversity (Caralp, 1988), and bottom-current sensitive, elevated epibenthic species (Schönfeld and Zahn, 2000). On the other hand, a lower MOW intensity is observed during intervals between 11–14 ka BP (Bølling-Allerød) and 5–9 ka BP (Early Holocene) on the radiocarbon scale. These periods are characterized by fine-grained contourite deposition, low benthic $\delta^{13}\text{C}$ values (Vergnaud-Grazzini et al., 1989), low (smectite+kaolinite)/(illite+chlorite) ratios (Grousset et al., 1988), and low abundances of elevated epibenthic foraminifers (Schönfeld, 2002). The difference in grain-size, which is even visually recognisable, therefore appears as a distinctive indicator of the MOW intensity. The relationship between grain-size variations with cold and warm climatic intervals suggests a strong correlation between climatic changes and MOW activity.

This relationship during the last glacial period and in particular during D-O oscillations has recently been described for the central and western Gulf of Cadiz (Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006).

In this paper, we present paleoclimatological and sedimentological records from a long piston core collected in the eastern part of the Gulf of Cadiz. Our aim is to relate high-frequency variations of the MOW to climate variability by defining sedimentary facies and small-scale sequences in the context of a high-resolution stratigraphic framework. We present a significant correlation between changes in the MOW intensity and D-O cycles and Heinrich events during the last 50 kyr. In a new integrated approach, rapid sea-level oscillations associated with millennial-scale climate fluctuations during the last glacial period are also considered.

2. Methods

This study is based on a 19.5 m long piston core collected northwest of the Strait of Gibraltar (MD99-2341; 36°23'25"N/07°3'94"W; 582 m water depth) by the *R/V Marion Dufresne* during the IMAGES V/GINNA cruise (1999). The core location is the southeastern part of the Faro-Cadiz sheeted drift, north of the Huelva contourite channel, and at present directly under the influence of the MOW (Hernández-Molina et al., 2006; Llave et al., 2006) (Fig. 1). The core was opened, described, and sampled every 5 cm for oxygen isotopes and sedimentological studies at GEOMAR (Kiel, Germany). The samples were freeze-dried, weighed, and washed through a 63 μm sieve. The residues were dried, weighed, and the 150 μm fraction was separated for the planktonic foraminiferal census. The >150 μm fraction was also split to obtain an aliquot of approximately 500 specimens of planktonic foraminifera. We concentrated on the proportion of *Neoglobobulimina pachyderma* (sinistral) given as percentages. In the aim to display the presence of possible ice-rafted debris, lithic particles were counted in the fraction >250 μm .

Stable oxygen and carbon isotope measurements were made on 8 to 15 specimens of planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* from the >250 μm size fraction. Measurements were made in the isotope laboratory at Bremen University with a CARBO KIEL automated carbonate preparation devices linked on-line to a FINNIGAN MAT 252 mass spectrometer. Long-term reproducibility was 0.08‰ for $\delta^{18}\text{O}$ as calculated from replicate analyses of the internal carbonate standard (Solnhofen Limestone).

ARTICLE IN PRESS

4

S. Toucanne et al. / *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 221 (2006) xxx–xxx

Table 1
Age-model for core MD99-2341 (Liu et al., 2006)

Depth (cm)	¹⁴ C Lab. number	¹⁴ C age (ka BP)	1 sigma error (year)	Correlation with core	Depth therein (cm)	¹⁴ C age ^a (ka BP)	Calibrated age (cal. ka)	Remarks
0							0.000	Core top
5	KIA14636	1.585	25				1.143	
25				M39008-3	8	2.660	2.863	
65	KIA14637	5.845	35				6.257	
95				M39008-3	68	6.954	7.874	
151				M39008-3	112	7.901	8.844	
205				M39008-3	172	8.320	9.283	
255	KIA14638	9.120	50				9.732	
285				M39008-3	332	9.450	10.717	
315				M39008-3	347	9.686	11.017	
370	KIA14639	11.130	50				12.689	
395				M39008-3	418	11.348	13.344	
445				SU81-18	250	12.460	14.705	
475				M39008-3	463	13.540	16.201	H1
485	KIA14640	14.210	80				16.465	
565	KIA14641	15.010	110					Discarded ^b
580	KIA14642	15.720	100				18.206	
675.9					193,883		20.832	c/w transition
732.5				GISP2	198,598		23.405	Trans. to IS2
755	KIA14643	20.940	130				24.257	
805	KIA14644	21.530	190				24.846	
937.5				GISP2	205,577		27.832	Trans. to IS3
980.2				GISP2	207,552		29.011	Trans. to IS4
1005	KIA14645	26.290	240				29.776	
1111.9				GISP2	212,681		32.296	Trans. to IS5
1176.6				GISP2	214,647		33.618	Trans. to IS6
1275.8				GISP2	217,689		35.273	Trans. to IS7
1285	KIA14646	32.040	560					Discarded ^c
1412.8				GISP2	223,121		38.388	Trans. to IS8
1435	KIA14647	33.250	570				38.85	Diff. corr. ^d
1470				MD952039	1020	34.150	39.379	H4
1602.8				GISP2	227,549		41.151	Trans. to IS10
1678.8				GISP2	230,290		42.529	Trans. to IS11
1777.3				GISP2	235,822		45.371	Trans. to IS11

The chronostratigraphic framework was further improved by correlation of the oxygen isotope curve with the parallel-core M39008-3 (Cacho et al., 2001) in the upper part of the core and with the GISP2 ice core $\delta^{18}\text{O}$ record in the lower part of the core.

The data provided by Voelker et al. (2000) suggest a correction of 5600 years.

^a Reservoir correction of 400 years subtracted.

^b Radiocarbon age is too young possibly due to recrystallization of pteropod shell.

^c Radiocarbon age is too young, possibly due to contamination with tap water precipitates.

^d This dating is in the range of low geomagnetic intensities and high age offsets around IS8.

Radiocarbon datings were performed on 12 samples from core MD99-2341 (Table 1). Radiocarbon ages were determined via accelerator mass spectrometry (AMS) at the Leibniz-Labor, Kiel University. The precision ranges from ± 25 to ± 570 years (S.D.). ¹⁴C ages younger than 20 kyr were calibrated to calendar years by using the web-based Calib 4.3 program (Stuiver and Reimer, 1993) and an ocean age reservoir correction of 400 years. For older datings, the correction provided by Laj et al. (1996) and Voelker et al. (2000) was used the correction provided by Laj et al. (1996) and Voelker et al. (2000).

The sedimentological study and the determination of sedimentary facies and sequences are based on visual description, gamma-density measurements (logged on board with a *Geotek Multisensor Core Logger*) and grain-size analyses, performed with a Malvern MASTERSIZER (University of Bordeaux 1, France), using median grain-size (D_{50}) and the 10–63 μm fraction (McCuve et al., 1995b). Because D_{50} oscillations are more significant while showing congruent fluctuations with mean 10–63 μm in core MD99-2341, we use this grain-size parameter throughout this study.

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

3. Results

3.1. Chronostratigraphic framework

The chronostratigraphy of core MD99-2341 is primarily based on 12 ^{14}C -AMS datings and the recognition of Heinrich events (Llave et al., 2006). Two datings were discarded: KIA14641 at 565 cm was performed on only one pteropod specimen that shows an age slightly younger than inferred by the datings above and below. This might be affected by tap water contamination or recrystallisation. Dating KIA14646 at 1285 cm is apparently also too young, only the lower 1-sigma error range fits the adjacent GISP2 core correlation points. As this sample had only a small amount of carbonate material, a substantial tap water contamination may be considered.

HE 1 through 5 were characterised in core MD99-2341 by the occurrence of *N. pachyderma* (s) (Fig. 2). Percentages reach 2% to 20% of total planktonic foraminifera with a maximum of 25% in the level of HE 4. *N. pachyderma* (s) is usually found in the North Atlantic Ocean during Heinrich events, reaching up to 100% of total foraminifera in high latitudes (Bond et al., 1993) and 25–50% off southern Portugal (Lebreiro et al., 1996; Cayre et al., 1999). HE 1 and HE 4 were also associated with coarse lithic particles of dolomite, feldspar, basalt, and hematite coated quartz grains (2 and 14 grains per gram of dry sediment in the fraction $>250\ \mu\text{m}$) (Llave et al., 2006). These particles are consequently considered to be ice-rafted debris derived from the Laurentide Ice Sheet (Baas et al., 1997; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). The concentrations are an order of magnitude lower than in sediment cores off northern and southern Portugal (Baas et al., 1997; Schönfeld and Zahn, 2000; Schönfeld et al., 2003). The ice-rafted debris maximum is coeval with the maximum abundance of *N. pachyderma* (s) during HE 1 and HE 4.

The chronostratigraphy provided by radiocarbon datings and Heinrich events facilitated a paleoenvironmental interpretation of the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record of *G. bulloides* in core MD99-2341 (Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006). $\delta^{18}\text{O}$ values exhibits the typical Holocene to Glacial increase of about 1.5‰ on average and range from -1.10‰ to 2.68‰ (Fig. 2). These values are in agreement with the nearby core MD99-2339 (Voelker et al., 2006) which indicates that no persistent hydrographic boundary in surface waters prevailed between both core locations during the late Pleistocene and Holocene. The heaviest $\delta^{18}\text{O}$ values are recorded at a precursor event to HE 2 and at the

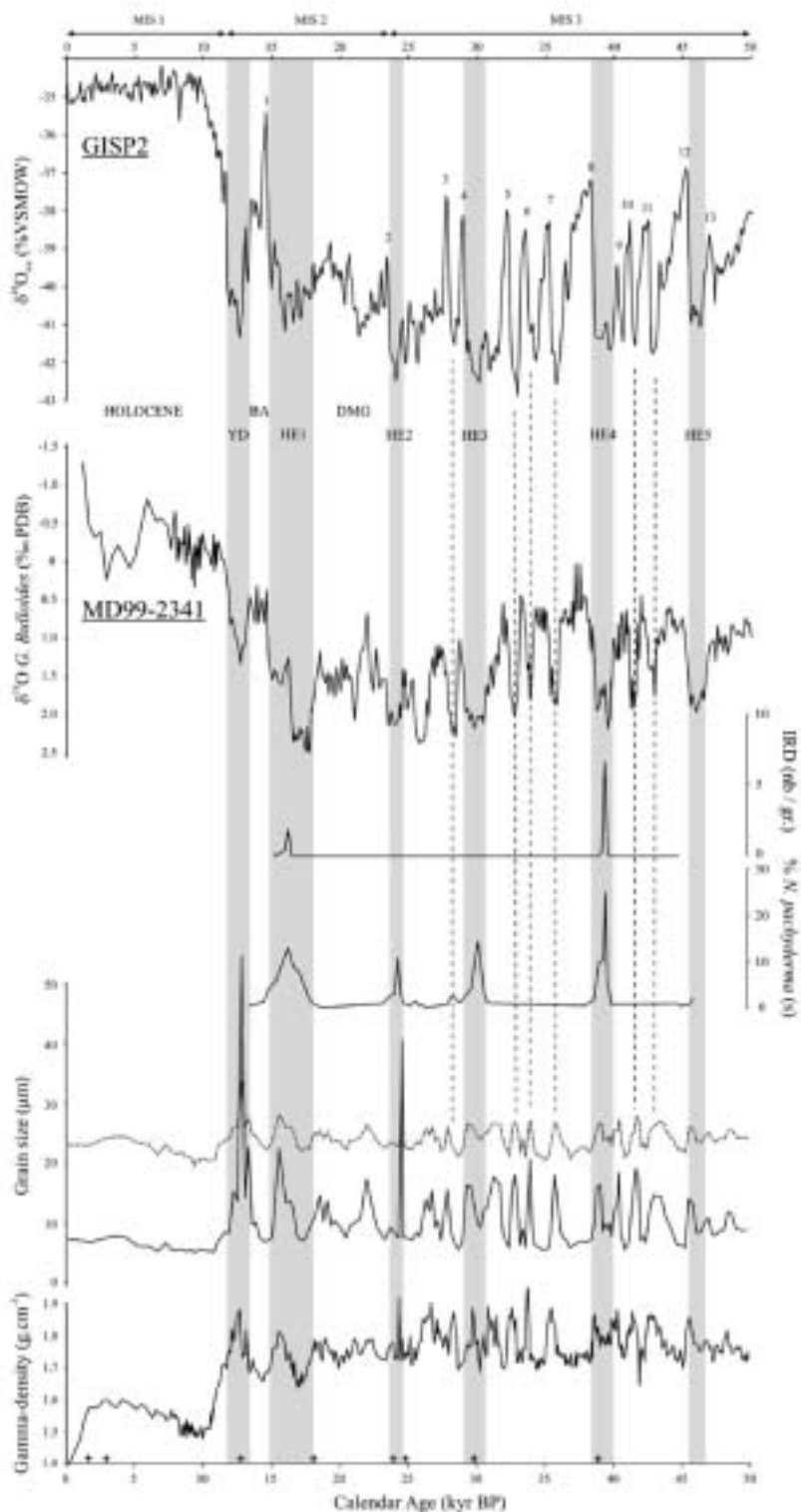
beginning of HE 1. This level was previously denoted as the Last Isotopic Maximum (Schönfeld et al., 2003). The record shows superimposed millennial-scale variability during Termination I and in the earlier part of the record. The short-term variability mirrors D-O cycles as observed in Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1993; Meese et al., 1997; Cacho et al., 2001) and exhibits depletions and enrichments of $\sim 1.5\text{‰}$ associated with the D-O Interstadials and Stadials, respectively. As a result, the chronostratigraphic framework of core MD99-2341 was improved by correlation of the planktonic oxygen isotope record with the GISP2 ice core record. Midpoints of cold-warm transitions at the beginning of D-O Interstadials in core MD99-2341 were correlated with equivalent structures of the GISP2 record (Shackleton et al., 2000). Finally, a close correlation of the oxygen isotope curve with the parallel gravity core M39008-3 (Cacho et al., 2001) provides additional age control points for the upper 395 cm. The comparison of the oxygen isotope curves and AMS datings from both cores, which are only 1.15 km apart, revealed lateral variations in sediment thickness of only a few tens of centimetres. As such, no stretching of the uppermost meters by the Calypso device is recognised for core MD99-2341 (Löwemark et al., 2006).

The age model reveals that core MD99-2341 extends back to 50.1 kyr, and thus comprises Marine Oxygen Isotope Stages (MIS) 1, 2 and most of MIS 3 (Fig. 2). Correlation of the GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ record with the planktonic oxygen isotope curve of core MD99-2341 gives a correlation coefficient of $r^2=0.8$. This excellent correlation demonstrates a close and efficient teleconnection between the climate over Greenland and the oceanographic conditions in the Gulf of Cadiz over the last 50 kyr.

The sedimentation rates show an intriguing threefold division. The uppermost 95 cm of core MD99-2341, i.e. the Late Holocene, show sedimentation rates of $12.1\ \text{cm kyr}^{-1}$. The Early Holocene from 95 to 315 cm shows very high sedimentation rates of $75.5\ \text{cm kyr}^{-1}$ with peak values of up to $122.9\ \text{cm kyr}^{-1}$. The sedimentation rates, at $43.1\ \text{cm kyr}^{-1}$, are substantially lower during Termination I, MIS 2 and 3. There is a certain short-term variability of $\pm 16.3\ \text{cm kyr}^{-1}$ (1-sigma), which may due to enhanced winnowing during cold climatic intervals and stronger MOW current activity (Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). However, the resolution of the age model does not allow a precise discrimination of sedimentation rates during individual D-O interstadials and stadials in order to further constrain and quantify this relationship.

ARTICLE IN PRESS

6

S. Toucanne et al. / *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217 (2006) 333–337

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Correlates of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

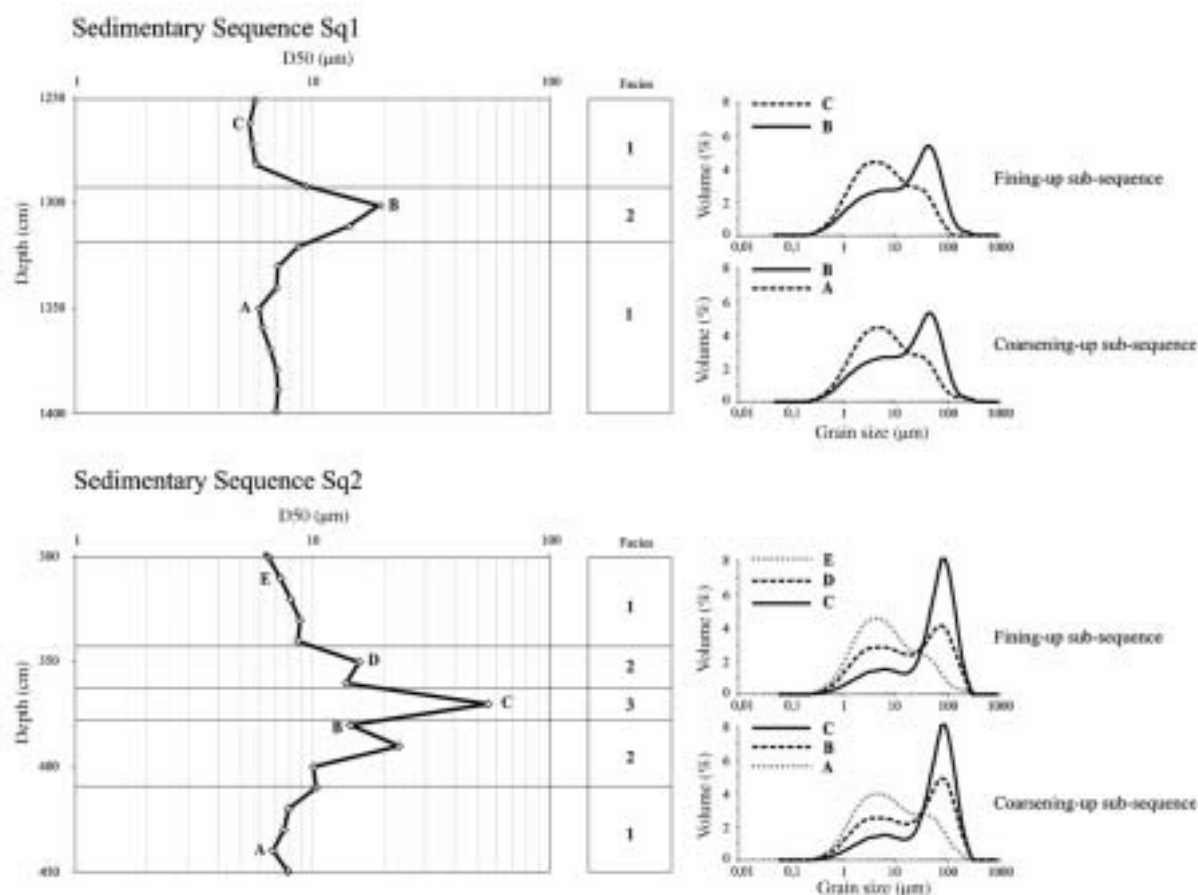


Fig. 3. Detailed sedimentological description of the sedimentary sequences Sq1 and Sq2.

3.2. Sedimentary facies

A detailed analysis of sedimentological facies and sequences reveals that three main sedimentary facies were recognized in core MD99-2341 (Fig. 3).

Facies 1: silty-clay is the finest-grained and the most abundant facies. It is composed of structureless brownish grey sediment. D_{50} is generally less than 10 µm and the histogram shows an unimodal (mode = 6 µm) to bimodal (modes = 6 and ~30 µm)

distribution. Visible bioturbation is low to moderate and often marked by thin filaments of iron sulphides interpreted such as *Trichichnus* burrows (Löwemark, personal communication). *Zoophycos* and *Chondrites* burrows are also observed. This facies prevails in core MD99-2341 for the Early Holocene and MIS 3, particularly during D-O interstadials.

Facies 2: clayey-silt forms decimetric to metric intervals of olive grey to brownish grey sediment. D_{50} is generally less than 15 µm and the

Fig. 2. Correlations between paleoclimate and sedimentological records of core MD99-2341 from the Gulf of Cadiz and the Greenland Ice Core GISP2 $\delta^{18}O_{\text{ice}}$ record (Groote et al., 1993; Meese et al., 1997) over the last 50 kyr. Numbers indicate Dansgaard-Oeschger interstadials 1–13 in the GISP2 record (Dansgaard et al., 1993). The planktonic $\delta^{18}O$ record of core MD99-2341 was measured in *G. hulloides* (Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006). Associated to the $\delta^{18}O$ records, the abundance of ice-rafted debris in the fraction >250 µm and relative abundance (%) of planktonic foraminifera *N. pachyderma* (s.) displayed Heinrich event 1–5 (HE1–HE5, also marked by gray squares). Gamma-density and grain-size records of core MD99-2341 (continuous line corresponds to D_{50} (µm) and dotted line corresponds to mean 10–63 µm) show relevant fluctuations, interpreted as variations of strength of the MOW, which are connected with the GISP2 records (vertical dashed lines). Marine Isotopic Stages (MIS) 1 to 3 and Holocene, Younger Dryas (YD), Bolling-Allerød (BA) and Last Glacial Maximum (LGM) periods are noted on top to ease the reading. Black stars display the position of AMS ^{14}C ages realized on core MD99-2341.

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

ARTICLE IN PRESS

histogram shows a bimodal distribution with modes ranging from 5 to 7 μm and from 30 to 80 μm . This facies can appear as "mottled" i.e. containing pockets or lenses of either mud or silt in a finer matrix with gradual contacts (Gonthier et al., 1984). Bioturbation and burrowing are frequent in Facies 2. This facies occurs during HE 1, HE 3, HE 4, HE 5 and all D-O stadials.

Facies 3: clayey-sand represents the coarsest sediment that is recognised in core MD99-2341. It appears as irregular centimetre-thick beds. This facies is mostly surrounded by the mottled Facies 2. D_{50} ranges from 20 to 60 μm and the D_{90} reaches 130 μm . The histogram shows a bimodal frequency distribution with a principal mode between 60 and 100 μm . Facies 3 is recorded for the Younger Dryas and HE 2.

3.3. Sedimentary sequences

The gradual facies succession along the core MD99-2341 permits the definition of two sequences Sq1 and Sq2 (Fig. 3) both composed of a coarsening-up (silty-clay to clayey-silt or very fine clayey sand) and a fining-up (clayey-silt or very fine clayey sand to silty-clay) sub-sequence. The coarsening-up sub-sequence is usually thicker (30 to 80 cm) than the fining-up sub-sequence (10 to 30 cm). The two sequences are composed of the vertical succession of the facies 1-2-1 (Sq1) or 1-2-3-2-1 (Sq2). We interpret these vertical sequences as contourites formed by the MOW in this part of the Gulf of Cadiz (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984). Grain-size variations along the whole vertical sequences Sq1 and Sq2 suggest a progressive increase and then decrease of bottom-current competency and velocity. Progressive contacts between facies, i.e. 1–2 or 2–3, indicate quasi-steady currents. The reworking by bottom-currents is also displayed by the variation of the grain-size mode values along with contourite deposition as recorded in core MD99-2341 (Fig. 3). The sequence limits, interpreted as low bottom-current activity, show a main mode focussed around 5–7 μm . During speeding-up phases of bottom-currents and the settling of the coarsening-up sub-sequence, a second, coarser maximum around 55 μm becomes gradually the main mode in the grain-size distributions while the minimum at 5–7 μm diminished. The expression of the coarser mode displays significant winnowing of fine particles during periods of enhanced bottom-current activity. In agreement with the deposit environment (Hernández-Molina et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006;

Llave et al., 2006) and despite the above-mentioned bioturbation and burrowing capable of removing erosive contacts and dynamic structures, the important bed thickness of the coarsening-up sub-sequences and their well-defined succession of grain-size distributions indeed confirm the contouritic origin of these deposits and discard the possibility of eventual bioturbated turbidites.

4. Discussion

4.1. Significant imprint of millennial-scale variability in contourite deposits in the Gulf of Cadiz

Correlation of GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ with the planktonic oxygen isotope record (*G. bulloides*) of core MD99-2341 demonstrates a close connection between climate over Greenland and environmental conditions in Gulf of Cadiz surface waters over the last 50 kyr. The D-O variability is clearly recorded during the last glacial period and was first identified in the Gulf of Cadiz by Mulder et al. (2002). Isotopic data for core MD99-2341 are accompanied by the record of the polar foraminifera *N. pachyderma* (s). Incursions of this species confirmed that severe cold conditions prevailed during those D-O stadials associated with Heinrich events. With an abundance of *N. pachyderma* (s) reaching 25% of total planktonic foraminifera, HE 4 reveals the strongest influence of subpolar surface waters during the last 50 kyr (Colmenero-Hidalgo et al., 2004). However, summer sea surface temperatures were, at 10 °C, not lower than during Heinrich events H1 and H5 (Voelker et al., 2006). That indeed icebergs drifted over the site of MD99-2341 is only documented for HE 1 and HE 4 by the presence of ice-rafted debris.

Chronostratigraphic framework and sedimentological data of core MD99-2341 show a clear relationship between millennial-scale climatic variations and contourite grain-size during the last 50 kyr. With a mean grain-size ranging from 5 to 55 μm , core MD99-2341 shows a repetitive succession of Sq1 and Sq2 sequences, also displayed in the density record. These sequences are strictly correlated with the D-O cycles during MIS 3. D-O interstadials correlate with fine-grained deposits (Facies 1), in particular interstadials 3 to 8 (Fig. 2). Conversely, D-O stadials and Heinrich events correlate with high grain-size mode values (Facies 2). D-O cycles are thus characterised by the succession of Sq1 sequences, except for HE 2 which is characterised by a Sq2 sequence. Alternations of successive fine- and coarse-grained contourites are also observed during the last 14 kyr. The Bolling-Allerød and the Early Holocene

are characterized by fine-grained deposits (Facies 1), whereas the Younger Dryas shows coarse-grained deposits (Facies 3). Due to the presence of Facies 2 in the transition Bølling-Allerød/Younger Dryas and Younger Dryas/Early Holocene, the 14–5 kyr period displays a Sq2 sequence. Because contourite grain-size and density mirror bottom-current velocities, we suppose an enhanced MOW velocity at site MD99-2341 during the Younger Dryas, Heinrich events and D-O stadials. A sluggish MOW flow is inferred during Early Holocene, Bølling-Allerød and D-O interstadials.

The lowest grain-size values are recorded in core MD99-2341 during the Early Holocene and thus reveal the weakest activity of the MOW on the Faro-Cadiz sheeted drift during the last 50 kyr. An exceptionally fine-grained interval is also reported from other cores in the eastern and central Gulf of Cadiz at depths of both, Mediterranean Upper and Lower waters (Mulder et al., 2002; Voelker et al., 2006). These observations are consistent with an intermittent reduction in MOW flow between 9 and 6 ka at 600 to 900 m depths further downstream off southern Portugal (Schönfeld and Zahn, 2000). This flow reduction was synchronous with sapropel S1, when a stagnation of Mediterranean deep waters due to a stable surface water stratification led to a decrease of the Atlantic/Mediterranean water-mass exchange (Béthoux and Pierre, 1999). Huang et al. (1972) and Nelson et al. (1993) even invoke a current reversal in the Gibraltar Strait during this period. Numerous studies demonstrated, however, that the sense of the circulation does not change from its present antiestuarine mode since the Last Glacial Maximum (Grousset et al., 1988; Rohling and Bryden, 1994; Myers et al., 1998; Rohling, 1999; Rohling and De Rijk, 1999) and rather point to supporting evidence for a weakened MOW flow (Zahn et al., 1987; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Voelker et al., 2006). The Early Holocene very fine-grained deposits are therefore interpreted as hemipelagic sediments that were deposited under a sluggish MOW flow. Sedimentation rates in core MD99-2341 increased significantly during this period and reach 75.5 cm kyr^{-1} with peak values of up to $122.9 \text{ cm kyr}^{-1}$. This could be interpreted as a decrease of winnowing of fine particles. Contrary to the phases of stronger MOW flow, the fine suspension could settle and forms thick contourite deposits (Faugères et al., 1986). However, a substantial decrease in sedimentation rates of up to 8.5 cm kyr^{-1} is described for core MD99-2339 and interpreted as an intermittent reduction of both, flow strength and sediment delivery (Voelker et al., 2006). As core MD99-2341 is closer to

the coast than core MD99-2339, the Early Holocene sedimentation rates could rather be influenced by sediment supply from the adjacent Iberian continent than solely by bottom-current activity. This interpretation is corroborated by a contemporary enhanced fluvial activity in Spain and hence riverine sediment supply at times of a warm and wet climate there (Thomsdycraft and Benito, 2006). The coarsening-upwards trend in the uppermost interval of the core reveals a reactivation of MOW activity and Atlantic–Mediterranean water exchange during the Late Holocene.

4.2. Influence of climatic and sea-level changes on the MOW strength over the last 50 kyr

The spatial and temporal dynamics of the MOW are controlled by the integrated evaporative balance of the Mediterranean Sea and by variations of the intensity in Mediterranean deep-water formation (Bryden and Stommel, 1982). Climatic changes, sea-level and the changing hydraulic control conditions in the Strait of Gibraltar are the main factors which induced variations of the Mediterranean–Atlantic water-mass exchanges (Béthoux, 1984; Bryden and Stommel, 1984; Rohling and Gieskes, 1989; Rohling and Bryden, 1994; Matthiesen and Haines, 1998; Myers et al., 1998; Matthiesen and Haines, 2003). Because climate affects the deep-water formation in Mediterranean Sea and WMDW could well have been a major source of the MOW during the last glacial (Myers et al., 1998; Voelker et al., 2006), climatic changes over the western Mediterranean Sea have to be considered. The last glacial was characterized by millennial-scale climate fluctuations (Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; Shackleton et al., 2000) and the western Mediterranean Sea was very sensitive to the rapid climatic variability in the glacial North Atlantic (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 1999; Sierro et al., 2005). D-O cycles and Heinrich events in marine records of Alboran Sea and Menorca Margin have been associated with synchronous oscillations of sea surface temperatures and changes in Mediterranean deep water convection (Cacho et al., 2000; Sierro et al., 2005). Low sea-surface temperatures (Cacho et al., 1999), intense north-westerly winds, and dry, cool conditions on land (Combourieu-Nebout et al., 2002; Sanchez-Goni et al., 2002; Moreno et al., 2005) facilitated an increased formation of WMDW in the Gulf of Lions during D-O stadials and Heinrich events (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 2000; Sierro et al., 2005; Voelker et al., 2006). The inflow of salt-enriched, subtropical Atlantic waters into the western Mediterranean Sea also increased surface water density and facilitated deep convection in the Gulf

ARTICLE IN PRESS

10

S. Toucanne et al. / Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 231 (2006) xxx–xxx

of Lions (Voelker et al., 2006). However, temporary incursions of subpolar surface waters during Heinrich events resulted in a brief slowdown of western Mediterranean deepwater overturn (Sierra et al., 2005). These injections of subpolar waters are depicted by lowerings of planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (Comboureu-Nebout et al., 2002; Colmenero-Hidalgo et al., 2004; Sierra et al., 2005; Voelker et al., 2006). Core MD99-2341 shows temporary $\delta^{18}\text{O}$ depletions of 0.5‰, associated with ice-rafted debris, only during HE 1 and HE 4 however. This indicates that the Atlantic current flowed close to the coast and only occasionally affected the coring sites in the lower southern region of the Gulf of Cadiz.

The grain-size data for the last glacial period from core MD99-2341 show: (i) a stronger outflow during Northern Hemisphere coolings (Fig. 2); (ii) an acceleration of the MOW during HE 1 and HE 4 once the meltwater disappeared; (iii) a weaker outflow during D-O interstadials. This last result is in agreement with the reduction of Mediterranean deep convection (Cacho et al., 2000; Sierra et al., 2005) induced by increased precipitation associated with warmer temperatures over Southern Europe during D-O interstadials (Sanchez-Goni et al., 2002; Moreno et al., 2005).

If climatic conditions appear to be a prime component in the behaviour of the MOW, sea-level and ensuing hydraulic conditions in the Strait of Gibraltar have also to be addressed (Béthoux, 1984; Rohling and Bryden, 1994; Myers et al., 1998; Matthiesen and Haines, 2003; Rogerson et al., 2005). Low sea level during the last glacial caused a narrowed geometry of the Strait of Gibraltar and hence a strong decrease in the outflow volume (Béthoux, 1984; Bryden and Stommel, 1984; Rohling and Bryden, 1994; Matthiesen and Haines, 1998). The glacial outflow is estimated at 0.39 Sv compared with 0.86 Sv today. The restricted water exchange, lowered temperatures and a drier climate over the Mediterranean increased the salinity of the Mediterranean Sea (Bryden and Stommel, 1984; Rohling and Bryden, 1994; Rohling and De Rijk, 1999). Small-scale sea-level fluctuations of up to 35 m (between -100 and -63 m according to Siddall et al. (2003)) were associated with millennial-scale climate changes during MIS 3 (Yokoyama et al., 2001a,b; Cacho et al., 2002; Chappell, 2002; Siddall et al., 2003). These sea-level oscillations certainly also influenced the behaviour of the MOW although a precise stratigraphic relationship between D-O cycles and sea-level oscillations is not yet defined. Therefore it appears difficult to link sea-level oscillations with grain-size data of core MD99-2341 and MOW strength. Nevertheless, Chappell (2002) and more recently Jouet et al. (2006) in the western Mediterranean

Sea demonstrated that sea-level highstands prevailed during D-O interstadials 8 and 12. More precisely, periods of sea-level rise occurred during HE 4 and HE 5. This pattern is consistent with the grain-size trend in core MD99-2341. HE 4 and HE 5 are characterized by high grain-size mode values while lower values characterized both following D-O interstadials. Both, cold climate conditions and relatively low sea level acted in the same direction and both effected an enhanced velocity of a more saline and thus denser MOW in the Gulf of Cadiz. As such the last glacial conditions promoted a more intensive ML (Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006).

Despite its shallower depths, the results of grain-size analysis from core MD99-2341 are, particularly for the MIS 3, in agreement with those of the deeper core MD99-2339 from the ML (Voelker et al., 2006). Numerous physical studies about the MOW demonstrated that the boundary between the Mediterranean Upper and Lower waters remained elusive. Since the associated core MD99-2341 and our results for the MU activity during the last glacial period are in disagreement both with model predictions about the Gibraltar exchange (Rohling and Bryden, 1994) and with numerous observations on the glacial MOW dynamics (Nelson et al., 1993; Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006), the observed velocity variability must be directly influenced by the ML (Llave et al., 2006). The assumption of a subordinate MOW branch, probably confined to the Huelva Channel, and passing through a region generally experiencing reduced flow during glacial times, is also not ruled out.

5. Conclusions

MOW paleocirculation in the Gulf of Cadiz has been inferred from the grain-size distribution of core MD99-2341. As displayed by the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record (*G. bulloides*), a high sedimentation rate allows climatic variability to be recorded in contourite deposits. A significant correlation of grain-size data and the planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record with the $\delta^{18}\text{O}$ record from Greenland Ice Core GISP2 display a strong teleconnection between deep-sea contouritic sedimentation in the Gulf of Cadiz and Northern Hemisphere climate variability. Grain-size fluctuations are interpreted as changes in MOW intensity paced by climatic changes. A high MOW velocity prevailed during D-O stadial periods, Heinrich events and Younger Dryas while a low MOW velocity is inferred for D-O interstadial periods, Bølling-Allerød and Early Holocene. Cold climatic intervals, favourable to deep-sea water formation in Mediterranean Sea, thus

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

intermittently increased the MOW intensity during the last 50 kyr. Associated with climate changes, the effects of rapid sea-level fluctuations during MIS 3 are also considered. While sea-level lowstands increased the salinity of the Mediterranean Sea and thus the density and the downslope velocity of the MOW, relative sea-level highstands occurred during D-O interstadials 8 and 12 seem to have reduced the bottom-current velocity. The progressive decrease of the MOW intensity was then associated with the preceding sea level rises, i.e. roughly coinciding with HE 4 and HE 5—interstadial transitions. The contemporary climatic transition, less favourable to deep-sea water formation in Mediterranean Sea, has been associated with effects of sea-level changes during these periods to reduce the MOW intensity at site MD99-2341. The integrated approach of climate and sea-level fluctuations appears consequently to be of primary importance to understanding MOW behaviour during the Holocene and Late Pleistocene.

Acknowledgments

Authors thank J. St Paul and G. Chabaud for their invaluable technical assistance and J.L. Turon for valuable comments and suggestions. W. Fletcher is also thanked for language improvement. We gratefully thank anonymous reviewers and the editor for their helpful comments to this manuscript. Authors thank finally the crew and scientific teams of GINNA/IMAGES V cruise on the *R/V Marion Dufresne* (IPEV) for the recovery of core MD99-2341. This is an UMR CNRS 5805 EPOC contribution no. 1613.

References

- Ambar, I., 1983. A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep-Sea Research* 30, 677–680.
- Ambar, I., Howe, M.R., 1979. Observations of the Mediterranean outflow: II. The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research. Part A, Oceanographic Research Papers* 26 (5), 555–568.
- Astraldi, M., Gasparini, G.P., Vetrano, A., Vignudelli, S., 2002. Hydrographic characteristics and interannual variability of water masses in the central Mediterranean: a sensitivity test for long-term changes in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research. Part I, Oceanographic Research Papers* 49 (4), 661–680.
- Baas, J.H., Mienert, J., Abrantes, F., Prins, M.A., 1997. Late Quaternary sedimentation on the Portuguese continental margin: climate-related processes and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 130 (1–4), 1–23.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321–1324.
- Baringer, M.O., 1993. Mixing and Dynamics of the Mediterranean Outflow. PhD Thesis, Mass. Inst. of Technol./Woods Hole Oceanogr. Inst. Joint Program, Cambridge, Mass., WHOI-93-52, 244.
- Baringer, M.O., Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155 (1–2), 63–82.
- Béthoux, J.P., 1984. Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20.000 ans. *Oceanologica Acta* 7, 43–48.
- Béthoux, J.-P., Pierre, C., 1999. Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology* 153 (1–4), 29–39.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bower, A.S., Armi, L., Ambar, I., 1997. Lagrangian observations of meddy formation during a Mediterranean undercurrent seeding experiment. *Journal of Physical Oceanography* 27, 2545–2575.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic? I. The concept. *Paleoceanography* 5 (4), 469–477.
- Bryden, H.L., Stommel, H.M., 1982. Origins of the Mediterranean outflow. *Journal of Marine Research* 40, 55–71.
- Bryden, H.L., Stommel, H.M., 1984. Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 7, 289–296.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M.J., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14 (6), 698–705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183 (3–4), 417–429.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Shaffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., 2002. Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems* 33–34, 253–272.
- Carrilho, M., 1988. Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): paleoceanographic results. *Marine Micropaleontology* 13, 265–289.
- Cayre, O., Lancelot, Y., Vicent, E., Hall, M.A., 1999. Paleoceanographic reconstructions from planktonic foraminifera off the Iberian Margin: temperature, salinity, and Heinrich events. *Paleoceanography* 14, 384–396.
- Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Reviews* 21 (10), 1229–1240.
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., Barcena, M.A., Lowemark, L., Schönfeld, J., Grimalt, J.O., 2004. Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and

ARTICLE IN PRESS

12

S. Toucanne et al. / *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206 (2006) xxx–xxx

- Alboran Sea (W Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205 (3–4), 317–336.
- Combourieu-Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geology* 30 (10), 863–866.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196 (1–2), 1–20.
- Elliott, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60–10 ka). *Quaternary Science Reviews* 21 (10), 1153–1165.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296–300.
- Faugères, J.-C., Frappa, M., Gonthier, E., Grousset, F.E., 1985. Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge sud et ouest ibérique au quaternaire récent. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 37, 259–287.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Peypouquet, J.-P., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1986. Distribution et variations des courants de fond sur la rade de Faro (Golfe de Cadix), témoins des modifications des échanges Méditerranée–Atlantique au Quaternaire récent. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3 (2), 423–432.
- Gardner, J.M., Kidd, R.B., 1987. Sedimentary processes on the Northwestern Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *Journal of Sedimentary Petrology* 57 (3), 397–407.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburgh, pp. 245–256.
- Grotes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554.
- Grousset, F., Joron, J., Biscaye, P., Lanouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugères, J., Gonthier, E., 1988. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P.: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters (Historical Archive)* 8 (1), 25–34.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Bamolas, A., Garcia, M., Díaz-del-Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho Dias, J.M., Ródero, J., Gardner, J.M., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31 (1), 19–22.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., Garcia, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: a sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Research. Part II. Topical Studies in Oceanography* 53 (11–13), 1420–1463.
- Huang, T.C., Stanley, D.J., Stuckenrath, R., 1972. Sedimentological evidence for current reversal at the Strait of Gibraltar. *Marine Technology Journal* 6 (4), 25–33.
- Jorça, M.E., Lozier, M.S., 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology: I. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research* 104 (C11), 25,985–26,009.
- Jouet, G., Gaudin, M., Basseti, M., Berne, S., Rabinema, M., Dennieko, B., Siero, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Climatic and environmental variations during the last 130 ka; investigations from sedimentary record on the Rhône deltaic margin (Gulf of Lions, NW Mediterranean). 17th International Sedimentological Congress, Fukuoka (Japan), Abstracts, vol. V.1. 117 pp.
- Kenyon, N.H., Hekerson, R.H., 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology* 9 (2), 77–99.
- Kinder, T.H., Parilla, G., 1987. Yes, some of the Mediterranean outflow does come from great depth. *Geophysical Research* 93, 2901–2906.
- Lacombe, H., Tchernia, P., Gamberoni, L., 1985. Variable bottom water in the western Mediterranean basin. *Progress in Oceanography* 14, 319–338.
- Laj, C., Mazaud, A., Duplessy, J.-C., 1996. Geomagnetic intensity and ¹⁴C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr. *Geophysical Research Letters* 23, 2045–2048.
- Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., McCave, I.N., Weaver, P.P.E., 1996. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Ture Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology* 131, 47–56.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Sánchez-Almaraz, I., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: the impact of Heinrich events. *Marine Geology* 227 (3–4), 241–262.
- Löwemark, L., Schönfeld, J., Schäfer, P., 2006. Deformation of pyritized burrows: A novel technique for the detection and estimation of core shortening in gravity cores. *Marine Geology* 233 (1–4), 37–48.
- Mathiesen, S., Haines, K., 1998. Influence of the Strait of Gibraltar on past changes in Mediterranean Thermohaline Circulation. Abstract 6th International Conference on Paleoceanography, Lisbon, Portugal, 23–28 August.
- Mathiesen, S., Haines, K., 2003. A hydraulic box model study of the Mediterranean response to postglacial sea-level rise. *Paleoceanography* 18 (4). doi:10.1029/2003PA000880.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Beveridge, N.A.S., 1995a. Circulation in the glacial North Atlantic from grain-size measurements. *Nature* 374, 149–151.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995b. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography* 10, 593–610.
- Meece, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinsky, G.A., Grotes, P.M., 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth–age scale: methods and results. *Journal of Geophysical Research* 102, 411–423.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Goni, M.F., Shackleton, N., Siero, F.J., 2005. Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews* 24 (14–15), 1623–1636.
- Mulder, T., Lecroart, P., Voisset, M., Schönfeld, J., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernández-

Please cite this article as: Toucanne, S. et al. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last... *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (2006), doi:10.1016/j.palaeo.2006.10.007

- Molina, F.J., Llave-Barranco, E., Gervais, A., 2002. Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record—Gulf of Cadiz. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 83 (43), 487–488 (481).
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezec, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Hahgood, E.L., Hernández-Molina, F.J., Estrada, F., Llave-Barranco, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Voelker, A., Freitas, P., Lobo Sanchez, F.J., Fernandez, L.M., Keryon, N.H., Morel, J., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters* 23, 7–18.
- Myers, P.G., Haines, K., Rohling, E.J., 1998. Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: the last glacial maximum and the Holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanography* 13, 586–606.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology* 82 (1–4), 103–131.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., Barber, J.H., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology* 155 (1–2), 99–129.
- Rasmussen, T.L., Van Weering, T.C.E., Labeyrie, L., 1997. Climatic instability, ice-sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58–10 ka BP). *Quaternary Science Reviews* 16, 71–80.
- Reguera, M.I., 2001. Paleocceanografía y estratigrafía de alta resolución en el Golfo de Cadiz en los últimos 40.000 años mediante el estudio de foraminíferos planctónicos. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E., J.W.M., 2005. Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography* 20, A3007. doi:10.1029/2004PA001106.
- Rohling, E.J., 1999. Environmental control on Mediterranean salinity and $\delta^{18}\text{O}$. *Paleoceanography* 14, 706–715.
- Rohling, E.J., Bryden, H.L., 1994. Estimating past changes in the Eastern Mediterranean freshwater budget, using reconstructions of sea level and hydrography. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Series B, Paleoclimatology, Geology, Physics, Chemistry, Anthropology* 97, 201–217.
- Rohling, E.J., De Rijk, S., 1999. Holocene climate optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean: the marine oxygen isotope record. *Marine Geology* 153 (1–4), 57–75.
- Rohling, E.J., Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. *Paleoceanography* 4, 531–545.
- Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J., Eisma, D., 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13, 316–322.
- Sanchez-Goni, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, J.-P., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics* 19, 95–105.
- Schönfeld, J., 1993. Zur Geschichte des Mittelmeerausstroms. In: Kudrass, H.R. (Ed.), *Somme Cruise SO-75-3: Final Report: Mediterranean outflow water on the Continental Slope of SW Portugal*. Report N8 MFG 00947. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, pp. 16–41.
- Schönfeld, J., 2002. A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research. Part I, Oceanographic Research Papers* 49 (10), 1853–1875.
- Schönfeld, J., Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159 (1–2), 85–111.
- Schönfeld, J., Zahn, R., de Abreu, L., 2003. Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 36 (4), 237–264.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial scale events 64,000 to 24,000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565–569.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meisner, D., Scheinert, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853–858.
- Sierro, F.J., Hodde, D.A., J.H.C., Flores, J.A., Reguerra, I., Colmenero-Hidalgo, E., Barcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., Camals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20, A2019. doi:10.1029/2004PA001051.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C calibration program. In: Stuiver, M., Long, A., Kra, R.S. (Eds.), *Calibration 1993*. *Radiocarbon*, vol. 35(1), pp. 215–230.
- Thordycraft, V.R., Benito, G., 2006. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25 (3–4), 223–234.
- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Grousset, F.E., Pujol, C., Saliège, J.F., 1989. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years BP. *Oceanologica Acta* 12, 305–324.
- Voelker, A.H.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., Samthein, M., 2000. Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25–53 kyr and their link to the Earth's magnetic field intensity. *Radiocarbon* 42, 437–452.
- Voelker, A.H.L., Lobeiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during Northern Hemisphere cooling: a salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245 (1–2), 39–55.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., 2001a. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters* 193 (3–4), 579–587.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., 2001b. Last glacial sea-level change deduced from uplifted coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International* 83–85, 275–283.
- Zahn, R., Samthein, M., Erlenkeuser, H., 1987. Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2, 543–559.
- Zenk, W., Armi, L., 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Research* 37 (12), 1805–1823.