



HAL
open science

La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans (analyses multi-paramètres et multi-échelles).

Rim Hassan

► **To cite this version:**

Rim Hassan. La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans (analyses multi-paramètres et multi-échelles).. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2014. Français. NNT : 2014BORD0093 . tel-01187962

HAL Id: tel-01187962

<https://theses.hal.science/tel-01187962v1>

Submitted on 28 Aug 2015

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.

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES DU VIVANT,
GEOSCIENCES, SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT
SPÉCIALITÉ GEOLOGIE MARINE

Par Mme Rim HASSAN

**La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans
(analyses multi-paramètres et multi-échelles)**

Sous la direction de : M. Thierry MULDER
(co-directeur : Emmanuelle DUCASSOU)

Soutenue le 10 juin 2014

Membres du jury :

M. Jean-Luc SCHNEIDER, Professeur, Université de Bordeaux	Président
Mme Cécile ROBIN, Maître de conférences, HDR, Université Rennes I	Rapporteur
M. Javier F. HERNANDEZ-MOLINA, Professeur, Université de Vigo	Rapporteur
M. Dorrik A.V. STOW, Professeur, Université Edinburg-UK	Rapporteur
M. Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux	Directeur de thèse
Mme Emmanuelle DUCASSOU, Maître de conférences, Université de Bordeaux	Co Directeur
M. Jean GERARD, Ingénieur, Repsol-Madrid	Examineur
Mme Eliane GONTHIER, Ingénieur de recherche, Université de Bordeaux	Invité
M. Jean-Claude FAUGERES, Professeur, Université de Bordeaux	Invité

Titre : La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans (analyses multi-paramètres et multi-échelles)

Résumé : La sédimentation dans le Golfe de Cadix, de Gibraltar au Cap Saint-Vincent, est soumise à la circulation d'un flux permanent d'eau profonde venant de la Méditerranée connu sous le nom de Veine d'Eau Méditerranéenne ou VEM. Cette eau plus chaude, plus salée et plus dense que les eaux atlantiques s'écoule sur les marges espagnole et portugaise avec un débit moyen aussi important que plusieurs fleuves du globe. Ce courant de fond entraîne le transport et le remaniement des particules déjà déposées sur le fond. L'étude biostratigraphique détaillée à partir du sens d'enroulement de l'espèce de foraminifère planctonique *Globorotalia truncatulinoides*, de l'espèce polaire *Neogloquadrina pachyderma senestre* et du ptéropode *Limacina retroversa* calibrée par de nombreuses datations ¹⁴C AMS et des analyses isotopiques a permis de corréliser les carottes. Les variations des processus sédimentaires dans le temps et dans l'espace montrent l'influence du climat sur les variations des taux de sédimentation et la granularité des dépôts. Ainsi, deux périodes de moindre activité de la VEM se situent pendant le Bølling-Allerød et l'Holocène inférieur. Le Younger Dryas traduit au contraire une période de forte circulation de la VEM. De nombreux hiatus sédimentaires et dépôts gravitaires (glissements, turbidites) traduisent une instabilité sédimentaire liée à la fréquence des tremblements de terre qui se produisent dans le Golfe de Cadix et dans les régions adjacentes. Huit types de traces fossiles ont été reconnus (*Chondrites*, *Diplocraterion*, *Nereites*, *Paleophycus*, *Phycosiphon*, *Thalassinoides*, *Zoophycos*, des filaments (*Trichichnus* et *Mycelia*) et des traces restent indéterminées. Les traces fossiles de *Zoophycos* et de *Paleophycus* pendant le LGM traduisent la présence de circulations de masses d'eaux riches en oxygène au niveau du fond. Ces traces fossiles de *Zoophycos* sont visibles du LGM à l'Holocène inférieur au niveau du chenal-levée de Tasyo.

Mots clés : Golfe de Cadix, Veine d'Eau Méditerranéenne, biostratigraphie, instabilité sédimentaire, bioturbations, Quaternaire.

Title : The sedimentation of the Gulf of Cadiz in the last 50 000 years (analyses multi-parameters and multi-scales)

Abstract : Sedimentation in the Gulf of Cadiz from Gibraltar Strait to Cape Saint Vincent is submitted to a permanent deep water flux coming from the Mediterranean Sea and called the Mediterranean Outflow Water (MOW). This hotter and saltier water is denser than the Atlantic waters and flows along the Spanish and Portuguese margins with an average discharge as large as the discharge of several world rivers. This bottom current generates the transport and the remolding of already deposited particles. The detailed biostratigraphic study using the coiling direction of planktonic foraminifer species *Globorotalia truncatulinoides*, of polar species *Neogloquadrina pachyderma sinistral* and of pteropod *Limacina retroversa* and calibrated by numerous ¹⁴C AMS dating and stable isotope analysis allowed to correlate sediment cores. Variation of sedimentary processes in time and space shows the impact of climate on sedimentation rates and sediment grain size. Two periods of lesser activity of the MOW are identified during the Bølling-Allerød and early Holocene. Conversely, the Younger Dryas shows a higher activity of the MOW. Numerous sedimentary hiatuses and mass flow deposits (slumps, turbidites) suggest sedimentary instabilities related to the frequent earthquakes that are initiated in the Gulf of Cadiz and neighboring areas. Eight types of fossil traces have been identified (*Chondrites*, *Diplocraterion*, *Nereites*, *Paleophycus*, *Phycosiphon*, *Thalassinoides*, *Zoophycos*, filaments (*Trichichnus* and *Mycelia*) and undetermined traces. Fossil traces of *Zoophycos* and *Paleophycus* during the LGM show the activity of oxygen-rich water flowing along the seafloor. Fossil traces of *Zoophycos* are identified from LGM to lower Holocene in the Tasyo channel-levee.

Keywords : Gulf of Cadiz, Mediterranean Outflow Water, biostratigraphy, sedimentary instability, bioturbation, Quaternary.

Unité de recherche

[Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) – UMR 5805]



Finalemnt, les quatre années de thèse ont connu beaucoup d'événements spéciaux qui sont à la fois heureux et tristes, avec la patience qui étais le seul moteur pour continuer et arrivé jusqu'au but.

Je n'oublierai pas la solidarité des gens qui m'ont accompagné pendant ce travail et que je remercie très fort.

Tout d'abord merci à **Thierry Mulder** pour m'avoir accueilli et fait confiance, pour commencer ce travail malgré la différence entre nos langues. Il m'a permis d'évoluer dans un environnement stimulant. Merci d'avoir guidé ma route pendant ces quatre années, et pour son aide en particulier après la période de naissance mon fils. J'ai appris, à son contact, à repousser mes limites et à forger mon caractère.

Je tiens à remercier **Emmanuelle Ducassou** qui m'a suivi dans l'avancement de ma thèse, merci de m'avoir appris à déterminer et à compter certaines espèces de foraminifères planctoniques et pour m'avoir conseillé pendant la préparation de la soutenance.

Vraiment, vraiment, c'est un grand Merci que j'adresse, à **Eliane Gonthier**, qui m'a accompagné depuis le master 2 jusqu'à la fin de la thèse. Cette thèse n'aurait pas été la même sans vous. Merci pour m'avoir accordé tant de temps pendant ta retraite, tant d'attention, d'écoute et de soutien, des bons conseils lorsque j'en avais besoin. Tous le temps tu étais à côté de moi, comme ma seconde mère. Merci beaucoup à toi.

Bien sûr je ne peux pas oublier de remercier la personne qui m'a donné l'autorisation de venir étudier à l'Université de Bordeaux pour faire un Master2, puis une thèse en Géologie Marine, je vous remercie beaucoup Monsieur **Castaing**.

Je tiens également à remercier les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail et qui ont contribué à la qualité finale de ce manuscrit, M. Dorrik **Stow**, Javier **Hernandez-Molina**, Cécile **Robin**, Jean-Claude **Faugères** ainsi que Jean-Luc **Schneider**.

Je voudrais également exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui ont participé à ce travail et à ma construction scientifique : Michel Crémer, Josette Duprat, Philippe Martinez, Linda Rossignol, Isabelle Billy pour ses explications. Je n'oublie pas Joël, Gérard, et Bernard pour leur accueil sympathique, et pour les conseils que vous m'avez accordés, pour l'aide sur les échantillons, le lavage, le scanner et la granulométrie.

Merci également à Vincent, Samuel et Elodie, pour l'utilisation de leurs données.

Un grand merci à tous ceux avec qui j'ai partagé les moments de stress et de joie pendant ces 4 ans. Je pense à mes collègues et amis thésards. Florent et Benjamin avec qui j'ai partagé

pendant 4 ans le bureau. Et maintenant les nouvelles thésardes (Joselyn, Katixa, et Isabel) je vous dis bonne continuation. Merci également à Ludivine, Mélanie Principaud, Sophie, Elsa, Mélanie pour vos soutiens avant la soutenance.

Je remercie l'ensemble du personnel de la coopération FRANCO-SYRIENNE qui m'a permis de continuer mes études supérieures en France et qui m'ont facilité les démarches administratives dans tous les domaines.

Et mes sponsors officiels, je dis à mes parents qui me supportent et m'encouragent depuis de longues années pour que je réussisse que je les aime beaucoup. Votre confiance a été un atout pour moi.

PARTIE 1 : GENERALITES

CHAPITRE I : Synthèse bibliographique.....	19
I. La formation des courants de fond.....	21
I.1. généralités.....	21
I.2. Distribution des courants de fond.....	23
I.3. La vitesse du courant.....	24
I.4. Influence de la topographie sur les circulations des courants de fond.....	28
II. Les processus sédimentaires reliés aux courants du contour.....	30
II.1. Les processus du transport et dépôt.....	30
II.2. les Paramètres de contrôle des dépôts de contourites.....	33
III. Les faciès contouritiques.....	37
III.1. Les Faciès de contourite dans les dépôts récents.....	37
III.2. Relations entre la séquence contouritique, la vitesse du courant et le paléoclimat.....	43
IV. Classification et caractères sismiques.....	48
IV.1. Classification des drifts.....	48
IV.2. Critères d'identification en stratigraphie sismique.....	53
 CHAPITRE II : Contexte géologique et sédimentologie du Golfe de Cadix	 57
I. Situation Géographique et physiographique.....	59
I.1. Le Plateau Continental.....	60
I.2. La Pente Continentale.....	61
I.3. plaines abyssales.....	63
II. Cadre tectonique et structural.....	63
III. Hydrodynamique du Golfe de Cadix.....	67
III.1. le trajet de la VEM dans le Golfe de Cadix.....	67
III.2. L'influence de VEM dans l'Atlantique Nord: implications globales.....	72
IV. Paléocéanographie.....	73
IV.1. Les variations séculaires à milléniales de la veine d'eau méditerranéenne.....	73
IV.2. Les variations saisonnières de la veine d'eau méditerranéenne.....	75
V. La sédimentation en domaine marin.....	76

V.1. Le plateau continental.....	76
V.2. La pente continentale.....	76
V.3. Les Sources et la distribution de sédiments vers les CDS.....	83
CHAPITRE III : Données et méthodes d'analyses.....	87
I. Données et méthodologie.....	89
I.1. Origines des données.....	89
I.2. Description des outils utilisés.....	90
I.2.1 le positionnement.....	90
I.2.2 les outils acoustiques.....	90
I.2.3 les outils de prélèvement.....	92
II. Les méthodes d'analyses.....	99
II.1. Protocole d'études des données sédimentologiques.....	99
II.1.1 Le banc multiparamètres (Geotek Ltd.).....	99
II.1.2 La photographie.....	99
II.1.3 La radioscopie rX (SCOPIX).....	99
II.1.4 La spectrométrie de fluorescence X-ray (XRF).....	100
II.1.5 La granulométrie à diffraction laser.....	102
II.1.6 Teneurs en carbonates.....	105
II.1.7 Analyse des constituants.....	105
II.2. Outils stratigraphiques et paléoenvironnementaux.....	106
II.2.1 La biostratigraphie.....	106
II.2.2 Le paléoenvironnements hydrologique et hydrodynamique: les ostracodes.....	108
II.2.3 La datation ¹⁴ C.....	109
II.2.4 Les variations isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$).....	110
PARTIE 2 : SYNTHESE GENERALE DES RESULTATS	
CHAPITRE I : Stratigraphie et paléoenvironnements.....	116
I.1 Résumé des résultats stratigraphiques.....	118

I.2 Article “biostratigraphy of the Holocene and the main cold events of the late Quaternary in the Gulf of Cadiz”	119
I.3 Les assemblages d’Ostracodes : paléocirculation et paléoenvironnements.....	148
CHAPITRE II: Facies Contouritiques	154
II.1 Résumé.....	156
II.2 Article “contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity”... ..	157
CHAPITRE III : Synthèse de la bioturbation dans le Golfe de Cadix.....	181
III.1 Principales traces fossiles reconnues dans le Golfe de Cadix.....	183
III.2 Importance des traces fossiles sous la circulation de la MOW et dans le temps. 192	
III.3 Résumé.....	197
III.4 Article “time and spatial distribution of bioturbations influenced by the Mediterranean Outflow Water. Effects on contourite deposits in the Gulf of Cadiz”.....	198
CHAPITRE IV: Synthèse : évolution des taux de sédimentations et des processus sédimentaires a différentes échelles de temps.....	253
IV.1 Introduction.....	255
IV.2 Evolution spatio-temporelle des processus sédimentaires.....	255
IV.2.1. la zone sous l’influence de la MOW Inférieure (MLW): influence directe du débordement de la MOW sur la levée contouritique géante.....	259
IV.2.2. la zone sous l’influence de la MOW Supérieure (MUW; profondeur: 300-600 m).....	261
IV.2.3. la zone sous l’influence de la circulation des écoulements secondaires au sein de la MLW (profondeur: 600-1400 m).....	263
IV.2.4. la zone à la limite de la circulation de la MOW Inférieure (MLW).....	268
IV.2.5. la zone hors influence de la MOW.....	269
IV.3 Evolution spatio-temporelle des taux de sédimentation.....	271
IV.3.1. Comparaison des taux des sédimentations par branches de la MOW.....	271

IV.3.1.1 Zone sous l'influence de la MOW Inférieure (MLW): influence directe du débordement de la MOW sur la levée contouritique géante.....	271
IV.3.1.2 Zone sous l'influence de la MOW Supérieure (MUW).....	273
IV.3.1.3 Zone sous l'influence mixte de la circulation de plusieurs branches de la MOW.....	276
IV.3.1.4 A la limite d'action de la MLW.....	284
IV.3.1.5 Hors influence de la MOW.....	287
IV.3.2. Synthèse régionale par périodes de temps.....	288
IV.3.2.1 Pendant l'événement H2.....	288
IV.3.2.2 Pendant le Dernier Maximum Glaciaire.....	291
IV.3.2.3 Pendant l'événement H1.....	293
IV.3.2.4 Pendant le Bölling-Alleröd.....	295
IV.3.2.5 Pendant le Younger Dryas.....	297
IV.3.2.6 Pendant l'Holocène inférieur.....	299
IV.3.2.7 Pendant l'Holocène moyen.....	302
IV.3.2.8 Pendant l'Holocène supérieur.....	305
IV.3.2.9 Pendant les événements TE1, TE2 et TE3.....	308
IV.3.3. Synthèse des taux de sédimentation.....	314
IV.3.4. Comparaison des taux de sédimentation entre les périodes chaudes et froides.....	317
IV.4 Synthèse sur la sédimentation dans le Golfe de Cadix.....	318
IV.4.1. La sédimentation contouritique et hémipélagique.....	318
IV.4.2. L'interaction entre différents types de processus.....	324
IV.4.1 Construction de corps sédimentaires de petites dimensions: les grandes ondulations sédimentaires sur le haut-fond de Portimão.....	324
IV.3.2 Construction de corps sédimentaires de grandes dimensions: le Drift d'Albufeira.....	327
IV.4.3. Les hiatus sédimentaires.....	331
IV.4.4. Les instabilités sous-marines.....	334
CONCLUSION GENERALES ET PERSPECTIVES.....	339
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	345
ANNEXE.....	375

Table des illustrations

PARTIE 1

- Figure I-1: Schéma montrant la circulation thermohaline globale et le trajet des grands courants de contour. A: Passage d'Agulhas; D: Passage de Drake; F: Détroit de Floride; G: Détroit de Gibraltar; Gi: Fracture de Gibbs; K: Kane Gape; M: Chenal des Falklands; RG: Rio Grande Rise; V: Vema Deep Channel; R: Romanche Gap; S: Samoan Gateway; Su: Détroit de Sumba; V: Vema Fracture zone (Faugères et Mulder, 2011).....23
- Figure I-2: Sous-bassins de l'Océan Atlantique Nord. La circulation thermohaline profonde et les emplacements des principaux drifts (Faugères et al., 1993). NADW: North Atlantic Deep Water; AABW: Antarctic Bottom courant; 1: Feni; 2: Hatton; 3: Gardar; 4: Bjorn; 5: Gloria; 6: Snorri; 7: Eirik; 8: Sackville Spur; 9: Newfoundland; 10: Hatteras; 11: Blake; 12: Bahamas; 13: Caicos; 14: Greater Antilles; 15: Nord des Bermudes; 16: Faro.....25
- Figure I-3: Variation de la vitesse des courants (colonne de droite) et principaux types de structures sédimentaires dans les dépôts de contourite (Martín-Chivelet et al., 2008).....27
- Figure I-4: Relation entre pente, vitesse du courant de contour (A) et processus sédimentaires (B). (A) Plus la pente est élevée plus la vitesse du courant sera forte sous l'effet de la force de Coriolis ici, l'exemple pris est la circulation dans l'hémisphère Sud d'un courant de fond venant vers le lecteur. (B) Distribution des processus sédimentaires (in Faugères et Mulder, 2011).....29
- Figure I-5: Diagramme d'érosion-transport- dépôt en fonction du cisaillement (McCave, 1984).....30
- Figure I-6: Diminution de la taille des particules en suspension au niveau de la '*benthic boundary layer*'. (a) les données provenant d'un laser à sizer situ (LISST) à 1 m du fond (1mab), (b) la diminution de la taille des particules avec l'augmentation des concentrations faibles dans la couche frontière. (Fugate et Friedrichs, 2003).....32
- Figure I-7: Figures sédimentaires observées près du fond en fonction de la vitesse des courants et de la granulométrie des particules, à droite photos du fond (Hernández-Molina, 2011, modifié de Belderson, et al., 1982 et de Stow et al., 2010).....34
- Figure I-8 : Facteurs qui contrôlent la sédimentation par les courants de contour (d'après Faugères et al., 1993; Faugères et Stow, 2008).....35

Figure I-9: Variations du niveau marin et variations paléoclimatiques (MIS) dans les enregistrements marins, (Siddall et al., 2003). Rose: Holocène; bleu: Younger Dryas; Rose foncé: Bølling-Allerød; vert claire: H1 et blanc: LGM.....	36
Figure I-10: Faciès de contourite argilo-silteux et silto-sableux, drift de Faro, dans le Golfe de Cadix (Hassan, 2009; Mulder et al., 2013).1: rX radiographie Scopix (Migeon, 1999): 2 et 3 lames minces, (Zaragosi et al., 2006), 4: distributions granulométriques.....	38
Figure I-11: Faciès contourite formant la séquence contourite idéale montrant une unité granocroissante surmontée par une unité granodécroissante (d'après Faugères et al., 1984a et b; Faugères et Stow 2008, Faugères et Mulder 2011; Stow et al., 2002; Stow et Faugères, 2008).....	45
Figure I-12: Comparaison entre les séquences contouritiques actuelles et fossiles (Martín Chivelet et al., 2008).....	47
Figure I-13: Les différents types de drifts définis par Faugères et al. (1999). Les flèches noires montrent la tendance de la migration et de l'aggradation (d'après Faugères et al., 1999)...	49
Figure I-14 : Exemples d'interaction entre les processus contouritiques et gravitaires (d'après Faugères et al., 1999).....	52
Figure I-15: Modèle conceptuel des caractéristiques sismiques des drifts contouritiques (d'après Stow et al., 2002).....	54
Figure I-16: Faciès sismiques caractéristiques des drifts. A : les interprétations du modelé à différentes échelles d'observation. B : Les unités de dépôt et relation avec les vitesses des courants de fond (in: Hanquiez, 2006).....	56
Figure II-1: Localisation du Golfe de Cadix et carte bathymétrique de la marge continentale, (d'après Hanquiez, 2006).....	59
Figure II-2: Bloc diagramme bathymétrique 3D réalisé grâce aux données de Hernández-Molina et al., 2006). BM, Marge du Domaine Bétique; GM, Marge du Guadalquivir; GB, Banc du Guadalquivir Bank; SM, Marge sud-ibérique.....	60
Figure II-3: Modèle numérique d'élévation (DEM), vue vers l'ouest du détroit de Gibraltar (land topographie: SRTM90 données DEM, bathymétrie du détroit de Gibraltar: isobathes d'après Giermann (1961). TN, Tanger; C, Ceuta; Tr, Tarifa; G, Gibraltar.....	61
Figure II-4: Cadre tectonique de plaque de la zone de Gibraltar (modifié d'après Jiménez-Munt et Negro, 2003; Loget et Van Den Driessche, 2006). GA, Gibraltar Arc; GoB, Gorringe Banque; BTf, Bato-Tajo fault; Nf, Nazare fault; PAF, Plasencia-Alentejo fault.....	63

Figure II-5: Carte de compilation bathymétrique des données de la communauté SWINN d'après Zitellini et al., 2009.....	64
Figure II-6: Contexte géodynamique et structural du Golfe de Cadix. A: Localisation de la limite des plaques lithosphériques; ZFAG, zone faillée Açores-Gibraltar. B: Carte tectonique simplifiée avec les unités sédimentaires composant « l'olistostrome/prisme d'accrétion ». Compilation réalisée d'après (Maldonado et al., 1999; Díaz-del-Río, 2003; Maestro et al., 2003; Medialdea et al., 2004; Marchès, 2008).....	66
Figure II-7: Carte bathymétrique (d'après Heezen et Johnson, 1969) représentant les différentes branches de circulation de la VEM (Madelain, 1970) modifiée par Hernández-Molina et al., 2003. GS, Gibraltar Seamounts; GB, Guadalquivir Bank; DC, Diego Cao Channel; ACM, Alvarez Cabral Moat; PC, Portimao Submarine Canyon.....	68
Figure II-8 : Caractéristique des différentes masses d'eaux, diagrammes T/S de données collectées (A) en septembre 1997 et (B) en janvier 1998 dans le Golfe de Cadix (d'après Ambar et al., 2002; Hanquiez, 2006).....	69
Figure II-9: Principales masses d'eaux dans l'océan Atlantique (Golfe de Gascogne, Mavel, 2008).....	71
Figure II-10: Modèle générale de circulation de la VEM dans l'Atlantique Nord (modifié par Iorga et Lozier, 1999a), BAP, Biscay Abyssal Plain; BB, Bay of Biscay; EP, Extremadura Promontory; GaB, Galicia Bank; GoB, Goringe Bank; HAP, Horseshoe Abyssal Plain; MAP, Madeira Abyssal Plain; MI, Madeira Island; PAP, Porcupine Abyssal Plain; RC, Rockall Channel; SAP, Seine Abyssal Plain; St.V, Cap Saint-Vincent; TAP, Tagus Abyssal Plain; AB, Agadir basin.....	74
Figure II-11: Carte morpho-sédimentaire du Système de Dépôt Contouritique du Golfe de Cadix (Hernández-Molina et al; 2003). Secteurs morpho sédimentaires: (1) le secteur d'affouillement proximal et de rubans de sable; (2) le lobe de débordement sédimentaire; (3) le secteur des rides et chenaux; (4) secteur des drifts contouritiques; (5) secteur des canyons sous-marins. Figure modifiée (Kenyon et Belderson, 1973; Akhmetzhanov et al., 2002; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Llave, 2003; Medialdea et al., 2004).....	79
Figure II-12: Carte Marine à balayage latéral montrant la zone proximale d'affouillement et le secteur de rubans sableux (1) et le secteur du lobe de débordement sédimentaire (2). (Habgood et al., 2003).....	81
Figure II-13: Carte bathymétrique du secteur central de la pente moyenne de système contouritique du Golfe de Cadix, montrant les chenaux contouritiques principaux, les	

sillons, et les rides diapiriques principales d'orientation moyenne NNE (Hernández-Molina et al., 2006).....	83
Figure II-14: Modèle sédimentaire du système contourite de dépôt (CDS) sur la marge continentale du Golfe de Cadix. BH, Barbate High; CDR, Cadiz Diapiric Ridge; GB, Guadalquivir Bank; GDR, Guadalquivir Diapiric Ridge; SM, South Iberic Margin; GM, Guadalquivir Margin; BM, Betic domain Margin. (A) Alboran Sea; (B) Strait of Gibraltar; (C) Spanish and Morocco shelves; (D) Diapiric and channel erosion; (E) mud volcanoes; (F) Guadalquivir Bank and channel erosion; (G) suspended matter from the main rivers; (H) erosion of the upper slope; (I) submarine canyons (Hernández-Molina et al., 2006)...	85
Figure III-1: Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg. (Ducassou, 2006).....	93
Figure III-2: Comparaison des carottiers Küllenberg / Calypso (Ducassou, 2006).....	94
Figure III-3: Localisation des carottes dans le Golfe de Cadix.....	97
Figure III-4: Schéma du principe de fonctionnement d'un scanner XRF (Mojtahid, 2004)...	101
Figure III-5: Les résultats XRF de la carotte CADKS17.....	102
Figure III-6: Principe de la microgranulométrie laser (Malvern).....	103
Figure III-7: Les valeurs (D50%) de taille de particules dans la carotte CADI2KS19 mesurées par le microgranulomètre laser (Malvern).....	104
Figure III-8: Répartition des bioprovinces à foraminifères planctoniques en Atlantique nord (d'après Bé et Tolderlund, 1971).....	108

PARTIE 2

Figure I-8: Assemblages d'ostracodes dans certains niveaux de la carotte CADI2KS10. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EP: faune épibathyale en place; MOW: faunes typiques de la MOW; PC: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.....	149
Figure I-9: Assemblages d'ostracodes dans la carotte CADI2KS08. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EB: faune épibathyale; MW : espèces typiques de la MOW; PFC: espèces circalittorales déplacées; COT: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.....	150
Figure I-10: Assemblages d'ostracodes dans la carotte CADKS24. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EPI: faune épibathyale; MOW: espèces typiques de la MOW; COT: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.....	151

Figure I-11: Assemblages d'ostracodes dans la carotte MD99-2337. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EPI: faune épibathyale; MW: espèces typiques de la MOW; Dép: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.....	152
Figure III-1: Traces fossiles de <i>Zoophycos</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Chondrites</i> , et <i>Palaeophycus</i> dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).....	185
Figure III-2: Traces fossiles de <i>Chondrites</i> et <i>Nereites</i> dans des sédiments argilo-silteux.....	186
Figure III-3: Traces fossiles de <i>Thalassinoïdes</i> dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gerard).....	187
Figure III-4: Traces fossiles de <i>Paleophycus</i> dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).....	188
Figure III-5: Traces fossiles de <i>Phycosiphon</i> dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).....	189
Figure III-6: Traces fossiles de <i>Trichichnus</i> et <i>Mycellia</i> dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).....	190
Figure III-7a: Traces fossiles non déterminées de <i>Zoophycos</i> ou de <i>Thalassinoïdes</i> ?.....	190
Fig III-7b: Traces fossiles non déterminées de <i>Zoophycos</i> , <i>Scolocia</i> ou <i>Planolites</i> ?.....	191
Fig III-7c: Traces fossiles non déterminées de <i>Chondrites</i> , de <i>Thalassinoïdes</i> ou de filaments ?.....	191
Figure III-8: Synthèse des variations des traces de bioturbations dans différents environnements.....	195
Figure IV-1: Localisation des carottes étudiées et des branches de la MOW dans le Golfe de Cadix.....	257
Figure IV-2: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la MLW.....	260
Figure IV-3: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la MUW.....	262
Figure IV-4: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de l'IMB....	264
Figure IV-5: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la PMB.....	266
Figure IV-6: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la SMB.....	267

Figure IV-7: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes à la limite de l'influence de la MLW.....	268
Figure IV-8: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes hors de l'influence de la MOW.....	270
Figure IV-9: Variations des taux de sédimentation au cours de temps sous l'influence de la MLW.....	272
Figure IV-10: Variations des taux de sédimentation au cours du temps dans les carottes sous l'influence de la MUW.....	275
Figure IV-11: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de l'IMB.....	278
Figure IV-12: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de la branche PMB.....	282
Figure IV-13: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de la branche SMB.....	284
Figure IV-14: Les variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes à la limite de l'influence la branche SMB.....	286
Figure IV-15: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes situées hors de l'influence de la circulation de la MOW.....	288
Figure IV-16: Répartition des taux de sédimentation pendant H2.....	290
Figure IV-17: Répartition des taux de sédimentation pendant le DMG.....	292
Figure IV-18: Répartition des taux de sédimentation pendant H1.....	294
Figure IV-19 : Répartition des taux de sédimentation pendant le BA.....	296
Figure IV-20: Répartition des taux de sédimentation pendant YD.....	298
Figure IV-21: Répartition des taux de sédimentation pendant l'Holocène inférieur.....	301
Figure IV-22: Répartition des taux de sédimentation pendant l'Holocène moyen.....	304
Figure IV-23: Répartition des taux de sédimentation pendant l'Holocène supérieur.....	307
Figure IV-24: Répartition des taux de sédimentation pendant TE 3.....	309
Figure IV-25: Répartition des taux de sédimentation pendant TE 2.....	311
Figure IV-26: Répartition des taux de sédimentation pendant TE 1.....	313
Figure IV-27: Corrélation entre les variations des taux de sédimentation et de la granularité dans différentes carottes.....	320
Figure IV-28: Corrélations entre la lithologie, le pourcentage de CaCO ₃ et le rapport Ti/Ca de trois carottes au cours du temps.....	323

Figure IV-29: Morphologie du haut-fond de Portimão et localisation des carottes CADI2KS19, CADI2KS20 et CADI2KS21.....	325
Figure IV-30: La relation entre la densité et la granularité dans la séquence Contouritique au cours de temps.....	325
Figure IV-31: Profil sismique pour les carottes étudiées.....	327
Figure IV-32: Carte bathymétrique du Drift d'Albufeira (équidistance des lignes de contour 5 m) et position des carottes (Hassan, 2009).....	328
Figure IV-33: Coupe longitudinale du flanc sud du Drift d'Albufeira à environ 3 km de son sommet (Hassan, 2009).....	329
Figure IV-34: Variation de la granulométrie des particules (Md μm), des séquences de contour et processus sédimentaires.....	331
Figure IV-35: Présentation des hiatus dans les carottes étudiées à l'échelle du golfe de Cadix au cours 50 000 ans. Les bandes grises : les carottes étudiées. Le blanc : les hiatus. Le bleu : les niveaux d'Heinrich. Et les violettes : Younger Dryas.....	333
Figure IV-36: Les glissements sous-marins dans la partie ouest du Golfe de Cadix.....	336
Figure IV-37: Bloc 3D synthétisant les différents types d'instabilités observés dans le Golfe de Cadix et les facteurs de déclenchement dominants (Mulder et al., 2006 modifié).....	337

Liste des Tables

PARTIE 1

Tableau I-1: Les principaux types de faciès contourites (Faugères et Mulder, 2011).....	41
Tableau III-1: Synthèse des données obtenues et des outils utilisés lors des missions océanographiques.....	89
Tableau III-2: Différents types d'équipements en fonction de la profondeur.....	91
Tableau III-3: Position des carottes étudiées.....	95

PARTIE 2

Tableau III-1: Répartition des traces fossiles dans les carottes.....	184
Tableau IV-1: Variations des taux de sédimentation depuis l'intervalle (H4-H5) jusqu'à l'Holocène supérieur en cm/ka. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka;	

en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	271
Tableau IV-2: Variations des taux de sédimentation depuis l'intervalle (H5-H6) jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka et en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	274
Tableau IV-3: Variations des taux de sédimentation depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	277
Tableau IV-4: Variations des taux de sédimentations depuis les événements H5 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentations très forts >50 cm/ka.....	280
Tableau IV-5: Variations des valeurs des taux de sédimentation depuis l'événement H1 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	283
Tableau IV-6: Variations des taux de sédimentation depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	285
Tableau IV-7: Variations des taux de sédimentations depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	287
Tableau IV-8: Tableau général des variations de taux de sédimentations dans le Golfe de Cadix. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en bleu : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en vert : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en rouge : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.....	315

Liste des Figures et Tables des Articles

Article “Biostratigraphy of the Holocene and the main cold events of the late quaternary in the Gulf of Cadiz”

Figure 1: map of the Gulf of Cadiz showing the general circulation pattern of the water masses (grey and black arrows) and the main morphosedimentary sectors of the Contourite Depositional System. Black and red dots are location of cores using in this study. AIW: Atlantic Inflow Water; NADW: North Atlantic Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MLW: Mediterranean Lower Water; IB: Intermediate MLW Branch; PB: Principal MLW Branch; SB: Southern MLW Branch; AD: Albufeira Drift; BDD: Bartolome Dias Drift; FD: Faro Drift; FCD: Faro-Cadiz Drift; GD: Guadalquivir Drift; HD: Huelva Drift; PD: Portimao Drift; PH: Portimao High; LD: Lagos Drift; SD: Sagrès Drift; CR: Cadiz Ridge; GB: Guadalquivir Bank; GR: Guadalquivir Ridge; ACM: Alvarez Cabral Moat; CC: Cadiz Channel; DCC: Diego Cao Channel; GC: Guadalquivir Channel; GEC: Gil Eanes Channel; HC: Huelva Channel (modified from Hanquiez, 2006 and Hernández-Molina et al., 2003, 2006).....121

Figure 2: stratigraphical synthesis of the cores CADI2KS05, out of MOW influence, CADKS24 and CADKS25, located at the limit of influence of the Southern Branch (MLW). From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃; white: > 30% CaCO₃), grain-size data, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE1 to TE3: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H2: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.....129

Figure 3: stratigraphical synthesis of the core MD99-2341, located under the MLW influence. From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃), grain-size data, $\delta^{18}\text{O}$ planktonic curve, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE3 to TE5: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H4: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.....130

Figure 4: stratigraphical synthesis of the core MD99-2337, located under the MUW influence. From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃; white: > 30% CaCO₃), grain-size data, $\delta^{18}\text{O}$ planktonic and benthic curves, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE2 to TE5: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H3: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.....132

Figure 5: stratigraphical synthesis of the cores CADI2KS08, located under the Intermediate Branch (MLW) influence, CADI2KS01, located under the Principal Branch (MLW) influence and CADI2KS20, located under the Principal Branch (MLW) influence. From left to right: core log (grey: < 30% CaCO ₃ ; white: > 30% CaCO ₃), grain-size data, $\delta^{18}\text{O}$ composite planktonic curve, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE1 to TE3: <i>G. truncatulinoides</i> (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1: Heinrich stadial 1; LGM: Last Glacial Maximum.....	133
Figure 6: Ages of proposed new biostratigraphical events (TE1 to TE4) with radiocarbon dates from this study.....	135
Figure 7: Ages of known biostratigraphical events (YD and H1 to H4) with radiocarbon dates from this study and from literature.....	136
Table 1: details of cores used during this study.....	123
Table 2: radiocarbon ages of cores of this study.....	126
Table 3: radiocarbon ages of biostratigraphical events in each core.....	138
Table 4: mean ages of proposed and known biostratigraphical events and characterization.....	139
Article “Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity”	
Figure 1: The study area in the Gulf of Cadiz, with an overview of Mediterranean Outflow Water (<i>MOW</i>) circulation, the main morphological features (including the Guadiana and Guadalquivir rivers), and the locations of the four cores selected for the study. The bathymetry (EM 300, Cadisar 1 and 2 cruises) is extracted from Mulder et al. (2003, 2006). <i>MUW</i> Mediterranean Upper Water, <i>MLW</i> Mediterranean Lower Water, <i>IMB</i> Intermediate MOW Branch, <i>PMB</i> Principal MOW Branch, <i>SMB</i> Southern MOW Branch.....	163
Figure 2: Classical contourite sequence. a Conceptual scheme (extracted from Gonthier et al. 1984). b Core CADI2KS08, Faro Drift (see Fig. 1 for core location): X-ray image and indurated thin sections. c Typical grain-size distributions.....	165
Figure 3: Core CADKS24, distal sector of Cadiz contourite depositional system. a Core log (c clay, s silt, fs fine sand, ms medium sand, cs coarse sand; see Fig. 1 for core location). b Muddy contourite: X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence.....	167

Figure 4: Core CADKS14, Guadalquivir Drift. a Core log (see Fig. 1 for core location and Fig. 3 for legend). b Silty contourite: X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence; c1, c2 sharp contacts, s sand, ms mollusc shell, cmc consolidated mud clasts.....168

Figure 5: Core CADKS18, topographic low near Guadalquivir Ridge. A Core log (see Fig. 1 for core location and Fig. 3 for legend). b Laminated and gravely contourite (lower right panel extracted from Faugères and Mulder 2011): X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence; c contact, lf laminated facies, cmc consolidated mud clasts.....169

Article “Time and spatial distribution of bioturbations influenced by the Mediterranean Outflow Water. Effects on contourites deposits in the Gulf of Cadiz”

Figure 1: Location of cores on regional bathymetric map of the continental margin of the Gulf of Cadiz and pathway circulation of the MOW location of cores, MOW: Mediterranean Outflow Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MLW: Mediterranean Lower Water subdivided into IMB: Intermediate Branch; PMB: Principal Branch and SMB: Southern Branch.....199

Figure 3: CADKS17: X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....206

Figure 4: CADKS24, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....208

Figure 5: CADI2KS08, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....210

Figure 6: CADI2KS24, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....212

Figure 7: CADI2KS05, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....214

Figure 8: MD99-2339, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....	216
Figure 9: CADI2KS18 X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).....	217
Figure 10: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Heinrich 2 (H2).....	220
Figure 11: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Last Glacial Maximum (LGM).....	222
Figure 12: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Heinrich 1 (H1).....	226
Figure 13: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Bölling-Allerød (BA).....	229
Figure 14: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Younger Dryas (YD).....	231
Figure 15: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during early Holocene.....	234
Figure 16: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Holocene.....	236
Table 1: Details of cores used during this study.....	201
Table 2: Radiocarbon ages of cores of this study.....	202
Table 3: Principal trace fossils in the studied cores.....	204

PARTIE 1 : GENERALITES

CHAPITRE I :
SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I. LA FORMATION DES COURANTS DE FOND

I.1. Généralités

Les courants océaniques ont fait l'objet de nombreux travaux depuis plusieurs années, je présente dans ce chapitre les principaux résultats publiés dans les livres « Contourites » (Rebesco et Camerlenghi, 2008) et « *Deep Sea Sediments* » (Hüneke et Mulder, 2011).

Le terme « bottom current » ou courant de fond est encore aujourd'hui beaucoup discuté dans la littérature. Pour Rebesco et al. (2008), seuls les courants induits par la circulation des masses d'eaux qui contrôlent le dépôt des contourites devraient s'appeler « bottom current ». C'est pourquoi ils distinguent différents types de courant suivant les forces qui leur donne naissance et suivant leur origine :

- les vents, ou « **wind-driven currents** », qui résultent du frottement généré par les vents à la surface de l'océan. Ils vont propager le mouvement et permettre aux masses d'eaux de se déplacer jusqu'à une profondeur importante (plusieurs dizaines de mètres). La vitesse des courants varie entre quelques dizaines de cm.s^{-1} à quelques cm.s^{-1} . La direction de ces courants est contrôlée par des cellules atmosphériques, la force de Coriolis due à la rotation de la Terre autour de son axe et par la forme des océans.

- **la circulation thermohaline** initiée par les différences de densité entre les masses d'eau (dues aux variations de température et de salinité, Heezen et al., 1966) qui vont permettre leur déplacement. C'est le processus le plus important qui régit la circulation des courants de fond à l'échelle mondiale et permet ainsi la redistribution de chaleur dans les océans actuels. Dans les courants thermohalins le transport des masses d'eau est horizontal (advection) et est aussi appelé "THC" or "meridional overturning circulation (MOC) dans l'Océan Atlantique". Il détermine les grandes circulations océaniques (comme "l'oceanic conveyor belt", Broecker, 1991).

Dans l'océan moderne, les régions polaires sont les deux principales sources de cette circulation thermohaline. Les eaux les plus froides avec la densité la plus fortes sont situées aux pôles, au sud de l'océan polaire et autour de l'Antarctique (Fig. I-1). Plus précisément, au Pôle Sud, les principales sources sont localisées en Mer de Weddell et en Mer de Ross. Le premier alimente principalement l'océan Atlantique tandis que le second nourrit l'océan Indien et l'océan Pacifique sud. Elle forme la masse d'eau profonde antarctique (Antarctic Bottom Water, AABW).

Au Pôle Nord, la masse d'eau formée dans l'océan Arctique a une densité légèrement plus faible. Elle constitue la masse d'eau profonde nord-atlantique (North Atlantic Deep Water, NADW) qui coule vers le sud au-dessus de l'eau profonde antarctique (qui coule vers le nord) et participe ensuite à la circulation profonde dans les océans Indien et Pacifique. L'origine de la NADW est assez complexe car elle est composée à la fois d'eau salée froide qui a plongé en Mer de Norvège et du Labrador et d'eau salée chaude provenant de la Méditerranée.

Certaines sources mineures sont également impliquées dans la circulation thermohaline, comme la mer Méditerranée dans laquelle l'évaporation intense est responsable de l'augmentation de la salinité des eaux de surface et de la formation d'eau salée chaude et dense. Cette eau s'écoule au travers du détroit de Gibraltar vers l'océan Atlantique, où elle forme la Veine d'Eau Méditerranéenne (VEM) ou Mediterranean Outflow Water (MOW). La mer des Caraïbes dans l'Atlantique Central représente une autre source secondaire moins active d'eau chaude salée. Cette eau est injectée dans la circulation Nord-Ouest de l'océan Atlantique par le Déroit de Floride (Fig. I-1).

La circulation géostrophique de surface ne suit pas les isobathes. Les courants qui lui sont liés suivent des gyres cycloniques et anticycloniques et peuvent interagir avec les courants de contour. Elle contrôle plutôt des dépôts pélagiques et hémipélagique (Faugères et Mulder, 2011).

- *via la circulation géostrophique* qui correspond à un équilibre de longue durée entre le gradient de force horizontale de pression et la force de Coriolis. Cet état d'équilibre correspond à la circulation des courants parallèlement aux marges continentales. Ils circulent parallèlement aux contours bathymétriques et certaines branches peuvent être déviées par des obstacles topographiques (haut fond, volcans de boue, diapirs,...). Ce sont ces deux derniers types qui seront les plus représentés dans le Golfe de Cadix.

Il paraît très difficile de distinguer les autres types de courants au sujet desquels on trouvera des références dans les travaux de Faugères et Mulder (2011) et de Rebesco et al. (2008). Parmi eux, il y a par exemple les *boundary currents* qui circulent sur les bords ouest des marges continentales, ou les *courants abyssaux* pour lesquels la topographie et la force de Coriolis jouent également un rôle majeur pour déterminer le trajet de ce courant. A côté de ces grands types de courants, il existe des courants qui descendent les pentes continentales, comme les *courants de downwellings* (rencontrés dans les régions polaires), ou les *courants d'upwelling* (rencontrés principalement vers les basses latitudes). Il ne faut également pas

négliger les **courantstidaux** qui peuvent intervenir soit dans les canyons et les courants liés aux ondes internes (Shanmugan, 2008, 2012) qui modifient le parcours des courants de fond.

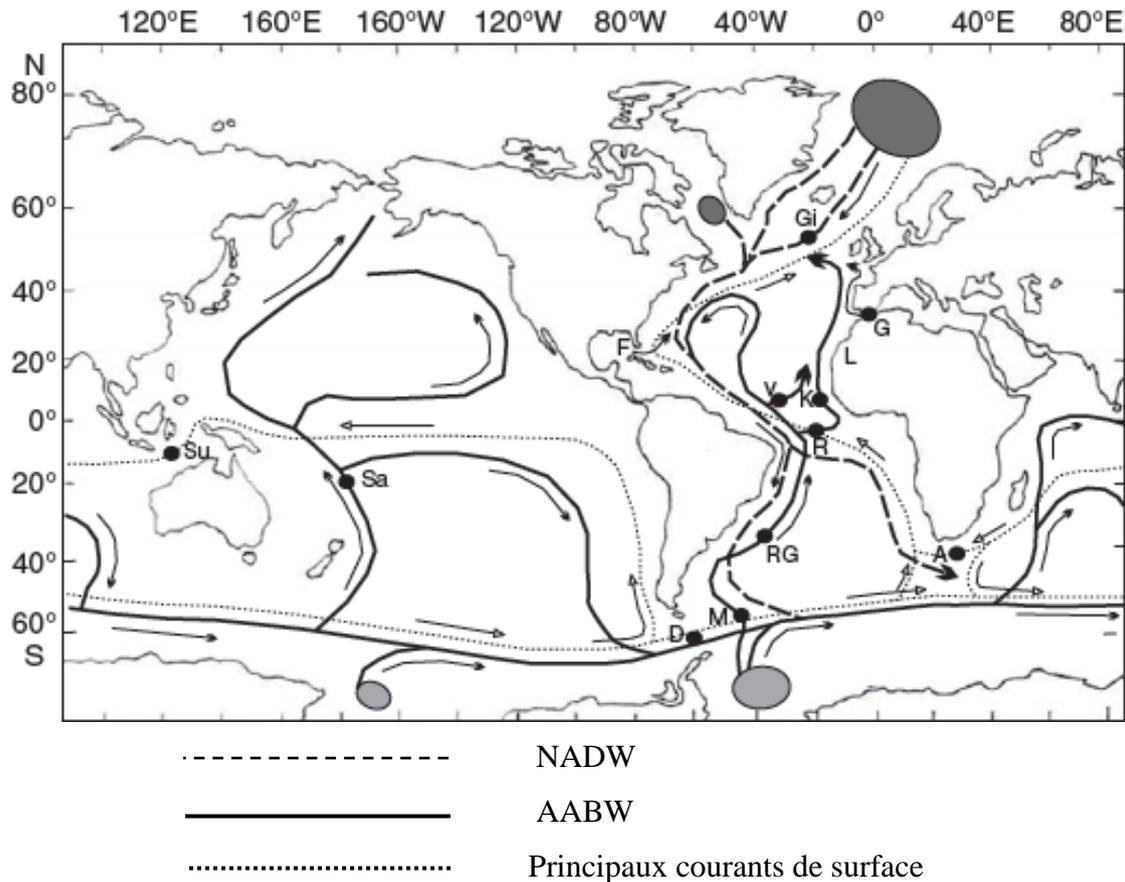


Figure I-1: Schéma montrant la circulation thermohaline globale et le trajet des grands courants de contour. A: Passage d'Agulhas; D: Passage de Drake; F: Détroit de Floride; G: Détroit de Gibraltar; Gi: Fracture de Gibbs; K: Kane Gape; M: Chenal des Falklands; RG: Rio Grande Rise; V: Vema Deep Channel; R: Romanche Gap; S: Samoa Gateway; Su: Détroit de Sumba; V: Vema Fracture zone (Faugères et Mulder, 2011).

I.2. Distribution des courants de fond

Les courants de fond thermohalins et de contour peuvent être comparés à des fleuves sous-marins superposés au sein de la colonne d'eau avec une largeur qui s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres (Fig. I-1). Leur distribution et leur trajet sont complexes en raison des différents facteurs qui les contrôlent : la position des zones de formation d'eau dense, la force de Coriolis et la topographie des fonds océaniques (Faugères et Mulder, 2011).

Pour résumer les courants thermohalins qui se forment dans les régions polaires où l'eau de surface est plus dense (plus froide et plus salée) que l'eau de surface des latitudes moyennes. L'eau en se déplaçant vers les pôles voit sa salinité augmenter par évaporation et par formation de la glace. Cette eau dense s'enfonce alors sur les marges des continents arctique et antarctique et s'étale ensuite vers l'équateur. Cet écoulement produit des courants profonds (circulations géostrophiques) qui sont déviés vers l'ouest dans l'océan Atlantique Nord par la force de Coriolis, lors de leur parcours vers l'équateur. Le trajet des courants dépend aussi de la répartition des masses continentales et de la topographie des fonds océaniques. Ces plongées d'eau polaire ont un impact majeur sur la circulation océanique.

Les recherches réalisées sur ces courants ont montré que les vitesses les plus fortes sont observées le plus souvent le long des marges continentales proches des sources d'eau profonde puis diminuent progressivement au fur et à mesure que les courants s'éloignent de ces sources. A côté de ces eaux froides et denses, principalement formées dans l'océan atlantique, il existe des eaux chaudes et denses qui se forment dans les bassins d'évaporation, comme la Mer Méditerranée.

La carte de la circulation des différents courants présents dans l'Océan Atlantique Nord permet de mieux comprendre la complexité des problèmes à prendre en compte quand on étudie la circulation des courants à l'échelle d'un océan (Fig. I-2).

I.3. La vitesse du courant

La vitesse des courants de fond, quelle que soit leur origine, est le paramètre qui contrôle leur impact sur le fond marin. Cette vitesse est variable d'un courant à un autre et est également variable dans l'espace et le temps (Faugères et Mulder, 2011 ; Rebesco et Camerlenghi, 2008).

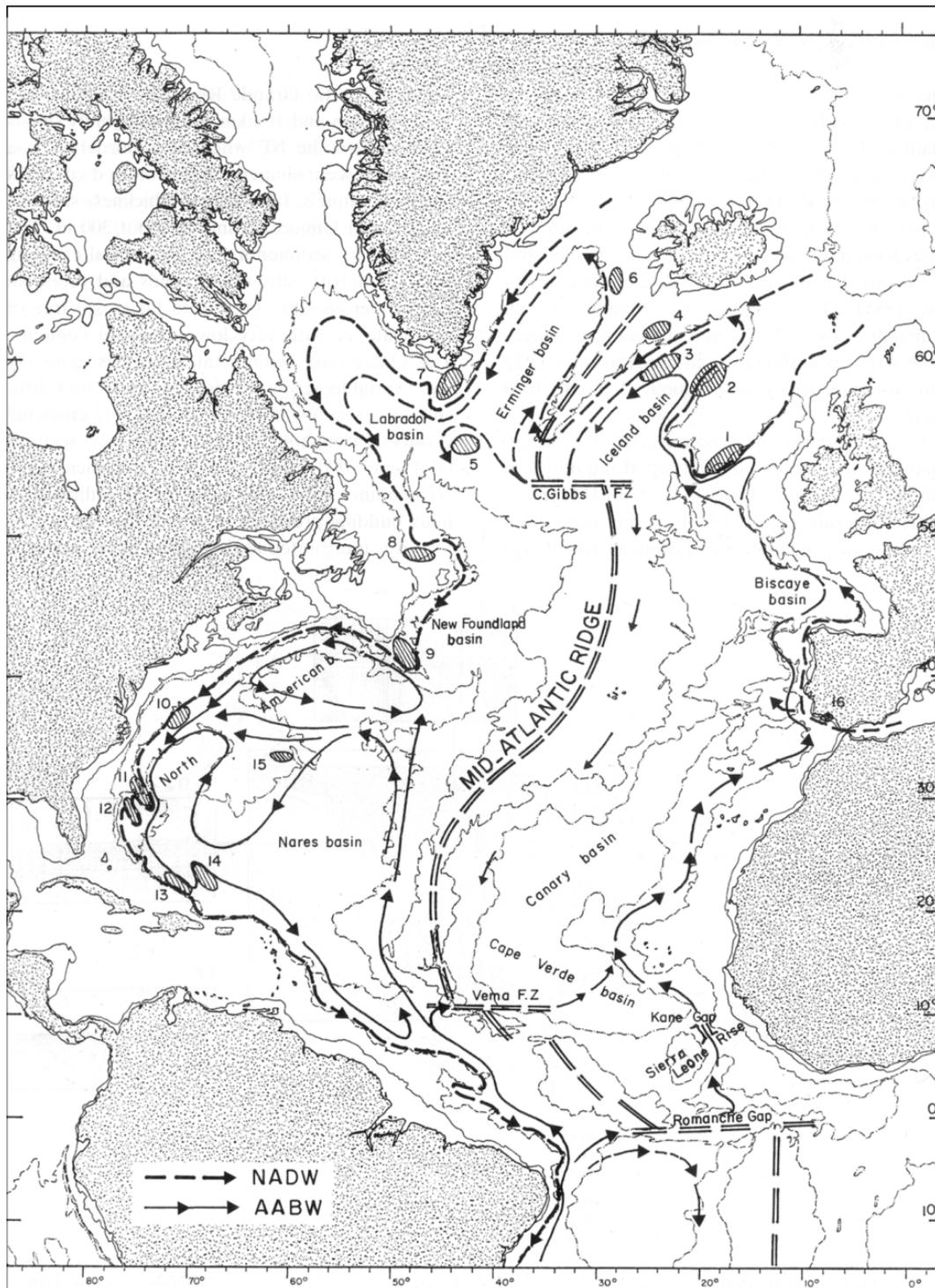


Figure I-2: Sous-bassins de l'Océan Atlantique Nord. La circulation thermohaline profonde et les emplacements des principaux drifts (Faugères et al., 1993). NADW: North Atlantic Deep Water; AABW: Antarctic Bottom courant; 1: Feni; 2: Hatton; 3: Gardar; 4: Bjorn; 5: Gloria; 6: Snorri; 7: Eirik; 8: Sackville Spur; 9: Newfoundland; 10: Hatteras; 11: Blake; 12: Bahamas; 13: Caicos; 14: Greater Antilles; 15: Nord des Bermudes; 16: Faro

Pour comprendre les mécanismes d'action des courants sur le fond des études multidisciplinaires ont permis non seulement de préciser les caractéristiques des écoulements sur le fond mais aussi les problèmes d'érosion et de remise en suspension des particules. Ces recherches ont permis de découvrir le rôle d'évènements exceptionnels tels que les 'benthic storms' ou tempêtes abyssales, phénomènes courts et rapides qui peuvent affecter temporairement la circulation des courants. Pendant ces événements, un volume important de particules est érodé et peut former une couche dense de particules, qui alimente une couche chargée en particules connue sous le nom de 'nepheloid layer' (Faugères et Mulder, 2011; Rebesco et Camerlenghi, 2008). Ces particules peuvent être ensuite transportées sur de longues distances. Les recherches menées pour le projet HEBBLE (High Energy Benthic Boundary Layer Experiment en 1978) sur le glaciaire continental de la Nouvelle-Ecosse (Hollister et Mc Cave, 1984; McCave et al., 2002; Nowell et al., 1982) dans le cadre du projet « Mudwaves » situé dans le bassin d'Argentine (Flood et al., 1993; Manley et Flood, 1993) et des travaux plus récents (Howe, 2008; Rebesco et Camerlenghi, 2008) ont permis de montrer la variabilité de la vitesse des courants au sein d'un même écoulement (Fig. I-3). D'autres travaux ont pu également mettre en évidence au sein d'un même écoulement des niveaux où les vitesses sont relativement fortes séparés par des niveaux de vitesses plus lentes. Cette variabilité verticale a été mesurée par exemple dans le Golfe de Cadix depuis plusieurs années (Ambar et Howe, 1979 a et b; Ambar, 1983; Hanquiez, 2006; Hernández-Molina, 2003; Llave, 2003; Mulder et al., 2003, 2006; O'Neil-Baringer et Price, 1999).

	Sedimentary structures	Grain size (dominant)	Environmental implications
Scale 1 cm		Fine sand, silt and mud	Low current strength, predominance of deposition from suspension ✓✓✓
1 cm		Fine sand, silt, mud	Alternating flow conditions; low to moderate current strength, winnowing. ✓✓✓
1 cm		Fine sand, silt, mud	Alternating flow conditions, low to moderate current strength ✓✓✓
1-5 cm		Fine sand to silt	Alternating flow conditions, current speed: 0.1-0.4 m s ⁻¹ ✓✓✓
1-5 cm		Very fine to medium sands	Current speed: 0.1-0.4 m s ⁻¹ high suspension load ✓✓
10-50 cm		Medium sands	Current speed: 0.4-2 m s ⁻¹ ; barchan dunes usually form at 0.4-0.8 m s ⁻¹ ✓✓
1 cm		Very fine to medium sands	Current speed: 0.6-2 m s ⁻¹ ✓
1 cm		Sand, silt, mud	Alternating flow conditions, low to moderate current strength ✓✓
1-5 cm		Sand, silt, mud	Flow speed peaks ✓
5 cm		Coarse sandy muds (20% sand)	Low current strength (2-5 cm s ⁻¹), winnowing ✗
1-10 cm		Sand, silt, mud	Low current speed, strong paleoecological control, low to moderate accumulation rates ✓✓✓
3-20 cm		From coarse sand to mud; usually fine sand, silt and mud.	Gradual changes in flow strength ✓✓✓
0.1-2 cm		Coarse sand, microconglomerate	Current speed over 2 m s ⁻¹ ✓

Abundance in the fossil record: ✓✓✓ very common ✓✓ common ✓ rare ✗ not yet described

Figure I-3: Variation de la vitesse des courants (colonne de droite) et principaux types de structures sédimentaires dans les dépôts de contourite (Martín-Chivelet, et al., 2008).

I.4. Influence de la topographie sur les circulations des courants de fond

Plusieurs auteurs comme par exemple (Faugères et Mulder, 2011) ont montré que les irrégularités de la topographie du fond marin vont modifier la vitesse du courant tout le long de son trajet. La rugosité du fond, la nature des sédiments (sableux ou argilo-silteux) peuvent avoir une influence sur la vitesse. Des vitesses fortes sont observées quand ces courants sont canalisés par des seuils ou des détroits ou par d'autres irrégularités topographiques (Fig. I-4). C'est le cas de la circulation des eaux profondes antarctiques (AABW, Antarctique Bottom Water) qui s'écoulent vers le Bassin d'Argentine. Ainsi la vitesse des eaux antarctiques profondes est accentuée lors de leur parcours dans le Vema Channel situé sur le Rio Grande Rise qui sépare le Bassin Argentin et le Bassin Brésilien (Auffret et al., 1975; Johnson et Baldwin, 1996). Ces courants se stabilisent à une profondeur d'équilibre et sont plaqués sur les reliefs par la force de Coriolis, où les vitesses peuvent passer de 6 - 10 cm.s^{-1} à 20 - 25 cm.s^{-1} dans les passages étroits. En outre, plus la topographie sera inclinée plus la vitesse sera forte (Faugères et Mulder, 2011). Une fois stabilisés, les courants tendent à suivre les isobathes. Ils correspondent alors à la définition des courants de contour (Heezen et al., 1966). La circulation des eaux profondes arctique se déplaçant au niveau de la marge orientale du continent nord-américain (Western Boundary Undercurrents, WBUCs) en est un autre exemple.

Dans le Golfe de Cadix, le détroit de Gibraltar (250 m de profondeur, 15 à 20 kms de large) est le seul endroit d'échange de la Méditerranée avec l'extérieur. L'eau méditerranéenne, plus chaude, plus salée et donc plus dense s'écoule dans l'Atlantique au fond du détroit à un débit moyen de l'ordre de $50.10^9 \text{ m}^3. \text{ j}^{-1}$ (ce qui est du même ordre de grandeur que le débit cumulé de l'ensemble des fleuves du globe). Afin de rétablir l'équilibre, de l'eau Atlantique, plus froide et moins salée transite en surface de l'Atlantique vers la Méditerranée (*Mediterranean Inflow Water*). La Méditerranée étant un bassin d'évaporation, la quantité d'eau Méditerranéenne sortante est inférieure à la quantité d'eau Atlantique entrante. Une fois qu'elle a franchi le seuil de Gibraltar, l'eau méditerranéenne plonge par différence de densité et se stabilise dans le Golfe de Cadix, entre 800 et 1000-1200 m de bathymétrie, là où les profondeurs de l'océan peuvent atteindre plus de 4000 m. Puis, la branche principale tourne autour de l'Espagne, longe la côte portugaise, contourne la Corogne, entre dans le Golfe de Gascogne où elle longe le talus continental et continue son chemin vers le Nord. Ce courant correspond à un courant d'échange ou de déversement. L'impact sur le fond de du Golfe de Cadix de la VEM est spectaculaire et fera l'objet de cette thèse. A l'inverse, la vitesse des

courants sera modifiée le long de leur trajet par des obstacles topographiques. Par exemple, ils seront accélérés lorsque la pente est très inclinée ou lorsqu'ils sont confinés et seront ralentis quand ils s'étalent dans des plaines abyssales dont la topographie est très plate ou dans les bassins océaniques (Faugères et Stow, 2008; Faugères et Mulder, 2011).

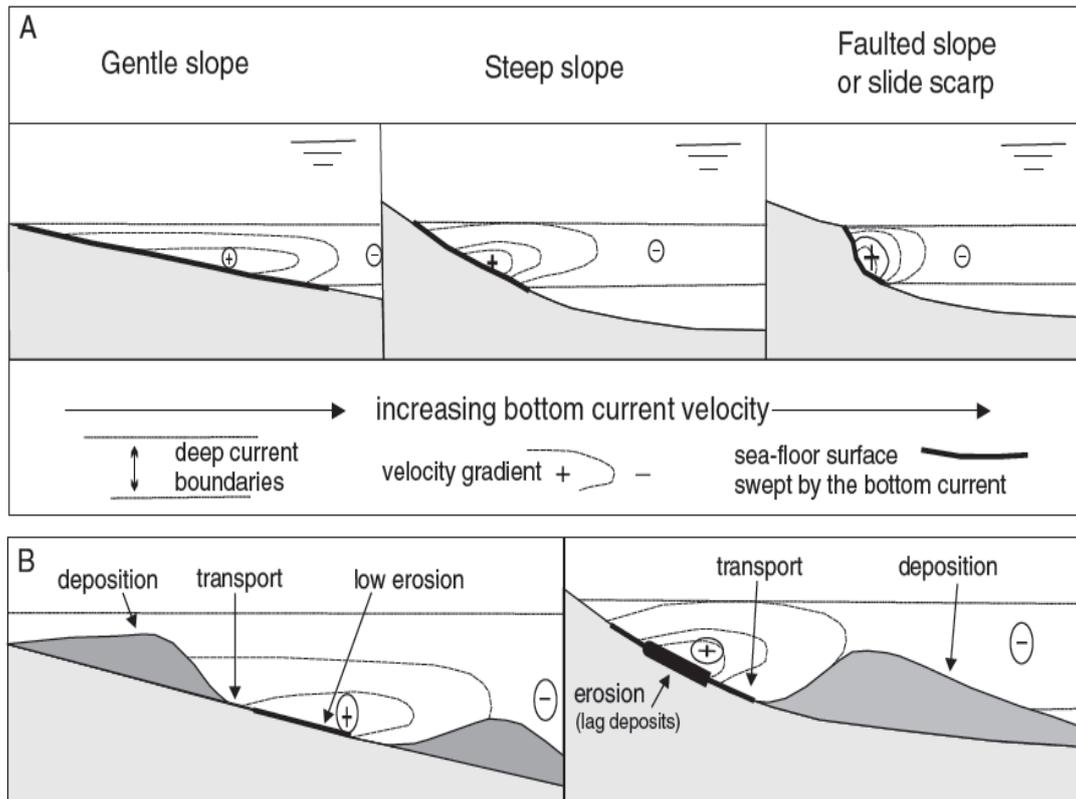


Figure I-4: Relation entre pente, vitesse du courant de contour (A) et processus sédimentaires (B). (A) Plus la pente est élevée plus la vitesse du courant sera forte sous l'effet de la force de Coriolis ici, l'exemple pris est la circulation dans l'hémisphère Sud d'un courant de fond venant vers le lecteur. (B) Distribution des processus sédimentaires (in Faugères et Mulder, 2011).

Enfin, ces auteurs montrent que l'activité des courants de fond (circulation thermohalins ou non) peut également varier avec le temps, à haute fréquence (jour à quelques années), ou à très haute fréquence (variations saisonnières ou liées aux marées, De Madron et Weatherly, 1994). Le rôle des ondes internes (Hosegood et Van Haren, 2004), ou des tempêtes abyssales qui peuvent être également non négligeables. Ils montrent aussi qu'à

l'échelle de temps géologiques, et surtout depuis l'Eocène, les modalités de la circulation thermohaline ont beaucoup varié. Des périodes de circulations lentes et stables qui favorisaient l'accumulation de sédiments dans l'océan profond ont été entrecoupées de périodes ou de courts épisodes d'érosion intense provoquant la formation d'importants hiatus sédimentaires et de surfaces d'érosion identifiées sur de vastes surfaces océaniques. Ces périodes correspondraient à la formation intense d'eau dense. Elles seraient liées à un maximum d'extensions des glaces (*ice-sheet*) dans les régions polaires (Faugères et Mulder, 2011). Depuis la fin du Néogène, les variations des courants du fond liés à la circulation thermohaline ont une fréquence plus élevée, mais une amplitude plus faible et les processus d'érosion sont dominants seulement à l'échelle locale (Faugères et Mulder, 2011).

II. LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES RELIES AUX COURANTS DE CONTOUR

Les processus sédimentaires liés aux courants du contour sont aussi appelés 'along-slope processes' (parallèles à la pente) pour les distinguer des processus turbiditiques 'downslope' qui sont perpendiculaires à la pente.

II.1. Les processus du transport et dépôt

Les mécanismes qui sont responsables du transport, de l'érosion puis du dépôt des particules sont de mieux en mieux connus. Nous avons déjà montré comment des processus d'érosion interviennent dans la formation et le maintien en suspension de la couche néphéloïde.

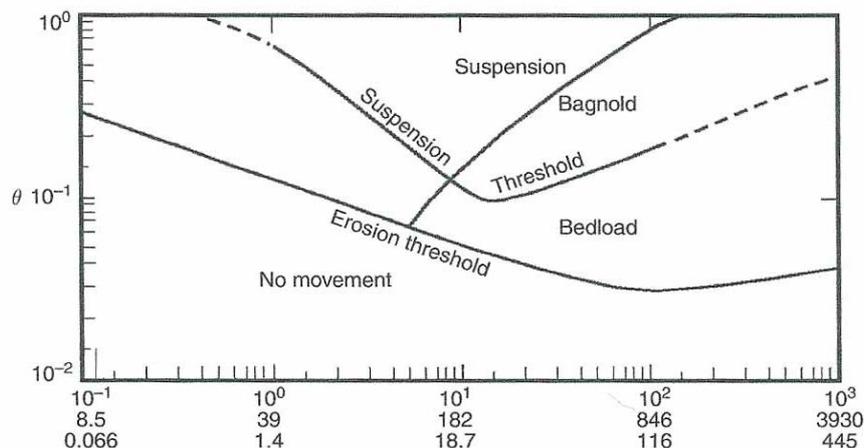


Figure I-5: Diagramme d'érosion-transport-dépôt en fonction du cisaillement, (McCave, 1984).

La vitesse des courants doit alors être suffisante pour permettre la mise en suspension des particules fines et pour empêcher celles-ci de se déposer. En raison des vitesses qu'ils atteignent sur le fond marin, les courants de fond sont capables d'éroder, de transporter des particules et de remettre en suspension des particules fines et parfois même grossières (Fig. I-5).

Dans la littérature les discussions portent essentiellement sur la détermination des forces de cisaillement nécessaires pour soulever une particule sur le fond marin, ces forces dépendant de la rugosité du fond et de la vitesse du courant (McCave, 1984, 1985; Shanmugan, 1988; Tucholke 1986, parmi de nombreux auteurs). Pour relier la vitesse des courants et la granularité, différentes approches ont été envisagées. Ledbetter (1986) a établi un abaque qui relie la taille des particules aux changements de vitesse du courant à partir de sédiments prélevés dans le Vema Channel. L'essentiel des recherches est résumé dans les articles de McCave (2008) et Robinson et McCave (1994). Pour ces auteurs, la taille de 10 μm constitue une limite entre un état cohésif et non cohésif des particules. Les silts supérieurs à 10 μm seront plus facilement soumis aux variations des vitesses des courants. C'est ce qu'il appelle le 'sortable silt'. La probabilité que des grains de diamètre $> 10 \mu\text{m}$ aient été déposés individuellement en réponse à la diminution de la vitesse du courant, où l'inverse, est forte. Une valeur élevée de la taille moyenne du « sortable silt » indique une intensité de courant de fond importante et inversement.

Les paramètres granulométriques utiles pour étudier les variations de vitesse seront la moyenne granulométrique comprise entre 10-63 μm et le pourcentage de particules comprises entre 10 et 63 μm . Pour comparer les résultats obtenus à partir des analyses granulométriques il sera important de comparer les méthodes d'analyses utilisées (McCave 1984; Weber et al., 1991) mesures de la taille des particules par vitesse de chute (basée sur la loi de Stokes) ou calcul du diamètre équivalent de diffraction, (théorie de Fraunhofer ou de Mie).

Pour McCave (2008) les courbes granulométriques montrent que les sédiments fins sont en général mal classés (principalement à cause de la présence d'agrégats), bien que le mode silteux soit modérément bien classé. Le classement peut être dû à l'action de la turbulence et de la diffusion vers le haut de l'écoulement, le dépôt des petites particules agglomérées en agrégats se faisant en même temps que le dépôt des particules de taille équivalente aux agrégats et par conséquent de même vitesse de chute verticale. Dans des conditions de forte turbulence dans le premier mètre de l'écoulement (Fig. I-6) il peut se produire un classement sélectif (Fugate et Friedrichs, 2003).

Les particules les plus grossières (silt grossier, 10-63 μm) seront alors concentrées très près du fond et se déplaceront moins vite que les particules fines. Le classement des particules dépendrait alors de la différence de vitesse au sein de l'écoulement. Les particules les plus fines iraient se déposer très loin de leur source (plus de 500 km sur certaines drifts). Si la vitesse diminue rapidement, le matériel grossier sera le premier déposé. Ainsi, l'analyse des gradients de granularité sur le drift du Faro (Faugères et al., 1986), montre cette évolution longitudinale.

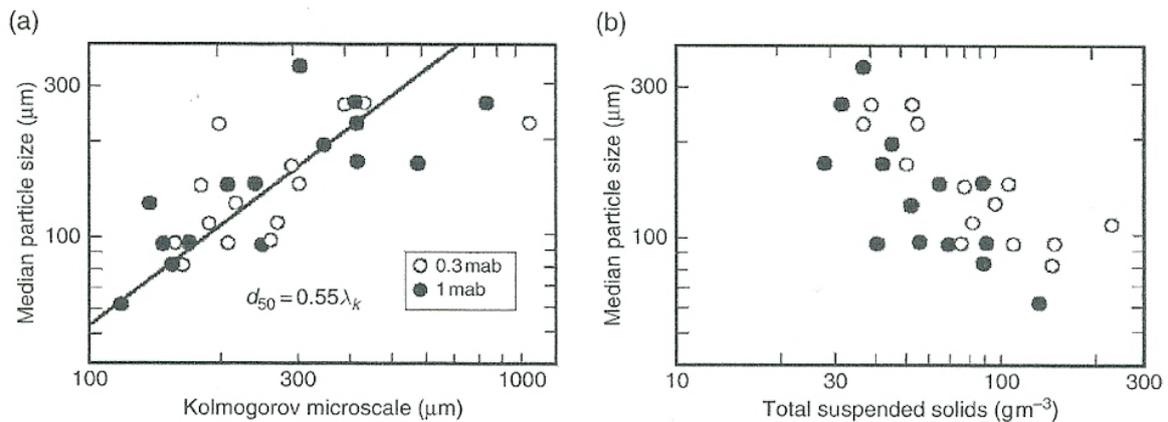


Figure I-6: Diminution de la taille des particules en suspension au niveau de la 'benthic boundary layer'. (a) les données provenant d'un laser à sizer situ (LISST) à 1 m du fond (1mab), (b) la diminution de la taille des particules avec l'augmentation des concentrations faibles dans la couche frontière. (Fugate et Friedrichs, 2003).

Quand la vitesse d'un courant de fond est supérieure à 20 cm.s^{-1} , les particules fines sont préférentiellement érodées et un 'lag deposit' sableux se forme. A l'équateur et aux latitudes moyennes le dépôt sera le plus souvent un sable à foraminifères planctoniques. Un sable moyen (*medium*) à foraminifères sera érodable dans les mêmes conditions qu'un silt grossier (30-63 μm), sa vitesse de chute sera équivalente à celle d'un sable très fin (Berthois et Le Calvez, 1960; Miller et Komar, 1977). Son transport s'effectuera alors par charriage sur le fond (bedload) et sur de petites distances. Pour mobiliser un sable quartzéux de la même taille il faudrait des vitesses de courant de l'ordre de $35\text{-}37 \text{ cm.s}^{-1}$.

II.2. les Paramètres de contrôle des dépôts de contourites

La circulation des courants de fond modifie la topographie du fond et construit des modelés différents selon l'échelle de l'observation (Habgood, 2002; Hanquiez, 2006; Hernández-Molina, 2003, 2006; Howe, 2008; Laberg et Camerlenghi, 2008; Madelain, 1970, 1976; Mélières et al., 1970; Mulder et al 2003; Stow et al., 2002; Stow et Faugères, 2008). A petite échelle (centimétrique à métrique), on observe des figures de courants (rides, mégarides) sur des photographies ou des vidéos du fond marin (Fig. I-7).

A l'échelle moyenne (métrique et kilométrique), on observe des dunes sous-marines (*'sand ribbons, sediment waves ...'*) principalement sur la bathymétrie multifaisceaux et en imagerie acoustique (*sonar latéral*). Enfin, à grande échelle (hectométrique à kilométrique) on observe des rides de contourites ou *drifts contouritiques* sur les profils sismiques.

Pour tous ces types de dépôt les critères de reconnaissance et d'interprétation permettent maintenant de mieux comprendre les facteurs qui les contrôlent.

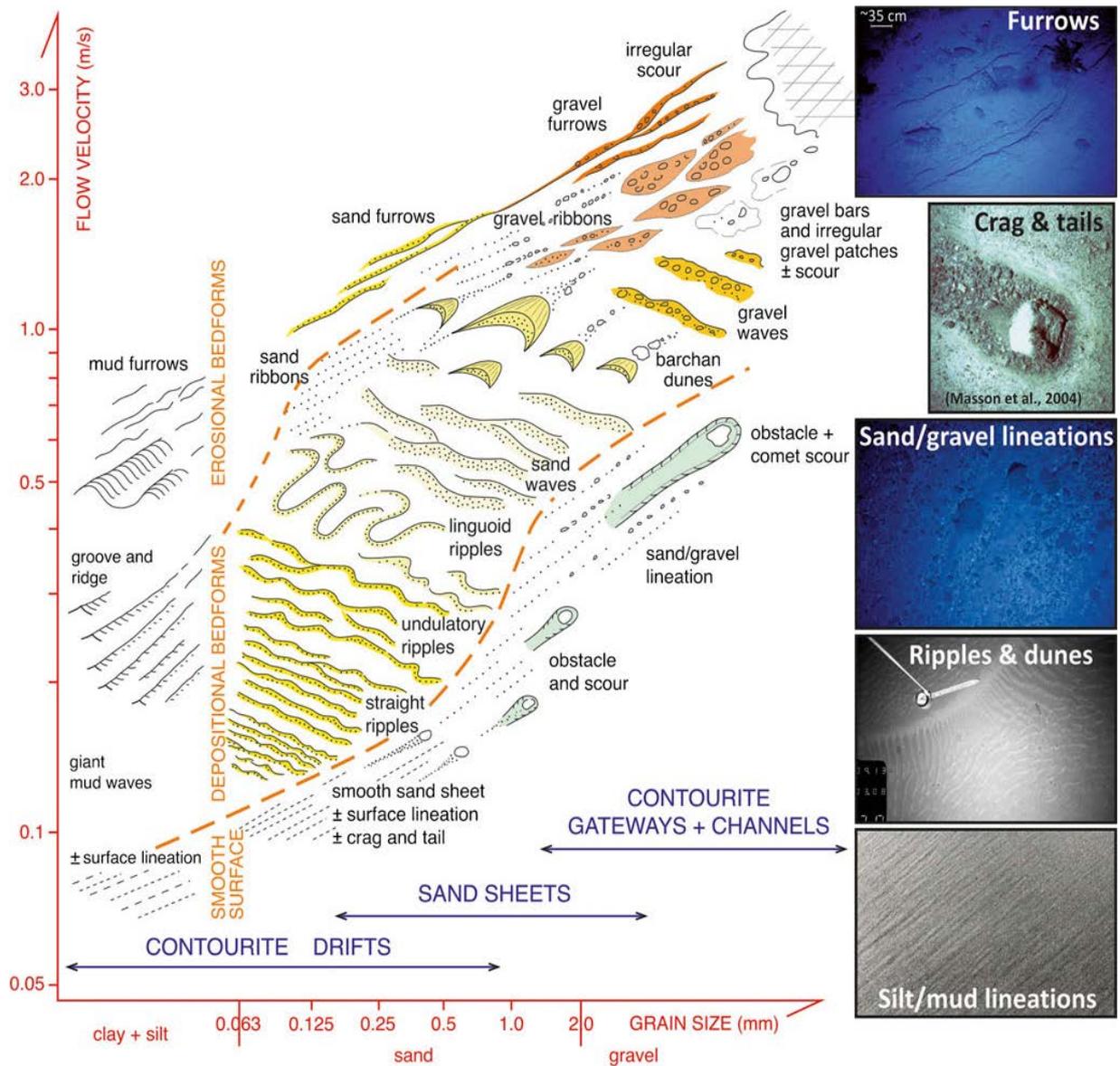


Figure I-7: Figures sédimentaires observées près du fond en fonction de la vitesse des courants et de la granulométrie des particules, à droite photos du fond (Hernández-Molina, 2011, modifié de Belderson et al., 1982 et de Stow et al., 2010).

Le schéma proposé par (Faugères et Mulder, 2011; Fig. I-8) résume les principaux facteurs impliqués dans les mécanismes au dépôt des particules dont l'effet et les interactions permettent la construction des rides de contourites.

Comme la circulation des courants de fond est contrôlée par les modifications de la circulation océanique à l'échelle mondiale, les variations du niveau marin (Siddall et al.,

2003; Fig. I-6) pourront avoir un impact sur la nature et le volume des apports injectés dans les différentes masses d'eaux (Cortijo et al., 2000; Elliot et al., 2002; Lebreiro et al., 2009; Lobo et al., 2001; Sarnthein et al., 2002; Voelker et al., 2006).

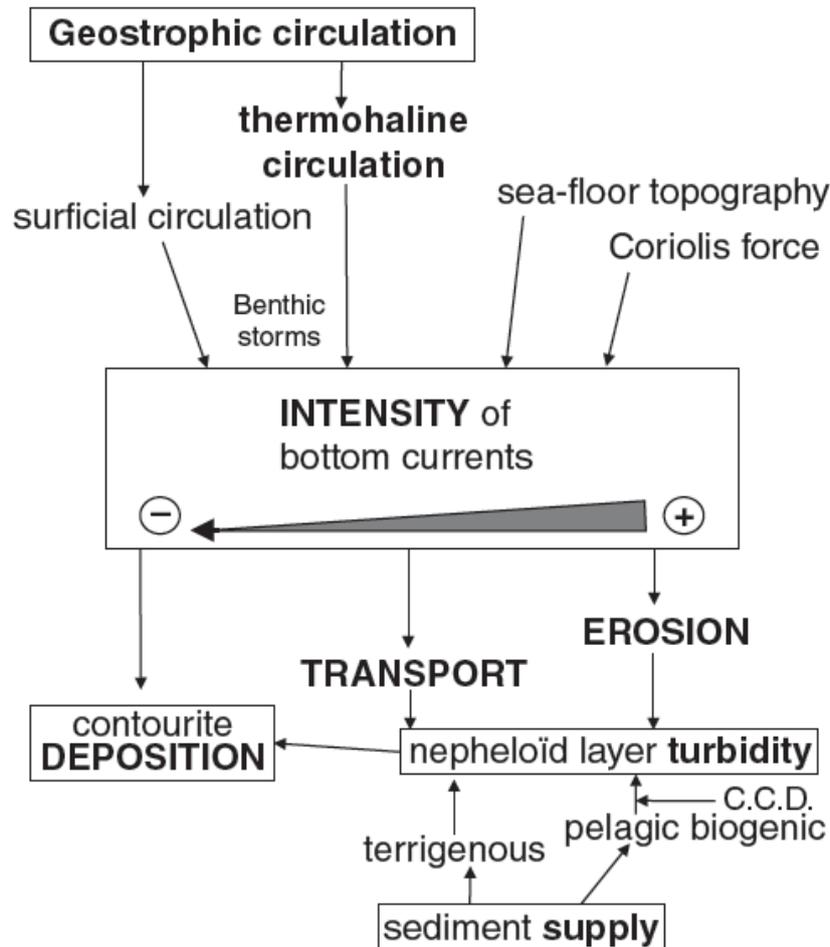


Figure I-8 : Facteurs qui contrôlent la sédimentation par les courants de contour (d'après Faugères et al., 1993, Faugères et Stow, 2008).

Les périodes de hauts niveaux marins relatifs seraient associées à de faibles apports terrigènes, une oxygénation moindre de l'eau de mer, une modification de la profondeur de la CCD (*Carbonate Compensation Depth*), et à une augmentation du taux de sédimentation sur les plateaux continentaux et les marges continentales. Les dépôts seraient moindres dans les océans profonds (Faugères et Mulder, 2011). *A contrario*, les périodes de bas niveaux marins relatifs seraient associées à une forte charge terrigène, à la présence de surfaces d'érosion

provoquant des discontinuités sur les plateaux continentaux et sur les pentes. C'est durant ces périodes que les grands systèmes turbiditiques sur le glacis continental et les plaines abyssales se développeraient (Faugères et Mulder, 2011).

Ce rôle est également visible au travers des principaux événements paléoclimatiques des stades isotopiques marins (MIS; Fig. I-9) des séries sédimentaires réalisées dans les océans (Eynaud et al., 2012; Rebesco et Camerlenghi, 2008; Revel et al., 1995) et des rides de contour du Golfe de Cadix, objet de ce travail (Llave, 2003; Llave et al., 2006; Mulder et al., 2002; Toucanne, 2005; Toucanne et al., 2007). Le rythme d'apparition des périodes interglaciaires marqué par une périodicité voisine de 100 000 ans et des périodicités voisines de 20 000 et de 40 000 ans y sont également retrouvées. Ces variations suivent les variations du niveau marin relatif.

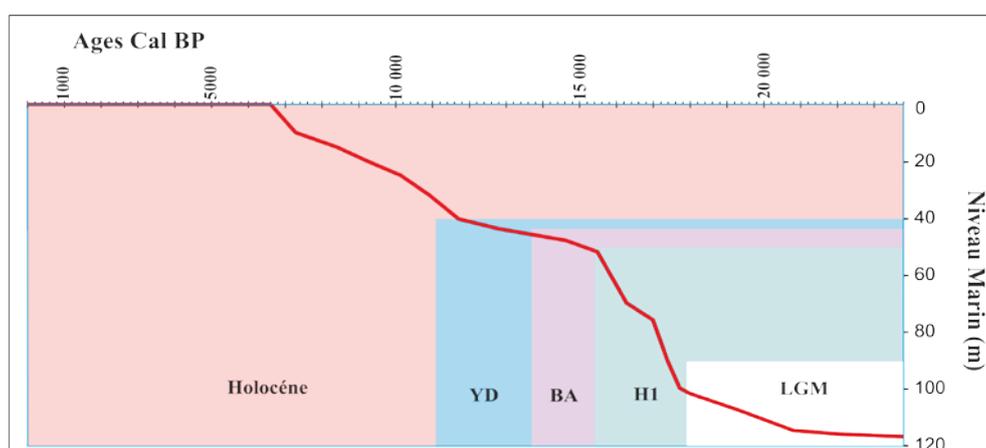


Figure I-9: Variations du niveau marin et variations paléoclimatiques (MIS) dans les enregistrements marins, (Siddall, 2003) modifié. Rose: Holocène; bleu: Younger Dryas; Rose foncé: Bølling-Allerød; vert clair: H1 et blanc: LGM.

La morphologie des bassins et la topographie engendrée par la géométrie des dépôts seraient des paramètres importants influençant le comportement des écoulements et affectant la localisation des dépôts et des faciès (Kneller, 1995; Kneller et Mc Caffrey, 1999; Mc Caffrey et Kneller, 2001; Mulder et Alexander, 2001). 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).

III. LES FACIES CONTOURITIQUES

Les particules transportées par les courants de contour proviennent principalement des apports advectés par les processus perpendiculaires aux pentes, du remaniement de dépôt plus anciens (érosion, remise en suspension par des organismes, ...). Ce sont des particules essentiellement fines (argiles et silts et sables fins) ou biogéniques (des organismes calcaires : coquilles de mollusques, foraminifères planctoniques et benthiques, et des organismes benthiques, coccolites, siliceux, diatomées, radiolaires). Nous avons précédemment montré comment ces particules étaient transportées sur de grandes distances (néphéloïdes, charriage, Faugères et Mulder, 2011; He et al., 2008; Stow et Faugères., 2008).

III.1. Les Faciès de contourite dans les dépôts récents

Ces faciès ont été carottés dans de nombreux legs ODP ou IODP ou à partir de carottes longues. Leur caractérisation en utilisant des méthodes modernes comme les radiographies SCOPIX automatisées des carottages (Migeon et al., 1999), la réalisation de lames minces sur les sédiments indurés par la méthode eau-acétone, (Zaragosi et al., 2006), les analyses chimiques en continu des éléments majeurs (core scanner fluorescence X) ont permis de faire des progrès significatifs dans ce domaine (Fig. I-10).

Selon les caractéristiques de l'écoulement, la nature, la texture et l'origine des sédiments, une grande variété de faciès de contourites ont été reconnus dans les océans modernes (Faugères et Stow et 2008; Stow et Faugères, 2008; Martín- Chivelet et al., 2008). La taille des grains dans les contourites varie de l'argile aux sables moyens et fins, plus rarement jusqu'aux graviers. Ici, nous définissons les classes granulométriques en accord avec la classification de Wentworth (1932). Les boues sont définies comme l'ensemble des particules < 63 μm fraction, i.e. les silts et les argiles (Twenhofel, 1937; Flemming, 2000). La nature des particules dépend de la situation géographique des rides de contour. Elles peuvent être silicoclastiques, volcanoclastiques ou biogènes (calcaires ou siliceuses). Très souvent, comme dans l'Atlantique Nord-oriental, les sources sont multiples. Cependant les faciès de contourite présentent au moins trois caractéristiques communes (Faugères et al., 1984b; Gonthier et al., 1984; Faugères et Mulder, 2011) :

(1) Une bioturbation abondante et variée avec des types de bioturbation différents selon les environnements. En effet les microfaunes benthiques sont différentes selon l'intensité du courant, (Schönfeld, 1997, 2002; Schönfeld et Zahn, 2000). Cette bioturbation

peut être un critère pour différencier les contourites fines des autres sédiments comme les hémipélagites. Dans les sédiments hémipélagiques, les types de bioturbation seraient moins diversifiés. Dans les turbidites fines la bioturbation serait le plus souvent située à la partie supérieure du dépôt (Wetzel et al., 2008). Les structures sédimentaires liées à la vitesse des courants pourraient être effacées par la bioturbation. Ces structures seraient mieux conservées dans les turbidites fines.

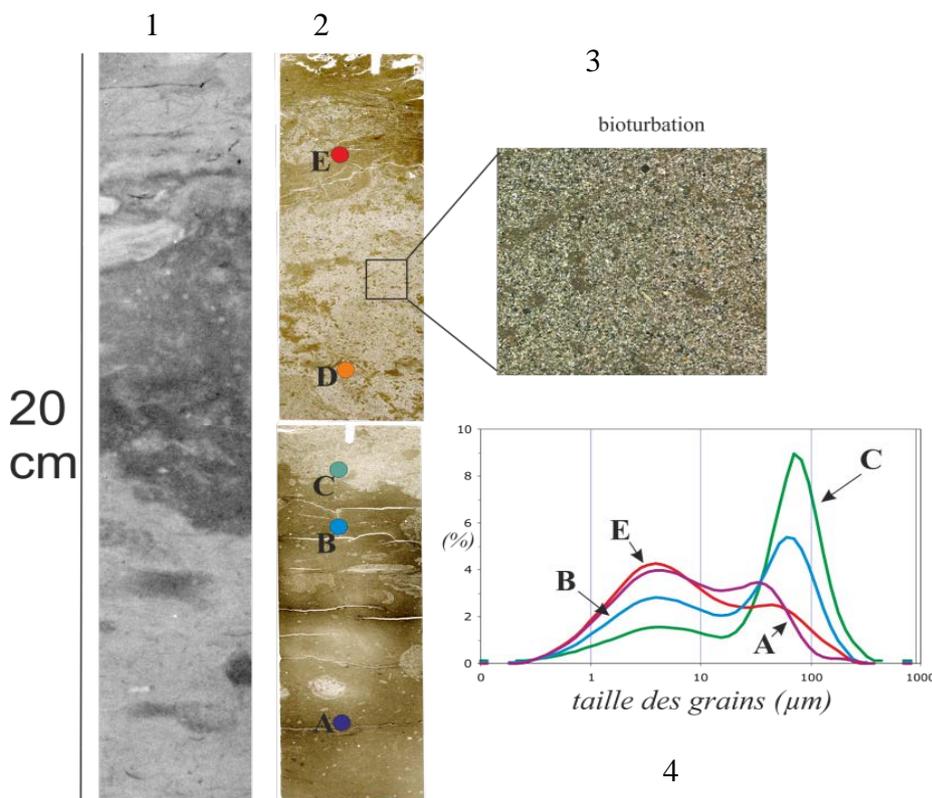


Figure I-10: Faciès de contourite argilo-silteux et silto-sableux, drift de Faro, dans le Golfe de Cadix (Hassan, 2009; Mulder et al., 2013).1: rX radiographie Scopix (Migeon, 1999): 2 et 3 lames minces, (Zaragosi et al., 2006), 4: distributions granulométriques.

- (2) Une mauvaise conservation des structures sédimentaires dynamiques, en raison de la bioturbation. Les structures sédimentaires primaires liées à la vitesse des courants et au transport sur le fond (bedload) pourraient être effacées par la bioturbation. Ces structures sont généralement mieux conservées dans les turbidites fines.

(3) Une variation verticale irrégulière de la granularité. La séquence de contourite (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1996) est formée par la superposition de deux unités. (1) A la base, une unité granocroissante et (2) au sommet une unité granodécroissante. C'est la principale différence avec l'unité granodécroissante de la séquence de turbidite, Bouma, 1962, Stow et al., 1996, mais pourrait être confondue avec la séquence d'hyperpycnites de Mulder et al., 2003.

▪ Les **faciès de contourites argilo-silteuses à silto-argileux**. La taille des particules va des argiles aux silts fins, l'épaisseur du lit est variable, centimétrique à métrique. Les courbes granulométriques sont unimodales ou bimodales. Des bioturbations peuvent être présentes mais toutes les structures sédimentaires peuvent être effacées. Elles sont très peu triées et composées d'un mélange de matériel terrigène et biogène d'origine autochtone ou allochtone (Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1985; Stow et al., 1998 parmi de nombreux autres auteurs). Pour McCave (2008) ce mauvais classement résulterait de la formation d'agrégats et de phénomènes de floculation avant leur dépôt. Des galets d'argiles sont parfois observés (Faugères et al., 2002). Ils résulteraient de l'érosion du substrat sous l'action de courants de fond de vitesse élevée qui favorisent la fracturation de la vase. Des phénomènes de diagénèse sont également présents et marqués par des structures fines et digitées, sans orientation, de monosulfures. Ces structures pourraient être des terriers de *Trichinus* (Toucanne, 2005; Löwemark et al., 2004), des terriers de *Zoophycos* et de *Chondrites* ou des niveaux riches en éléments ferromagnésiens observés dans le bassin Brésilien (Faugères et al., 1993; Mézerais et al., 1993; Gonthier et al., 2003). Ces faciès sont les constituants principaux des rides de contourites présentes dans l'Atlantique Nord. Cependant dans les drifts du Néogène comme ceux de Hatteras ou du Black Bahamas Outer Ridge les constituants de ces faciès peuvent être essentiellement biogènes (Faugères et Mulder, 2008).

▪ Les **faciès de contourites sableuses** ont une alternance irrégulière de niveaux sableux et de niveaux silto-argileux très bioturbés. Des laminations planes et des stratifications obliques sont peu rencontrées et rarement visibles à l'œil nu. Par contre des contacts nets et érosionnels et des concentrations de sable grossier ('lag deposits') sont fréquentes (Faugères et Mulder, 2011). Les analyses granulométriques montrent une répartition bimodale des particules où le mode silteux grossier (30-63 μm) et le mode sableux fins (63-125 μm) sont dominants. La bioturbation peut avoir effacé le tri vertical des particules. Les sédiments sont soit silico-clastiques, soit bioclastiques, et proviennent généralement d'une source proche.

Les sables contouritiques sont relativement rares car les courants de fond atteignent rarement des vitesses très élevées (Faugères et Mulder, 2011, Tab. I-1).

C'est le cas notamment immédiatement à l'ouest du détroit de Gibraltar (Heezen et Johnson, 1969; Kenyon et Belderson, 1973; Nelson et al., 1993; Ambar, 1983, Ambar et al., 1999) où des courants forts ont été mesurés et au débouché des chenaux parcourus par les courants de fond (Hanquiez, 2006; Stow et Faugères, 2008 parmi d'autres auteurs). Ce sont des sables siliceux moyens à grossiers sans matrice argileuse ou des sables bioclastiques remaniés par la circulation de la Veine d'eau Méditerranéenne (Faugères et al. 1985). L'épaisseur des lits est centimétrique à décimétrique et ils peuvent être interstratifiés avec des lits de contourites argilo-silteux à silto-argileux ou avec des hémipélagites ou des turbidites fines.

Sur le plateau continental Brésilien, au niveau du Bassin de Campos (large de 50 km au nord et 100 km au sud), Viana, 1998 ; Viana et Faugères, 1998 ; Viana et al, 2002, décrivent des marques de l'activité de courants forts (Courant du Brésil, terrasses érosionnelles, sillons d'érosion (*furrows*, érosion du fond), conduisant à la formation de faciès contouritiques sableux, graviers résiduels, rides de sable et de drift. Ces drifts sont constitués de sable grossier à moyen (sur une épaisseur de 10 à 50 m) et de sable fin quand l'activité du courant diminue.

		Contourite component origin			
		Clastic contourites (silici-, volcاني-)	Biogenic contourites (calcareous or siliceous)	Mixed clastic-biogenic contourites	Chemogenic
Contourite facies : main types	Contourites				
	Sandy	i.e. quartzitic sandy contourite	i.e. foraminifera sandy contourite	i.e. terrigenous-calcareous sandy contourites	
	Muddy	i.e. clayey muddy contourites	i.e. radiolarian and (or) diatom silty contourite	i.e. mixed terrigenous-calcareous muddy contourites (the most frequent)	i.e. manganiferous muddy contourite
	Mottled silty-muddy	i.e. mottled clastic contourites	?	i.e. mottled terrigenous-calcareous contourites	
	Shale-clast muddy	i.e. micro-brecciated clastic muddy contourite		i.e. micro-brecciated clastic-biogenic muddy contourite	
	Lag-deposit	Any composition i.e. gravel- and sand-rich contourites			
	Reworked Turbidites	Any composition			

Tableau I-1: Les principaux types de faciès contourites (Faugères et Mulder, 2011).

Sur le plateau continental externe du sud-est de l'Afrique (très étroit, 65-100 m) soumis à une hydrodynamique macrotidale à mésotidale des faciès sableux contouritiques (dunes sédimentaires à *migration rapide*, 17 m de haut pour une longueur de 700 m), sont observés (Verdicchio et Trincardi, 2008; Flemming, 1980; Ramsay et al., 1996; Mulder et Faugères, 2011). Ils sont modélés par la circulation du 'western boundary south-flowing Agulhas Current.

Le « *sand sheet* » au large de *Pennell Coast* (situé entre 200 et 1200 m, 3200 km², épais de moins d'un m) situé au large de *North Victoria Land*, est constitué de sable fins à moyens (principalement d'origine volcanique). Il est dû à l'influence du *western boundary current* lié à l'*Antarctic Circumpolar Deep Water*, CDW, (Rodríguez et Anderson, 2004). Ce

drift s'est construit très rapidement (en moins de 9000 ans, Hernández-Molina, et al., 2008; Verdicchio et Trincardi, 2008).

Ces drifts sont observés -sur des plateaux continentaux, soumis également à l'action des courants dus aux vents et aux courants de marée, ou le long de la partie supérieure des pentes continentales, là où des courants 'along-slope' ou de *downwelling et d'upwelling* sont actifs. Le modelé de tous ces corps sédimentaires (drift d'Andorft, drift de Mertz, *Sand sheet*) reste de faible dimension par rapport à la dimension des grands drifts contouritique (kilométrique à pluri kilométrique).

- Le **faciès de contourite silto-argileux ou 'faciès mottled'** dans lequel la taille des particules varie de sablo-argileux à silto-sableux. Les courbes granulométriques sont le plus souvent bimodales. Des lentilles de silt continues ou discontinues et des laminations fines et discontinues peuvent y être observées. L'épaisseur des lits est centimétrique à métrique et présente des alternances rapides et peu épaisses des deux principaux faciès qui le constitue. Ces dépôts se rencontrent souvent dans les rides de contourite où ils forment alors une alternance d'unités granocroissantes (*coarsening-upward*) et granodécroissantes (*fining-upward*). Ils sont alors être interstratifiés avec des niveaux de contourites argilo-silteuses à silto-argileux et de contourites sableuses. Les contacts supérieurs et inférieurs peuvent être progressifs, nets ou érosifs (Faugères et Mulder, 2011; Hanquiez, 2006; Toucanne et al., 2007; Stow, 2001; Stow et Faugères, 2008).

- Les **faciès de 'lag sédimentaire'** se rencontrent habituellement aux hautes latitudes ou dans les zones où les courants sont chenalisés et accélérés. Ils résultent de la circulation de courants intenses qui remanient les dépôts déjà déposés par d'autres processus. Ainsi, les icebergs (ou les moraines) ont laissé des graviers et des galets sur le fond (Howe et al., 2002; Laberg et al., 2002; Howe, 2008). Sous l'action de courants ayant de fortes vitesses, ce matériel grossier subit un remaniement et un transport sur de petites distances. Les particules fines sont vanées et transportées en aval. Ces dépôts de lags sont les témoins d'un vannage important des dépôts glaciogéniques. Des lags peuvent également se former au niveau de détroits peu profonds ou de passages profonds mais étroits (Hanquiez, 2006; Stow, 2001).

- Les **faciès de contourites à 'shale-clast' ou 'shale-chip'** correspondent à la circulation de courants de fond de très fortes vitesses capables d'arracher des copeaux de vase sur le fond des océans où les apports sédimentaires sont faibles. Ces vases sont le plus souvent indurées sous l'action permanente de ces courants. Ces faciès peuvent alterner avec des faciès de vases contouritiques homogènes qui ont la même composition que les clastes. Ces

contourites ont été reconnues dans le bassin sud du Brésil (Faugères et al., 1993; Mézerais et al., 1993; Stow, 2001).

De nombreux faciès de transition peuvent être également rencontrés en réponse aux interactions entre divers processus (contouritique, turbiditique, hémipélagique ou diagénétique, Stow et al., 2002). C'est le cas sur la plate-forme Antarctique où Verdicchio et Trincardi, 2008, interprètent le *drift d'Andorft* (300 - 500 m de profondeur, 44 km² de surface) constitué de dépôt argileux post-glaciaire, riches en IRD (épaisseur voisine de 40 m), est interprété comme un drift remanié par des courants de fond, pour ces auteurs le modelé du drift de *Mertz* (situé vers 850 m de profondeur, 400 km², constitué de sédiment peu consolidé, épais de 35 m) est lié à l'upwelling associé à la circulation de l'*Antarctic Circumpolar Deep Water modified* (MCDW) ;

Dans la suite de cette présentation, le terme de contourite sera employé lorsque l'influence de courant de contour est bien marquée et prédominante et que les dépôts s'organisent sous forme de *drifts de grande dimension*.

III.2. Relations entre la séquence contouritique, la vitesse du courant et le paléoclimat

La succession verticale des faciès de contourite (séquence contouritique) se caractérise par des changements fréquents et irréguliers des faciès types. La séquence commence par une unité granocroissante puis se termine par une unité granodécroissante. Cette séquence complète a été décrite dans les sédiments du Golfe de Cadix au niveau du drift de Faro (Gonthier et al., 1984 ; Faugères et al., 1984 ; Stow et al., 1986, Stow et Faugères, 2008, Fig. I-11).

L'unité granocroissante débute par les faciès de contourites argilo-silteuses à silto-argileux, puis se poursuit par le faciès de contourite silto-argileux ou 'faciès mottled', avec une augmentation régulière de la granularité, puis se poursuit par le faciès de contourites sableuses. Au-dessus s'observe l'unité granodécroissante. Elle est composée des mêmes faciès mais dans l'ordre inverse (Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986; Hanquiez, 2006; Toucanne, 2005; Toucanne et al., 2007). L'épaisseur de cette séquence varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres et atteint une hauteur exceptionnellement métrique. Elle peut être également tronquée d'un ou plusieurs faciès (Faugères et Mulder, 2011; Rebesco et al., 2008).

Les variations verticales des faciès et de la granularité ont été interprétées par ces différents auteurs comme reflétant les variations de vitesse du courant, ici, le courant d'échange de la VEM. La vitesse des courants a été calculée à partir des abaques (entre granularité et vitesse des courants, force de cisaillement sur le fond, Ledbetter, 1984, 1986; Robinson et McCave, 1994; McCave, 2008). La vitesse reconstituée varie de 5 à 10 cm.s^{-1} à la base de la séquence et de 18-25 cm.s^{-1} au sommet (Faugères et Mulder, 2008, 2011).

Somoza et al. (1997), Llave et al. (2006), Voelker et al. (2006), Mulder et al. (2003) et Hanquiez (2006) ont montré que les variations de cette séquence au sein des carottes sont en liaison avec les variations paléoclimatiques qui se sont produites au cours du temps. L'édification des rides de contour sera en conséquence largement contrôlée par les cycles climatiques liés aux variations des paramètres orbitaux de la Terre développées dans la théorie de Milankovitch (1941). Le rythme d'apparition des périodes interglaciaires est marqué par une périodicité voisine de 100 000 ans. Pendant le Quaternaire, période étudiée dans ce travail, plusieurs alternances de périodes glaciaires et interglaciaires (Imbrie et Imbrie, 1986) se sont produites et sont enregistrées dans les variations de cette séquence.

Voelker et al. (2006) et Toucanne et al. (2007) ont montré que la circulation de la partie inférieure de la VEM a été intensifiée au cours des périodes froides comme le Younger Dryas, les événements d'Heinrich liés aux stades froids des événements de Dansgaard-Oeschger. Des contourites sableuses se sont alors déposées. Pendant les intervalles chauds (Bölling-Allerod, interstades Dansgaard-Oeschger et début de l'Holocène), la formation de la VEM a été réduite et sa vitesse a diminué dans le Golfe de Cadix. Pendant ces périodes des faciès de contourites argilo-silteuse se sont déposées. Ce sont ces variations que nous étudierons dans cette thèse.

Cette séquence de dépôt de courant de contour a été observée au sein des grands drifts construits dans le Golfe de Cadix, entre 500 à 1400 m de profondeur. Ces drifts sont constitués principalement de sédiment fin (vase, silt, sable fin à moyen, peu carbonaté à carbonaté). Dans les chenaux ou les dépressions qui séparent ces drifts, où les courants atteignent de très grandes vitesses, les traces de leur activité (sand ribbons, sand waves, sand gravel lineation, undulatory ripples, furrows...etc.) ont été largement observées (Mélières, 1974; Mélières et al., 1970; Kenyon et Belderson, 1973; Habgood et al., 2003; Hanquiez, 2006; Hanquiez et al., 2007; Hernández-Molina et al., 2003, 2008). Les structures sédimentaires associées à ces environnements n'ont été que très peu représentées dans les carottages.

Martín-Chivelet et al., (2003, 2008) propose une séquence type de courant de contour déposée sous une profondeur d'eau de 200-600 m, dû à la circulation d'un courant de contour dans les séries fossiles du Campanien-Maastrichtien (fig. I-12). Cette séquence constituée de foraminifères, épaisse de quelques cm, présente des contacts inférieurs érosionnels et supérieurs net. A la base s'observe des stratifications obliques, puis des stratifications sigmoïdales, et au sommet des laminations planes. Elles forment des lits stratifiés, tabulaires, en lits discontinus présents dans des sédiments hémipélagiques. Pour cet auteur les changements rapides des structures sédimentaires, la présence des surfaces de réactivation indiquent que la force du courant est variable et son influence discontinue.

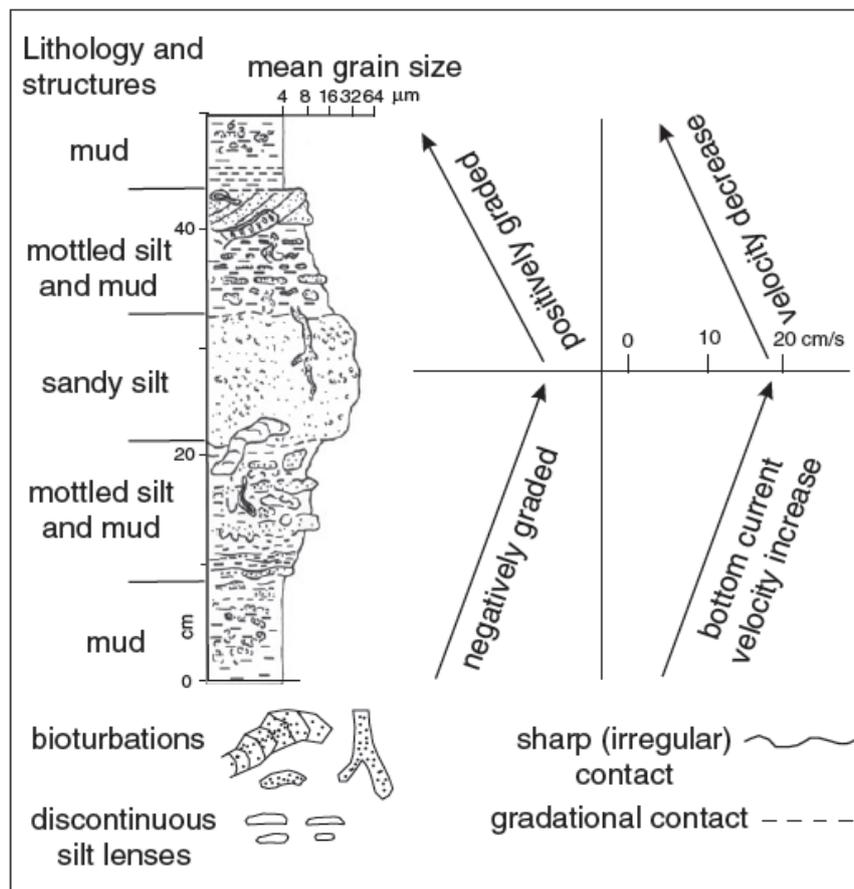


Figure I-11: Faciès contourite formant la séquence contourite idéale montrant une unité granocroissante surmontée par une unité granodécroissante (d'après Faugères et al., 1984 a et b; Faugères et Stow, 2008; Faugères et Mulder, 2011; Stow et al., 2002; Stow et Faugères., 2008).

Comme cette séquence ne peut pas être suivie sur de longues distances (kilométriques), elle semble plus traduire la circulation de courants de fond dans des chenaux ou d'autres dépressions que la séquence de dépôt décrite dans les drifts mise en place pendant une très longue période de temps. L'analyse des faciès de dépôt contouritique fossilisés dans les séries sédimentaires anciennes des drifts donnera sans doute des éléments de réponse.

Il n'est pas toujours possible cependant d'utiliser les paramètres granulométriques comme indicateurs des variations des paléocourants car les sources de sédiments terrigènes et la bioproduktivité peuvent changer (Mulder et al., 2013). Dans ce cas, une analyse multivariées sera nécessaire pour interpréter l'origine des sédiments (composants, source, durée du transport, taux de sédimentation, distribution des faciès; Faugères et al., 1993; Faugères et Stow, 2008; Faugères et Mulder, 2011).

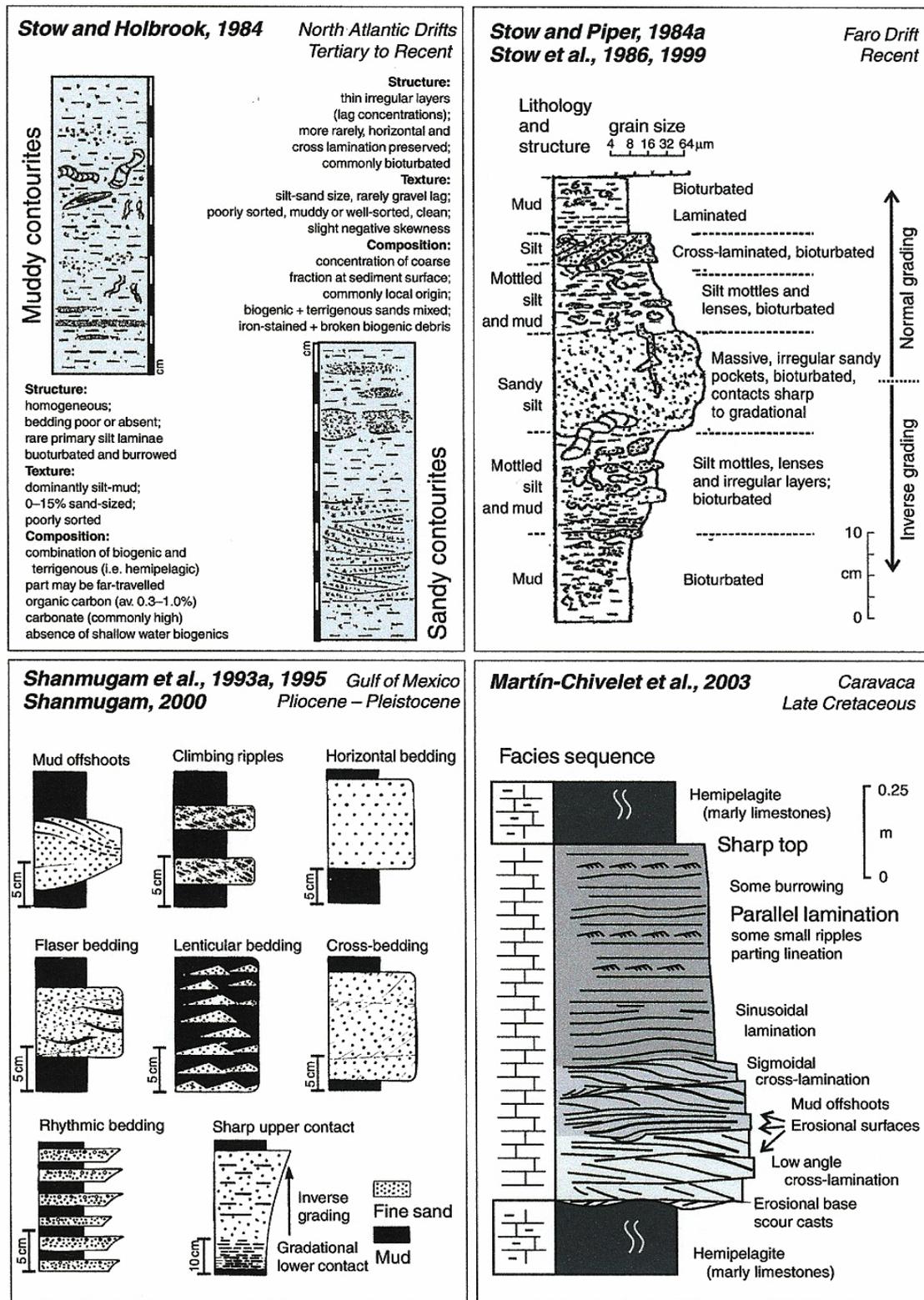


Figure I-12: Comparaison entre les séquences contouritiques actuelles et fossiles (Martín-Chivelet, 2008).

IV. CLASSIFICATION ET CARACTERES SISMIQUES

L'activité d'un courant de contour construit des accumulations sédimentaires géantes appelées rides ou drifts et aujourd'hui nommé « drifts contouritiques » (Faugères et Stow, 2008; Faugères et al., 1993, 1999; Mc Cave et Tucholke, 1986).

Ces drifts géants sont répertoriés dans tous les océans à partir de la limite entre le plateau et la pente continental (drifts contouritiques peu profonds) jusqu'aux plaines abyssales (Faugères et Mulder, 2011). Les drifts contouritiques ont été identifiés pour la première fois par leur morphologie bombée (mounded) et leur allongement parallèle aux marges continentales (leurs longueurs et largeurs respectives varient de 500 à 100 km) où ils peuvent former des reliefs positifs (mounded) allant jusqu'à 1500-2000 m (Faugères et Mulder, 2011). Ils sont particulièrement abondants et bien développés le long des marges passives du nord, de l'ouest et le sud de l'Atlantique, l'Antarctique, le sud-ouest de l'océan Indien et le nord-est de l'Australie. Ils se forment de façon sporadique le long des marges actives. Toutefois, la reconnaissance des drifts contouritiques, que ce soit dans la topographie du fond marin ou sur les profils sismiques, n'est pas simple, car leurs formes peuvent varier fortement. De plus, les dimensions des drifts contouritiques sont similaires à celles des systèmes turbiditiques profonds, variant d'environ 100 km² à plus de 100 000 km², avec lesquels ils peuvent être confondus (Faugères et al., 1999).

IV.1. Classification des drifts

L'étude détaillée de la morphologie et de la géométrie des corps sédimentaires (bathymétrie multifaisceaux, sismique haute résolution) permet de préciser les critères de reconnaissance nécessaires pour déterminer si le corps sédimentaire étudié correspond à un drift contouritique. La classification de Faugères et al. (1999) explique leur diversité comme une réponse aux contextes morphologiques et hydrologiques, (classification précisée par Hernández-Molina et al., 2003, 2008; Stow et al., 2002; Rebesco et al., 2002; Rebesco et Stow, 2001; Faugères et Stow 2008; Faugères et Mulder, 2011; Stow et Faugères, 2008; Nielsen et al., 2008) dans lequel elles se sont formées. Leur morphologie et leur géométrie (Marchès, 2008) sont essentiellement contrôlées par : (1) le contexte morphologique, (2) les variabilités du courant (vitesse), (3) la quantité et la nature du sédiment disponible, (4) la période durant laquelle le courant de fond agit, et (5) l'interaction avec les processus s'écoulant vers le bas de pente (Fig. I-14).

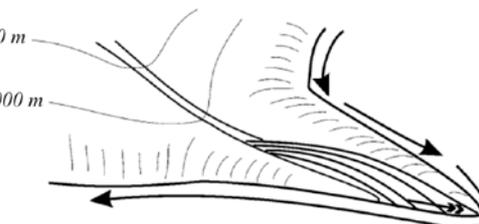
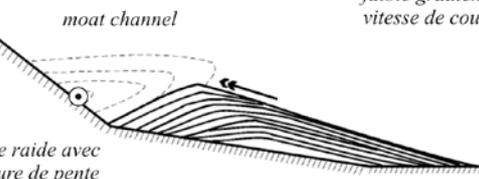
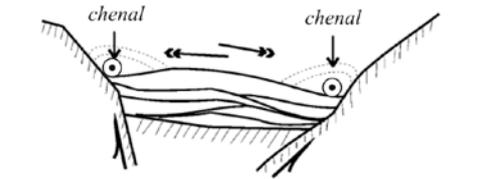
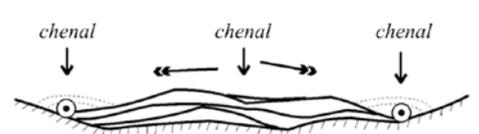
ABYSSAL SHEETED DRIFTS		-Aggradation le plus souvent; -Réflexions transparentes à ondulées.		10^5-10^6 km^2	
		<u>Ex:</u> drift de Gloria, bassins d'Argentine, du Mozambique et des Agulhas, éventail de Barra, chenal de Feroe-Shetland, détroit de Sicile.			
MOUNDED DRIFTS	GIANT ELONGATED DRIFTS	<i>Plastered drifts</i>	-Migration parallèle aux isobathes et dans la direction de l'écoulement; -Migration vers le haut et le bas de pente.		10^3-10^4 km^2
		<i>Detached drifts</i>	-Migration principale vers le bas de pente.		10^3-10^5 km^2
	<i>Separated drifts</i>	-Migration parallèle aux isobathes et dans la direction de l'écoulement; -Migration vers le haut de pente.		10^3-10^4 km^2	
	CONFINED DRIFTS	-Migration principale vers le bas de pente; -Migration latérale limitée.		10^3-10^5 km^2	
	CHANNEL-RELATED DRIFTS	-Migration principale vers le bas de pente; -Migration latérale aléatoire.		$10-10^3 \text{ km}^2$	
		<u>Ex:</u> drifts de Gardar et de Chatham, Golfe de Cadix, marge des Hébrides.		⊙ sens du courant	
		<u>Ex:</u> drifts d'Eirik et de Blake-Bahamas, Cap Hatteras, Mer d'Ecosse.		⊙ sens du courant	
		<u>Ex:</u> drifts de Faro, de Lofoten, de Ceuta et des grandes Antilles, plateau des Agulhas, fosse de Rockall, chenal de Corse.		⊙ sens du courant	
		<u>Ex:</u> drifts de Sumba, de Louisville et de Meiji, fosse des Malouines.		⊙ sens du courant	
		<u>Ex:</u> chenaux de Vema et de Feroe-Shetland, fossé de Kane, passages de Samoan et d'Amirante, Sand dune Valley, éventails contouritiques de Vema et de Colombie.		⊙ sens du courant	

Figure I-13: Les différents types de drifts définis par Faugères et al. (1999). Les flèches noires montrent la tendance de la migration et de l'aggradation (d'après Faugères et al., 1999).

Ces types sont le plus souvent rencontrés : sur les glaciers continentaux présentant une circulation des courants de fond active, au niveau de plateaux marginaux parcourus par des courants intenses, au niveau de vallées ou de seuils et plus particulièrement à leur débouché où les courants de fonds sont canalisés et renforcés, ou en épandage uniforme lié à des écoulements lents.

Les *sheeted drifts* correspondent à des accumulations sédimentaires de faible relief et d'épaisseur relativement constante (Fig. I-13). Ils 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. Elles s'observent dans différents contextes hydrologiques et morphologiques. Ces *drifts* sont habituellement composés de faciès contouritiques fins (argile et silt, sédiments pélagiques) et présentent des taux de sédimentation relativement faibles de l'ordre de 2 à 4 cm.ka⁻¹.

L'exemple le plus connu de *giant elongated drifts* (Faugères et al., 1985; Faugères et Stow., 2008, Faugères et Mulder., 2011 ; Hernández- Molina et al., 2011) est le drift Faro-Albufeira (Fig. I-13) qui présente une forme allongée et convexe vers le haut. Le flanc nord du drift est bordé par un 'moat channel' où l'écoulement de la MOW est confiné, et où des phénomènes d'érosion et de non-dépôt ont observés. Ces accumulations géantes peuvent être couvertes par des champs de dunes sédimentaires migrantes. 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). Ces drifts ont été subdivisés en trois groupes (Hanquiez, 2006) :

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 dont les sédiments peuvent 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.

Les *channel-related drifts* (Hanquiez 2006) sont apparentés aux chenaux profonds ou à des défilés (zones étroites) où la circulation de fond est confinée, induisant ainsi une augmentation de la vitesse des écoulements. 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., 2002; 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).

Ces drifts sont des zones de by-pass et de 'lag-deposits' on y trouve aussi des faciès de 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. Dans les zones où les courants de fond sont faibles se rencontrent des faciès de contourites fines argileuses à silteuses. Des nodules et des contourites argileuses 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.

Les *confined drifts* ont été décrits 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 fond.

Dans le Golfe de Cadix, ces drifts (Faugères et Stow, 1993; Faugères et al., 1999; Knutz, 2008; Marchès, 2008; Mulder et al., 2009; Stow et al., 2002, parmi d'autres auteurs) ont été largement étudiés en termes de processus de mise en place et d'évolution (drifts versus turbidites).

En résumé :

Ces différents types d'interactions ont été publiés dans de nombreux travaux, (Hanquiez, 2006; Hanquiez et al., 2007; Marchès, 2008; Marchès et al., 2009; Locker et Laine, 1992; Faugères et al., 1999; Mulder et al., 2009, Fig. I-14).

Il y a **non dépôt** (*by pass*) si l'activité de courant de contour est maximum, le système gravitaire est alors tronqué et partiellement érodé.

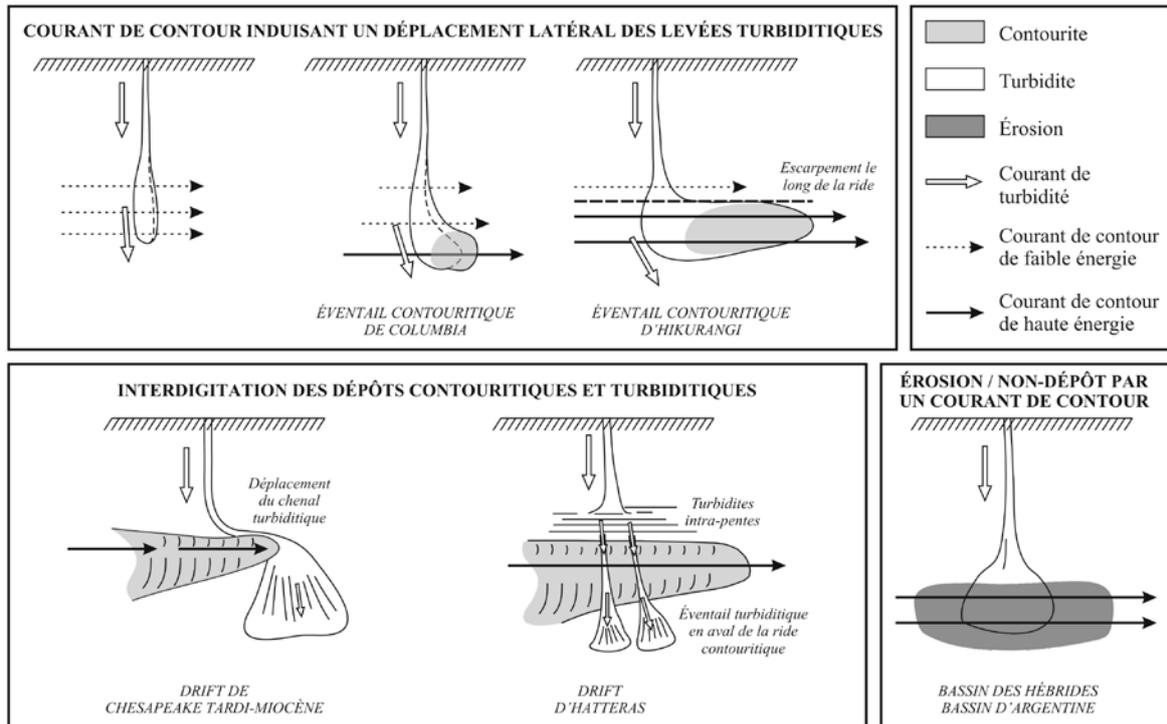


Figure I-14 : Exemples d'interaction entre les processus contouritiques et gravitaires (d'après Faugères et al., 1999).

Si un **transitional fan-drift system** se construit l'activité du courant de contour est supérieure à l'activité des écoulements gravitaires, un déplacement latéral du système de chenaux sera observé.

Si un **adjacent fan/drift system** s'observe l'activité des courants de contour compense l'activité des courants gravitaires. Les deux systèmes se construisent alors simultanément et seule la trajectoire du système gravitaire est influencée par la construction contouritique.

Si un *overlapping fan/drift* se forme il y a alternance entre les deux types de processus. Les dépôts contouritiques et gravitaires pourront être intercalés et préservés si le taux d'accumulation est assez élevé.

-une **morphologie de canyon** peut modifier les conditions régionales de la circulation d'un courant de contour, (capture de la Veine d'eau Méditerranéenne) ;

-la circulation de la VEM peut provoquer **la migration de chenaux** (développement hypertrophié de la levée droite d'un chenal) ;

-la construction des drifts sur une morphologie de canyon (exemple du canyon de Faro (ou de chenal) peut entraîner le comblement de celui-ci par **modification de l'hydrodynamique des courants de contour**.

-interaction sur un écoulement gravitaire par changement topographique et dépôt de **lobes perchés** ;

-interaction entre les chenaux empruntés par les courants de contour et les **instabilités gravitaires** développées sur les bords des chenaux (Hagbood et al., 2003; Hanquiez et al., 2007; Hernández-Molina et al., 2008; Laberg et Camerlenghi, 2008; Leynaud et al., 2013; Mulder et al., 2003; Mulder et al., 2009; Faugères et al., 1999; Faugères et Mulder, 2011; Faugères et Stow, 2008; Gardner et al., 1999; Gonthier et al., 2006; Hernández-Molina, 2003; Wynn et Masson, 2008, parmi de nombreux auteurs) ;

-interaction entre la circulation des courants de contour et les processus gravitaires (courant de turbidité ou/et *slump*) dans la construction **des structures ondulées** (sediment waves). Ces 'bedforms' peuvent résulter de l'interaction entre des processus de construction (Aggradation, progradation) et des processus de déformation

-les interactions peuvent se produire à plusieurs échelles de temps et d'espace, du processus instantané à la série sédimentaire sur la centaine de milliers d'années, et du corps sédimentaire à l'ensemble de la marge.

IV.2. Critères d'identification en stratigraphie sismique

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.*, 2002; Faugères et Mulder, 2011; Nielsen et al., 2008; Hernández-Molina et al, 2008).

A l'échelle du *drift*, de dimensions kilométriques, le premier critère est l'*orientation du corps sédimentaire*. Il aura généralement une orientation parallèle à la circulation des courants

géostrophique, ‘along slope’ et une morphologie convexe vers le haut. Un corps sédimentaire orienté perpendiculairement traduit nécessairement des apports gravitaires, (slump, courants de turbidité. A cette échelle (Hanquiez, 2006) les drifts sont constitués par l’accumulation de séquences contouritiques dans lesquelles *des discontinuités érosives* sont un second critère d’identification. Ces discontinuités sont communément marquées par un réflecteur continu de forte amplitude contrastant avec les réflecteurs environnants subparallèles d’amplitudes faibles à modérées. Ces discontinuités traduisent des changements périodiques des conditions de circulation et peuvent être corrélées aux grands réflecteurs régionaux ou aux grandes discontinuités reconnues dans les océans. Les changements de faciès sismiques se font progressivement et reflètent des conditions durables et stables dans l’espace et dans le temps (Fig. I-15).

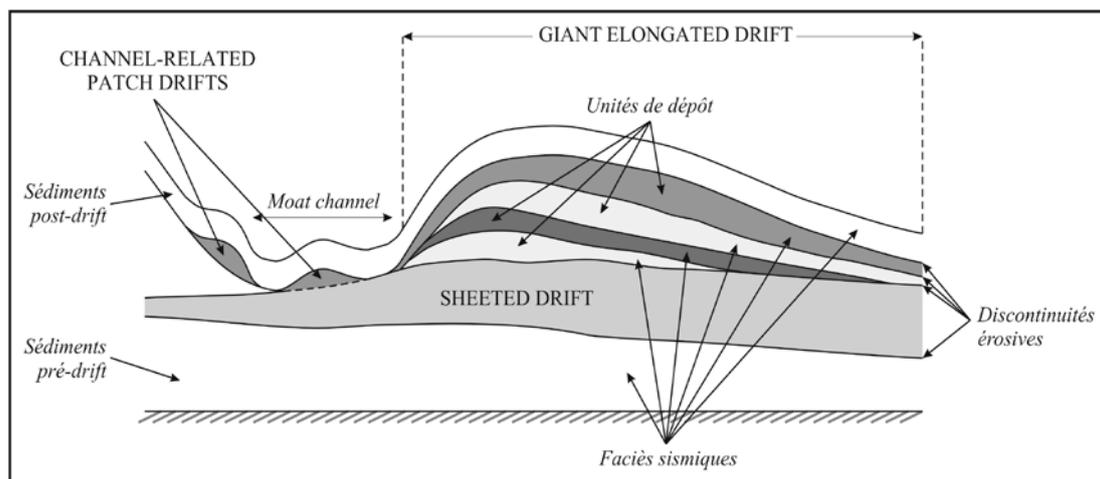


Figure I-15: Modèle conceptuel des caractéristiques sismiques des drifts contouritiques drifts (d’après Stow et al., 2002).

A l’échelle de l’unité de dépôt la forme lenticulaire avec une convexité vers le haut traduit la nature de la progradation et/ou de l’aggradation. La surface de l’unité de dépôt peut être lisse ou irrégulière, ne pas être parallèle à celle de l’unité précédente et traduira alors la présence d’événements érosifs. L’empilement des unités de dépôt révèle la direction générale de migration des corps contouritiques (Hanquiez, 2006) cette dernière étant différente en fonction du type de *drift*:

Les *sheeted drifts* et de certains *patch drifts*, les unités de dépôt forment une épaisseur régulière et un modèle d'empilement aggradant (Stoker, 1998) ;

Les *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;

Les *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 *patches 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.

A l'échelle du faciès sismique, (Fig I-16) le type de succession des faciès sismiques permettra de suivre les changements dans les processus de dépôt et les types de sédiments (Stow et al., 2002; Llave, 2003, 2011; Hanquiez, 2006; Marchés, 2008, parmi de nombreux auteurs). Ainsi, Stow et al., 2002 ont classés les faciès sismiques selon une échelle (notée T à la base et S au sommet) traduit l'augmentation d'intensité de la vitesse des courants de fond. Il distingue, les faciès *semi transparents sans réflecteur* (**T**), les faciès à *réflecteurs continus, sub-parallèles, à amplitude faible à modérée* (**R**), les faciès à *réflecteurs réguliers et ondes migrantes* à amplitude faible à modérée (**O**), les faciès à *réflecteurs irréguliers, ondulés à discontinus, à amplitude modérée* (**D**), les faciès à *réflecteur simple irrégulier, continu, et à forte amplitude* (**S**).

Les faciès T et R s'observent généralement dans les drifts en alternance. Le faciès T est associé à un faible contenu en silt/sable au sein de contourites vaseuses homogènes et le faciès R a une plus grande proportion de silt/sable, ils peuvent aussi traduire des hiatus et des niveaux sédimentaires condensés dans les contourites.

La terminaison des réflecteurs permettra de préciser les discordances majeures des unités de dépôts.

Ainsi, par exemple, dans le Golfe de Cadiz l'initiation du drift Faro-Albufeira (Faugères et al., 1985a; Llave et al., 2011; Marchès, 2008; Hernández-Molina et al., 2008) se

marque par des réflecteurs en onlap vers le Nord (*plastered drift*), qui forment progressivement un bombement topographique orienté lui-même vers le Nord. Puis se relief s'accuse et s'observe une disposition en down lap des dépôts. C'est la première ébauche du drift et de son chenal N. Les faciès sismiques y sont discontinus, chaotique et d'amplitude très variable. L'édification du drift continue (progradation sigmoïdale), le chenal est de mieux en mieux marqué. Le drift se construit et devient un *elongated-mounded drift*. Le drift se construit par migration latérale jusqu'à sa position actuelle en érodant le talus voisin.

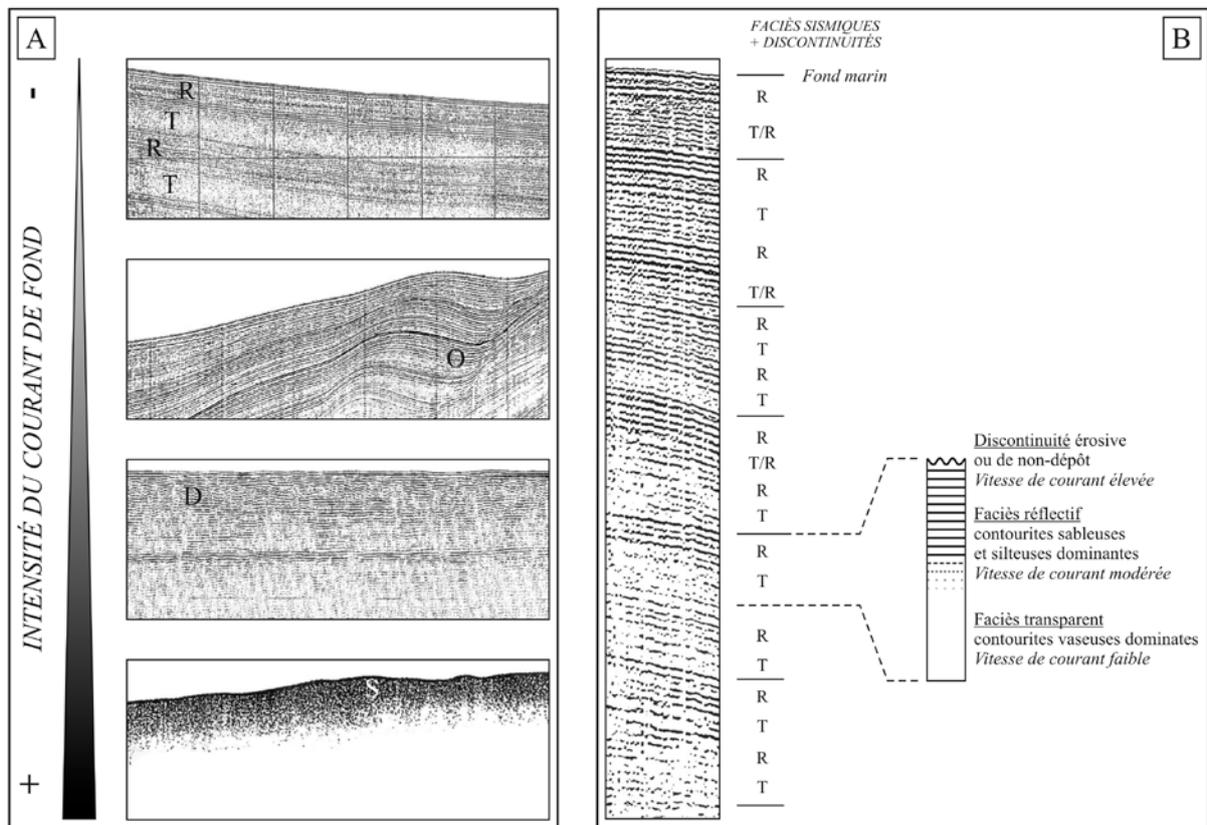


Figure I-16: Faciès sismiques caractéristiques des drifts. A : les interprétations du modelé à différentes échelles d'observation. B : Les unités de dépôt et relation avec les vitesses des courants de fond. (in : Hanquiez, 2006).

CHAPITRE II :
CONTEXTE GEOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIE DU
GOLFE DE CADIX

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET PHYSIOGRAPHIQUE

Le Golfe de Cadix se situe dans l'Atlantique Nord-Est à la jonction avec la Méditerranée occidentale. Il s'étend à l'ouest du détroit de Gibraltar jusqu'au sud du Cap St-Vincent, le long des marges portugaise et espagnole (Fig. II-1, Mulder et al., 2002; Mulder et al., 2003; Hanquiez, 2006; Marchès et al., 2007; Hanquiez et al., 2010). Il est limité par un domaine continental, représenté d'une part par les plates-formes marocaine et ibérique, et d'autre part par un domaine océanique constitué par les plaines abyssales du Fer à Cheval et de Seine (Mélières, 1974).

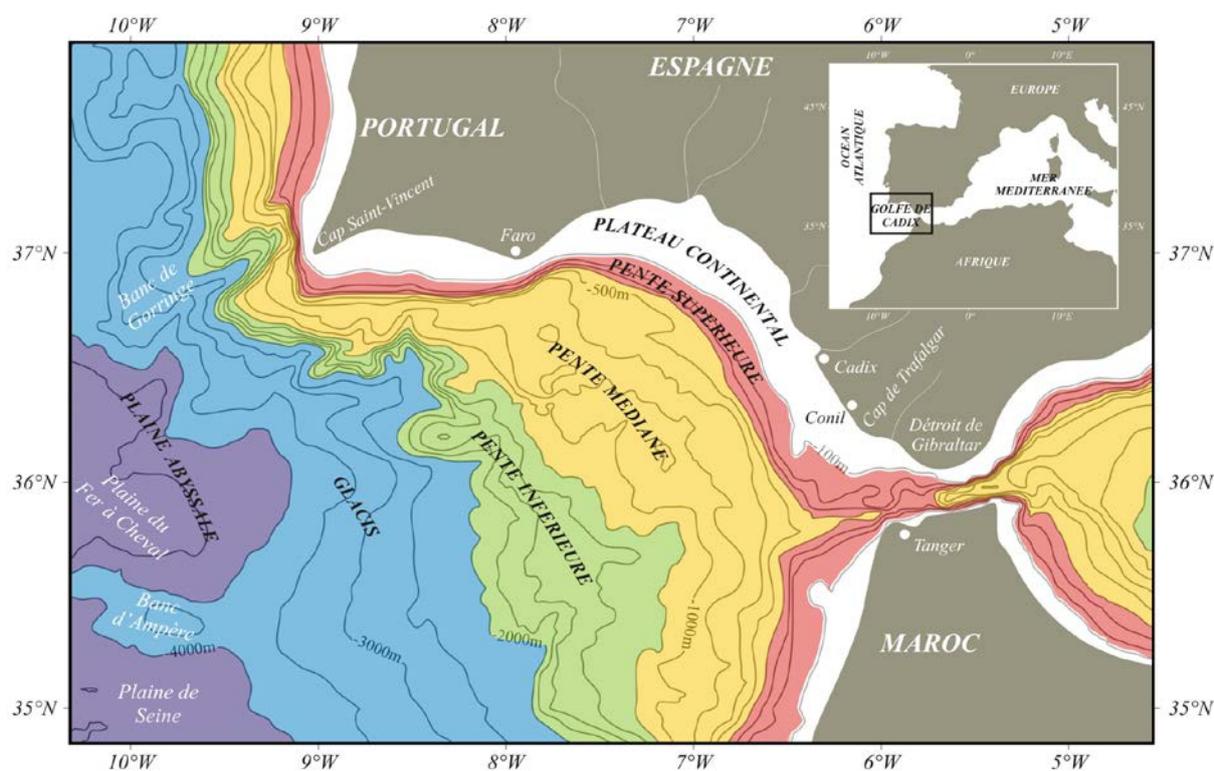


Figure II-1: Localisation du Golfe de Cadix et carte bathymétrique de la marge continentale D'après Hanquiez (2006).

Le Golfe de Cadix se caractérise par une bathymétrie irrégulière et une morphologie concave vers le SW, héritage de son histoire géologique complexe (Maldonado et al., 1992; Toucanne, 2005; Hanquiez, 2006). En outre, sa marge continentale se caractérise par trois

domaines physiographiques bien individualisés : le plateau continental, les pentes continentales (supérieure, médiane, inférieure) et les plaines abyssales (Figs. II-1 et II-2).

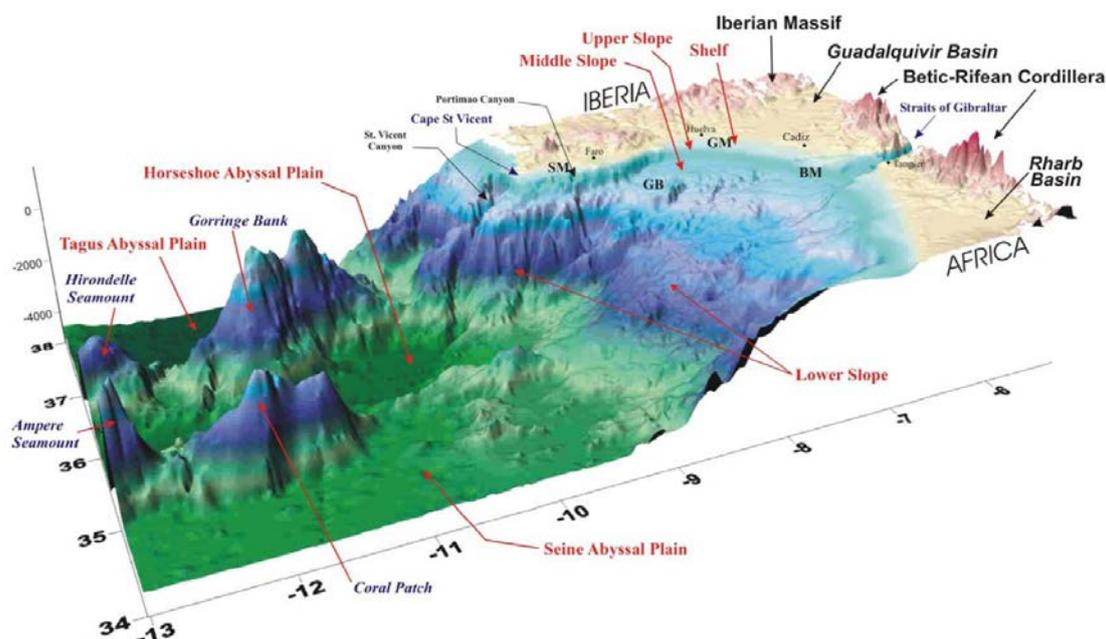


Figure II-2 : Bloc diagramme bathymétrique 3D réalisé grâce aux données de Hernández-Molina et al., 2006). BM, Marge du Domaine Bétique; GM, Marge du Guadalquivir; GB, Banc du Guadalquivir Bank; SM, Marge sud-ibérique.

I.1. Le Plateau Continental

Le plateau continental a été largement étudié (Vanney et Mougenot, 1981; Malod, 1982; Lobo, 1995, 2000; Gutiérrez-Mas et al., 1996; Roque, 1998; Nelson et al., 1999; Rodero, 1999; Fernández-Salas et al., 2003; Lobo et al., 2001, 2003, 2005a,b; Maldonado et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006). Il varie de 30 à 40 km de large à l'Est où il présente une rupture de pente avec la pente continentale vers 120 m (Fig. II-1), la pente moyenne est de moins de $0,3^\circ$ dans cette zone. A l'ouest de Faro il est étroit et s'étend sur une longueur de 10 km environ, il présente dans cette zone une pente moyenne de $0,5^\circ$ et la rupture avec la pente continentale se situe vers 100 m de profondeur (Lobo et al., 2001). Il se caractérise aussi par une largeur variable, plus importante dans la partie centrale de la zone espagnole (~ 30 km), plus étroite vers le Portugal (~ 17 km) et vers le détroit de Gibraltar (< 10 km). Le

plateau continental dans son ensemble est généralement peu accidenté, car il représente le bord du prisme progradant mis en place lors du minimum eustatique contemporain de la dernière glaciation (Somoza et al., 1997; Lobo, 2000; Hernández-Molina et al., 2000; Lobo et al., 2005a; Hernández-Molina et al., 2006).

L'ouverture du détroit de Gibraltar est encore très discutée (Fig. II-3). L'origine tectonique généralement admise par de nombreux auteurs (Le Pichon et al., 1971) a été récemment remise en question au profit d'une formation par érosion fluviale qui se serait produite au moment de la chute du niveau marin lors de la crise de salinité messinienne (Loget et Van Den Driessche, 2006).

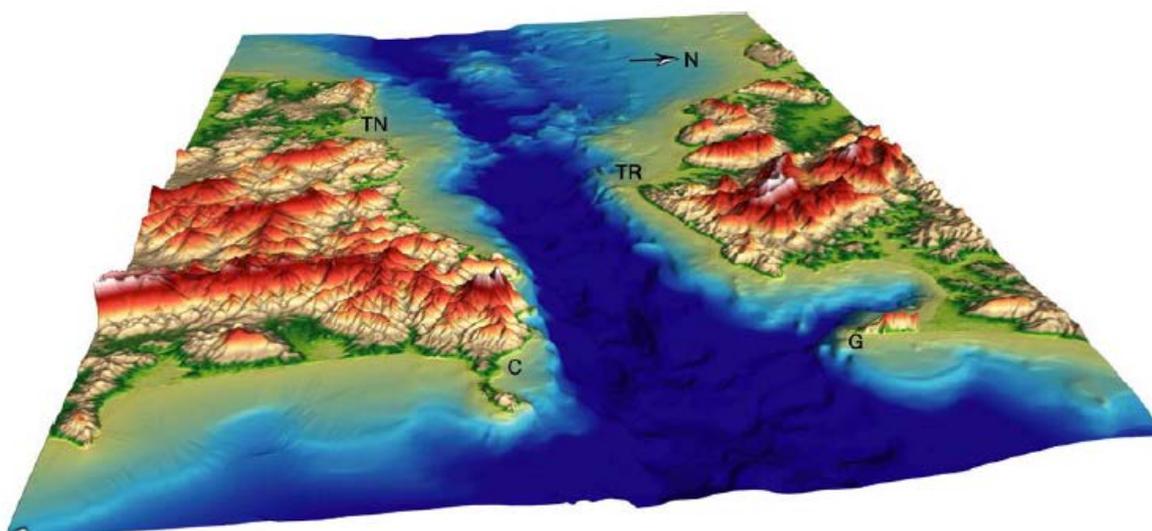


Figure II-3 : Modèle numérique d'élévation (DEM), vue vers l'ouest du détroit de Gibraltar (land topographie: SRTM90 données DEM, bathymétrie du détroit de Gibraltar: isobathes d'après Giermann (1961). TN, Tanger; C, Ceuta; Tr, Tarifa; G, Gibraltar.

I.2. La Pente Continentale

La pente continentale du Golfe de Cadix est le domaine le plus large de la marge avec un relief très irrégulier (Figs. II-1 et II-2). Elle peut être subdivisée en trois grands sous-domaines (Fig. II-5) les pentes supérieure, moyenne et inférieure (Heezen and Johnson, 1969; Malod and Mougenot, 1979; Nelson et al., 1993, 1999; Baraza et al., 1999; Llave, 2003; Maldonado et al., 2003).

- ❖ La pente continentale supérieure s'étend entre 130 et 400 m de profondeur d'eau, elle est large 10 km de en moyenne (localement >20 km). Elle présente un gradient compris entre 1° et 3° (Fig. II-1). Hernández-Molina a reconnu cinq éléments morphologiques sur la pente supérieure (Fig. II-5) : (1) Les dépôts, caractérisés par des accumulations sédimentaires; (2) Les marques d'érosion, avec par exemple une surface d'érosion dans la zone proximale de la pente supérieure de Cadix à Barbate situé à quelques kilomètres au NW de Tarifa, ou une surface d'érosion importante entre le Canyon de Portimao et l'embouchure du fleuve Guadiana, des canyons sous-marins et des ravines; (3) Les éléments liés à la néotectonique, intégrant la déformation liée aux diapirs et aux fractures; (4) Les dépôts gravitaires, intégrant des glissements translationnels, rotationnels et du creeping; et (5) des zones d'échappement de fluides (pockmarks dus à la migration des fluides dans les sédiments, Baraza et al., 1999; Rodero et al., 1999; Lobo, 2000; Llave, 2003; Maldonado et al., 2003b). Dans la zone centrale de la pente continentale supérieure, les canyons sous-marins sont absents (Fig. II-1), alors qu'ils sont bien développés dans la partie ouest de la pente Portugaise (Weaver et al., 2000; Habgood et al., 2003; Maldonado et al., 2003b; Mulder et al., 2006).
- ❖ La pente continentale médiane, située entre 400 et 1200 m de profondeur d'eau est caractérisée par un plateau marginal étendu (ou terrasse) inclinée avec une largeur maximum de 100 km et une pente faible moyenne comprise entre 0,5° et 1° (Figs. II-1 et II-5). L'inclinaison de la terrasse résulte de la présence du front bétique rifain externe et de la mise en place progressive depuis le Miocène moyen des éléments allochtones dans la partie orientale et centrale de la marge (Medialdea et al., 2004). L'apparition de cette terrasse inclinée a été un facteur clé pour le développement de la CDS (Contouritic Depositional System) sur la pente moyenne par interaction entre la VEM (Veine d'Eau Méditerranée) et la morphologie du fond marin.
- ❖ La pente continentale inférieure se situe entre 1200 et 4000 m de profondeur d'eau, avec un gradient compris entre 2° et 4° et une largeur variant de 50 km au nord-ouest à plus de 200 km au sud-est. A l'échelle régionale, elle a une morphologie convexe (Figs. II-1 et II-5), avec une physiographie ondulée irrégulière contrôlées par une unité allochtone sous-jacente (Madelain, 1970; Mélières, 1974; Gardner et Kidd, 1983; Vázquez et al., 2004).

Les principaux éléments morphologiques identifiés dans ce domaine sont des dépressions de petites échelles comprenant des mini-bassins intra-pente (Hernández-Molina et al., 2006, Fig. II-5). La pente inférieure passe latéralement à la plaine abyssale du Fer à cheval vers 4800 m de profondeur d'eau par un relief d'origine tectonique de plus de 600 à 700 m de dénivelé (Vázquez et al., 2004), et également vers l'est à des profondeurs comprises entre 4300 m et 4400 m ce pente passe à la plaine abyssale de Seine par une augmentation forte du gradient de pente (Fig. II-2).

I.3. plaines abyssales

A l'ouest du Golfe de Cadix se trouvent des plaines abyssales situées à des bathymétries supérieures à 4300 m, (Fig. II-1). Ce sont les plaines abyssales suivantes; d'est en ouest de Seine, du Fer à cheval et du Tagus, elles sont séparées par des hauts fonds qui ont une extension globalement nord-est et sud-ouest (Mélières, 1974). Les plaines abyssales de Seine (SAP) et du Fer à cheval (HAP) sont séparées par les monts sous-marins d'Ampère et de Coral Patch, tandis que les plaines abyssales du fer à cheval et du Tagus (TAP) sont séparés par le Banc de Gorringer et le mont sous-marin de l'Hirondelle (Mélières, 1974; Lebreiro et al., 1997; Weaver et al., 2000, Fig. II-2).

II. CADRE TECTONIQUE ET STRUCTURAL

Le Golfe de Cadix se situe géodynamiquement entre les plaques lithosphériques Nubie et Eurasie (Fig. II-4).

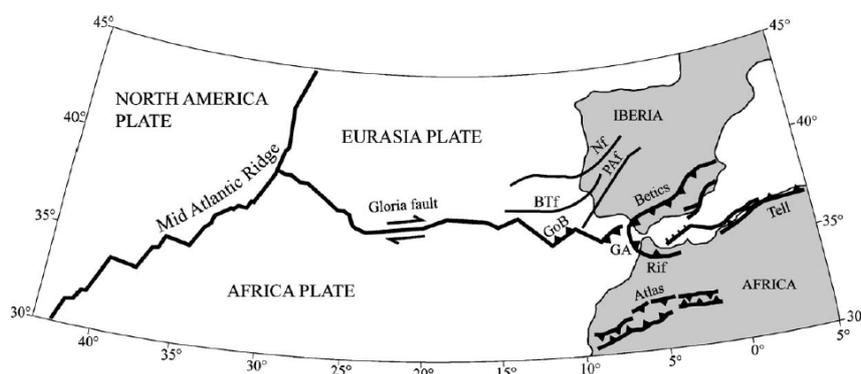


Figure II-4: Cadre tectonique de plaque de la zone de Gibraltar (modifié d'après Jiménez-Munt et Negro, 2003; Loget et Van Den Driessche, 2006). GA, Gibraltar Arc; GoB, Gorringer Banque; BTf, Bato-Tajo fault; Nf, Nazare fault; PAF, Plasencia-Alentejo fault.

Le mouvement entre ces deux plaques est faible (~ 4 mm/an; Argus et al., 1989). Il est structuralement limité à l'ouest par le réseau de failles transformantes Açores-Gibraltar et par l'arc de Gibraltar à l'est constitué par les chaînes montagneuses bétique et rifaine de l'orogénèse alpine (Hanquiez, 2006).

Depuis le Trias, le Golfe de Cadix a subi différentes phases de rifting et de compression principalement contrôlées par le mouvement soit en translation, soit en rotation des plaques Nubie, Ibérie et Eurasie (Gràcia et al., 2003). Ce jeu relatif a été le moteur de l'initiation ou de l'arrêt des échanges entre la Méditerranée et l'Atlantique.

L'exemple le plus significatif se situe au Miocène terminal, avec la réouverture de la connexion entre la Méditerranée et l'Atlantique clôturant ainsi la crise messinienne (Campillo et al., 1992) en rétablissant ainsi les échanges hydrologiques dans la zone. A une échelle plus large, elle est à l'origine de la mise en place d'unités tecto-sédimentaires composant « l'olistostrome » qui représente la partie profonde d'un vaste prisme d'accrétion (Fig. II-6), pièce la plus marquante du régime compressif qui résulte de la subduction océanique à vergence ouest au niveau de l'arc de Gibraltar récemment illustré par des coupes de tomographie sismique (Gutscher et al., 2002).

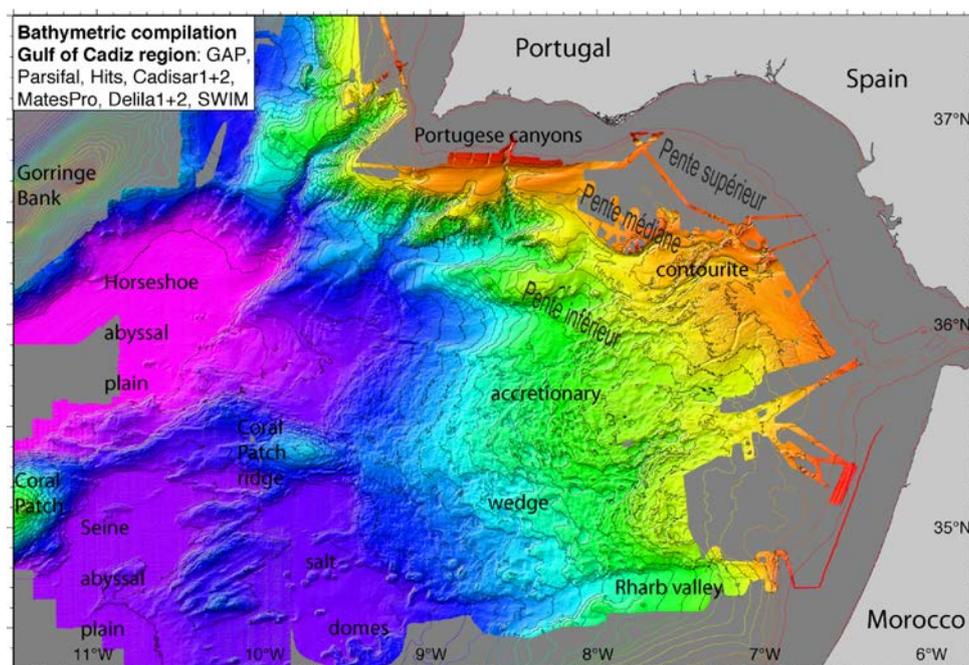


Figure II-5: Carte de compilation bathymétrique des données de la communauté SWINN d'après Zitellini et al., 2009.

Actuellement, le régime tectonique est caractérisé par une subsidence modérée, une transpression locale et un mouvement complexe des plaques le long du réseau de failles transformantes Açores-Gibraltar. Cette activité tectonique est à l'origine d'une sismicité importante dans le Golfe de Cadix responsable notamment du tremblement de terre historique et tsunamogène de Lisbonne en 1755 (Zitellini et al., 2001; Zitellini et al., 2004; Thiebot et Gutscher, 2006).

Le Golfe de Cadix est affecté par de nombreuses failles et accidents structuraux enfouis qui ont un rôle important dans la circulation océanique car ils servent d'obstacles et chenalisent les courants marins profonds. Les canyons comme le Canyon de Portimao sont orientés sur des accidents structuraux profonds. Le Golfe est également le siège d'une tectonique salifère responsable de la remontée de diapir et probablement de la formation des bassins intra-pente (Hanquiez, 2006).

La mise en place des échanges Méditerranée/Atlantique

Lors du Pliocène inférieur une augmentation importante du taux de subsidence contribue à des grands changements des modèles de dépôts. 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 la marge (Maldonado et Nelson, 1999). Lors de la convergence NNW/SSE entre les plaques Nubie et Eurasie à la fin du Néogène, le secteur frontal de l'arc de Gibraltar commence à expulser du matériel à l'origine des unités allochtones reconnues depuis le Golfe de Cadix jusqu'à la plaine du Fer à Cheval (Torelli et al., 1997; Maldonado et Nelson, 1999; Gràcia et al., 2003; Fig. II-4). 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; Gutscher et al., 2002).

Au cours du Quaternaire, le détroit de Gibraltar connaît des phases de soulèvement pendant que le Golfe de Cadix est en extension dans sa partie occidentale, malgré le régime compressif 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).

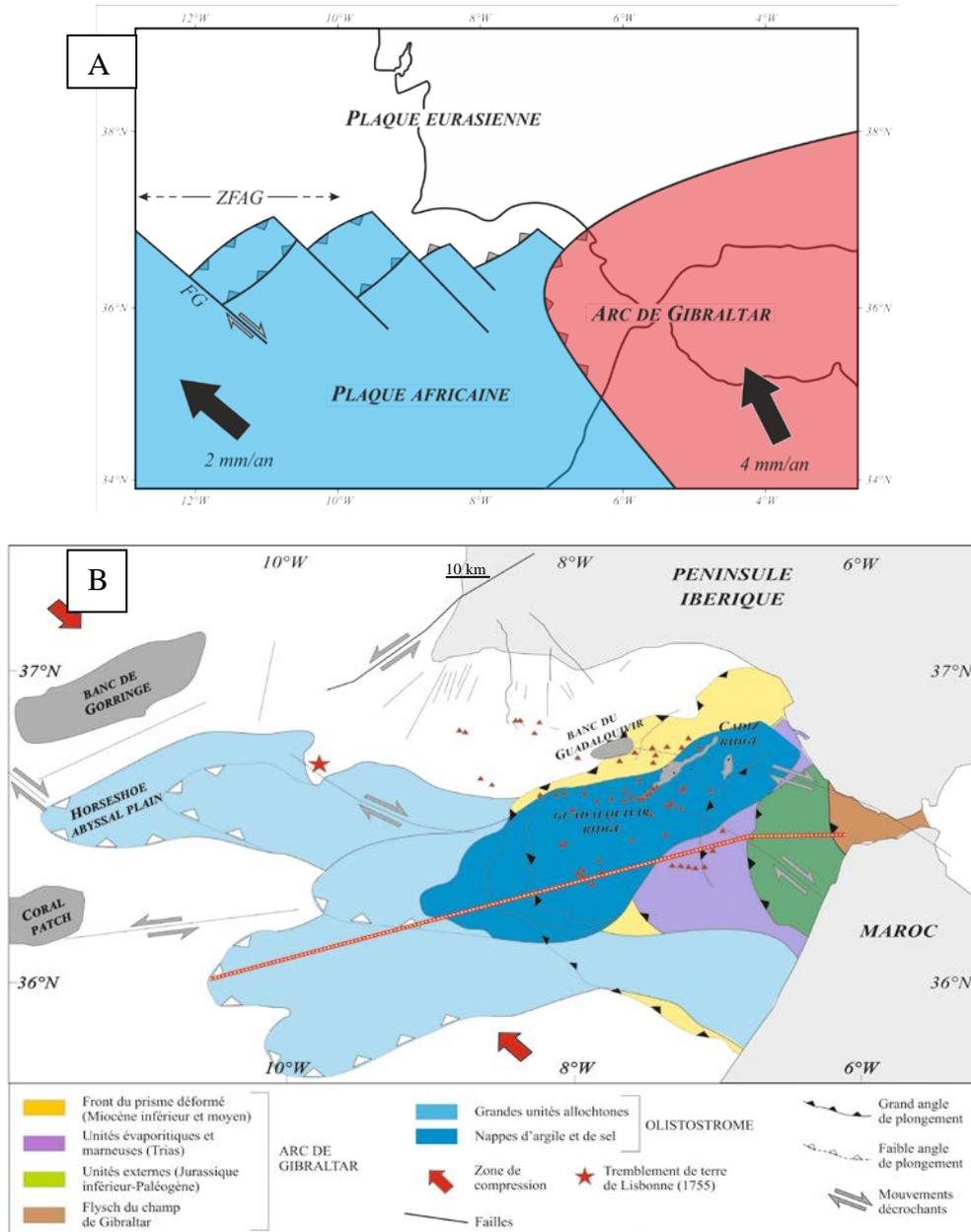


Figure II-6: Contexte géodynamique et structural du Golfe de Cadix. **A**: Localisation de la limite des plaques lithosphériques; ZFAG, zone faillée Açores-Gibraltar. **B**: Carte tectonique simplifiée avec les unités sédimentaires composant « l'olistostrome/prisme d'accrétion ». Compilation réalisée d'après (Maldonado et al., 1999; Díaz-del-Río, 2003; Maestro et al., 2003; Medialdea et al., 2004; Marchès, 2008).

III. HYDRODYNAMIQUE DU GOLFE DU CADIX

III.1. le trajet de la VEM dans le Golfe de Cadix

Actuellement, la circulation sur la marge du Golfe de Cadix est principalement influencée par l'échange des masses d'eau au niveau du Détroit de Gibraltar. Cet échange est matérialisé par un courant de fond d'environ 1,78 Sv (Bryden et Stommel, 1984; Bryden et al., 1994) provenant de la Méditerranée appelé la Veine d'Eau Méditerranéenne (VEM) qui est un courant chaud (environ 13° C) et salé (environ 36,5 ‰) avec une teneur en oxygène de 4 ‰ (Madelain, 1970; Ambar et Howe, 1979 a et b). Elle est formée à 90% par les eaux intermédiaires levantines (Levantine Intermediate Water) et dans une moindre proportion des eaux profondes ouest méditerranéennes (Western Mediterranean Deep Water, Bryden et Stommel, 1984). Un courant de retour moins salé et plus froid circule en surface de l'Atlantique vers la Méditerranée : le flux entrant Atlantique (AI, Fig. II-7).

La VEM représente dans le Golfe de Cadix un courant de fond fort et indépendant (contre-courant géostrophique méditerranéen), qui se déplace du SE vers le NW le long de la pente médiane sud-ibérique au-dessus de la North Atlantic Deep Water (NADW) (Madelain, 1970; Mélières, 1974; Zenk, 1975; Thorpe, 1975; Gardner and Kidd, 1983; Ochoa and Bray, 1991; Baringer and Price, 1999; Nelson et al., 1999).

Au niveau du détroit de Gibraltar, la VEM se trouve à une profondeur d'eau de 40 à 200 m (Gascard et Richez, 1985). Après avoir passé le détroit de Gibraltar, la VEM forme un flux turbulent entre 150 et 200 m de large qui s'écoule vers l'Ouest-Sud-ouest le long d'un chenal étroit à l'embouchure du détroit à une vitesse de plus de 2 m/s (Ambar et Howe, 1979 a et b). Ensuite la VEM est déviée vers le nord-ouest sous l'effet de la force de Coriolis (Fig. II-7). Elle s'enfoncé progressivement le long de la pente continentale entraînée par son excès de densité. Finalement, la VEM perd le contact avec le fond marin à une profondeur de 1000 m dans le secteur oriental du Golfe de Cadix et à 1400 m dans le secteur occidental (Baringer et Price, 1999).

Ce flux très élevé au travers du Détroit de Gibraltar influence considérablement la salinité et la température de l'Océan Atlantique Nord en dessous de la Nord Atlantic Central Water (NACW) (Fig. II-8, Mauritzen et al., 2001; Slater, 2003).

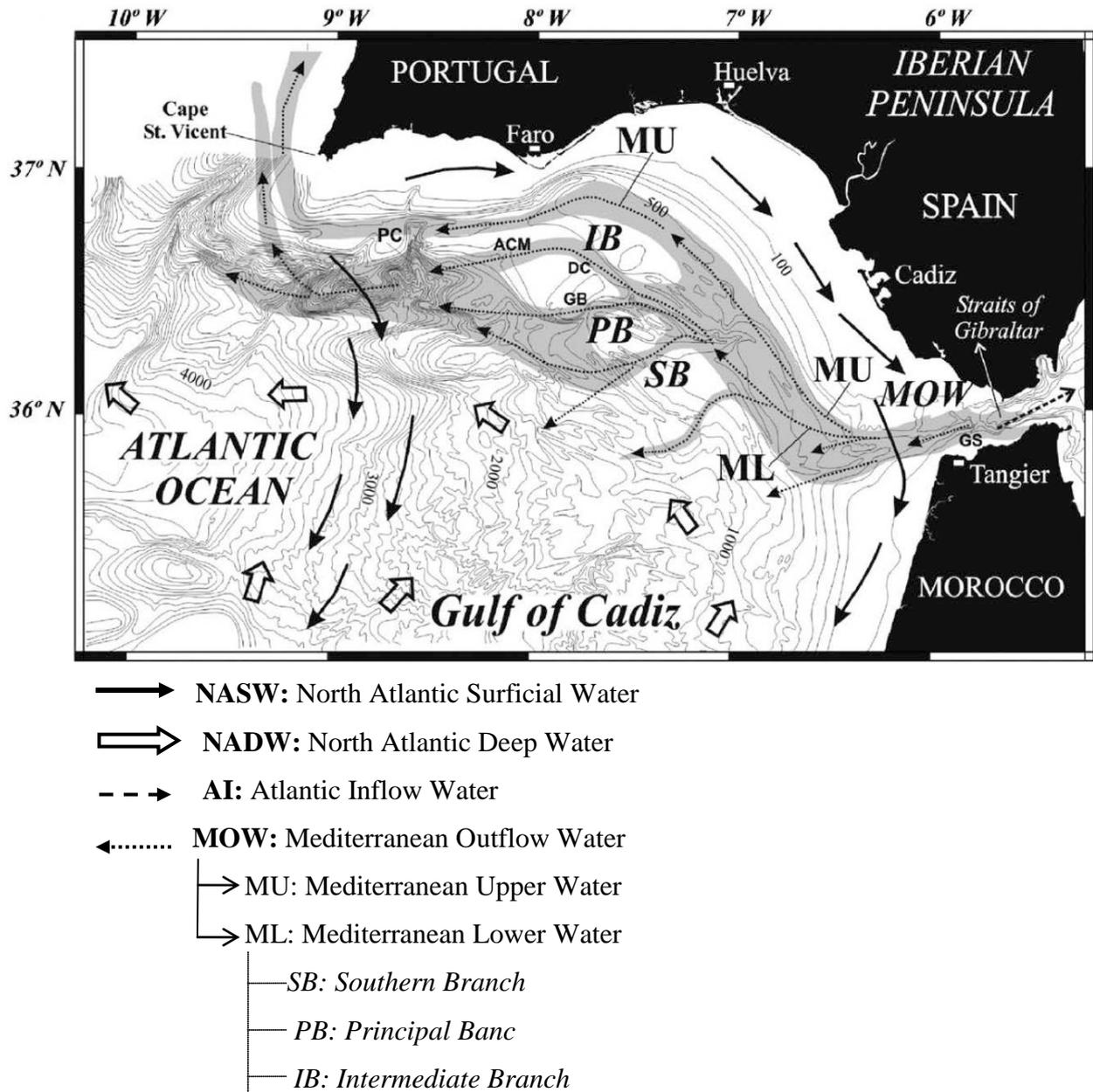


Figure II-7: Carte bathymétrique (d'après Heezen et Johnson, 1969) représentant les différentes branches de circulation de la VEM (Madelain, 1970) modifiée par Hernández-Molina et al., (2003). GS, Gibraltar Seamounts; GB, Guadalquivir Bank; DC, Diego Cao Channel; ACM, Alvarez Cabral Moat; PC, Portimao Submarine Canyon.

Dans le détail la VEM est fortement affectée par la topographie du fond. Les irrégularités topographiques contrôlent l'orientation de ses différentes branches et contribuent

à la génération de tourbillons (Richardson et al., 2000) en raison des mécanismes de frottement (Madelain, 1970; Shapiro et Meschanov, 1996; Borenäs et al., 2002). Vers l'ouest, la température la salinité et la vitesse de la VEM diminuent. La VEM se divise alors en deux courant principaux (Fig. II-7) : la Veine Méditerranéenne Supérieure (Mediterranean Upper Water, MUW), et la Veine Méditerranéenne Inférieure (Mediterranean Lower Water, MLW) (Madelain, 1970; Zenk, 1975; Ambar et Howe, 1979b; Gardner et Kidd, 1983; Ochoa et Bray, 1991; Johnson et Stevens, 2000; Borenäs et al., 2002; García et al., 2009; Hernández -Molina et al., 2003).

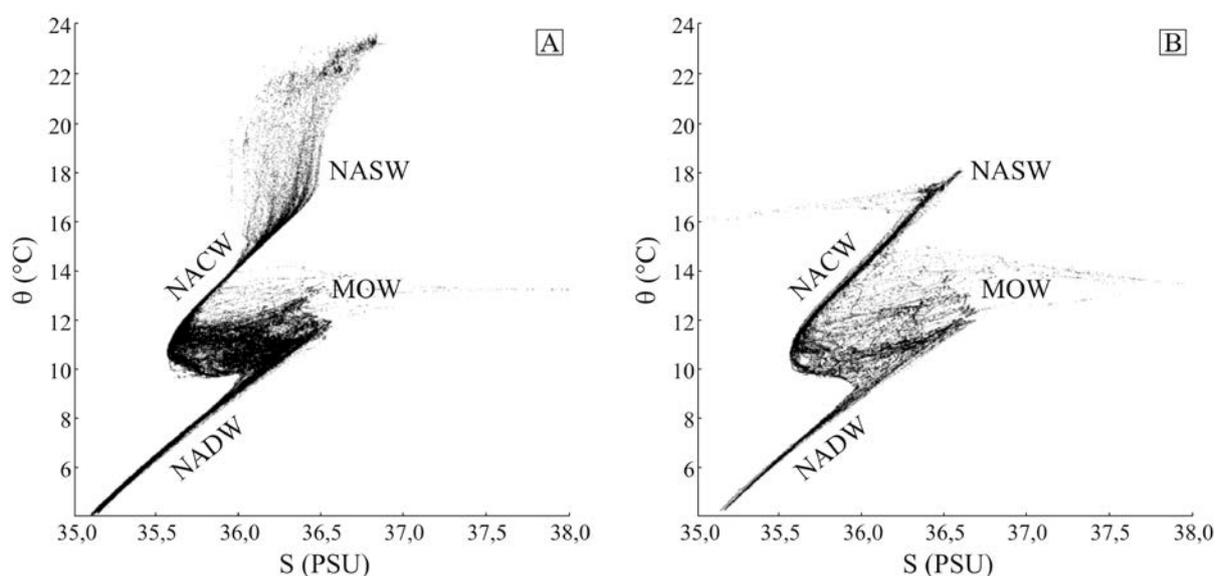


Figure II-8 : Caractéristique des différentes masses d'eaux, diagrammes T/S de données collectées (A) en septembre 1997 et (B) en janvier 1998 dans le Golfe de Cadix (d'après Ambar et al., 2002; Hanquiez, 2006).

(a) La MUW est la branche la plus étroite de la VEM. Elle constitue sa composante géostrophique (Madelain, 1970; Ochoa et Bray, 1991; Baringer et Price, 1999). Elle représente le courant le moins dense qui s'écoule vers le nord-ouest parallèlement à la pente continentale à des profondeurs comprises entre 500 et 750-800 m, à la base de la pente continentale supérieure jusqu'au Cap Saint-Vincent avec une vitesse moyenne de 46 cm/s, une température moyenne de 3,7 °C, et une salinité de 37,07 ‰ (Ambar et Howe,

1979b; Ambar et al., 1999). Sur la marge sud Portugaise, l'influence des canyons sous-marins dont principalement le Canyon de Portimão, sur la MUW a été démontré, avec en particulier la formation de *meddies*' (Prater et Stanford, 1994).

- (b) 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 perpendiculairement à la pente continentale entre 750/800 m et 1200 m de profondeur d'eau. 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; Ambar et al., 2002).

La morphologie de la pente continentale engendre la formation de trois écoulements secondaires au sein de la MLW (Fig. II-7), chacun s'écoulant dans des chenaux profonds indépendants (Madelain, 1970; Kenyon et Belderson, 1973; Mélières, 1974; Nelson et al., 1993, 1999; García et al., 2009) :

1 - la branche intermédiaire (*Intermediate Branch*, IB) qui s'écoule entre 700 et 900 m de profondeur d'eau environ. Cet écoulement peut être localement canalisé par des vallées orientées SE/NW comme le chenal de Diego Çao dans lequel des vitesses de l'ordre de 0,4 à 0,8 m.s⁻¹ ont été mesurées.

2 - la branche principale (*Principal Branch*, PB) qui naît au sud du banc de Guadalquivir et s'écoule dans le chenal de Guadalquivir (Hernández-Molina et al., 2003).

3 - la branche sud (*Southern Branch*, SB) formée à partir de courants canalisés par le Chenal de Cadix et débouchant sur la pente continentale à des profondeurs d'eau comprises entre 1000 et 1200 m. Cet écoulement est caractérisé par une température d'environ 10,4°C et une salinité de 36,3 ‰ (Ambar et al., 2002). La vitesse de la SB est de l'ordre de 0,3 à 0,5 m.s⁻¹. Plus à l'ouest, la SB continue son trajet en direction du Cap Saint-Vincent avec des vitesses qui décroissent jusqu'à 0,3 - 0,1 m.s⁻¹.

Au niveau du Cap Saint-Vincent, la Veine d'eau Méditerranéenne inférieure (MLW) présente encore deux écoulements circulant entre 700-800 m et 1200-1300 m (Fig. II-7). Ces deux écoulements sont la continuité vers l'ouest de la IB et du PB (Zenk, 1970, 1975; Ambar et Howe, 1979a; Baringer et Price, 1997; Ochoa et Bray, 1991; Daniault et al., 1994; Iorga et Lozier, 1999a, b; Borenäs et al., 2002). Un autre courant moins profond a été observé vers

400-600 m de profondeur d'eau, présente la continuité de la MUW (Fig. II-7, Zenk, 1975; Ambar, 1983).

La NADW (North Atlantic Deep Water, Fig. II-9) constitue la masse d'eau principale de l'Océan Atlantique. Elle se forme aux hautes latitudes à partir du plongement des 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 (Fig. II-9). Ainsi, au niveau du Golfe de Gascogne la signature de la VEM est encore nette vers 700 et 1100 m, notamment dans le canyon de Capbreton.

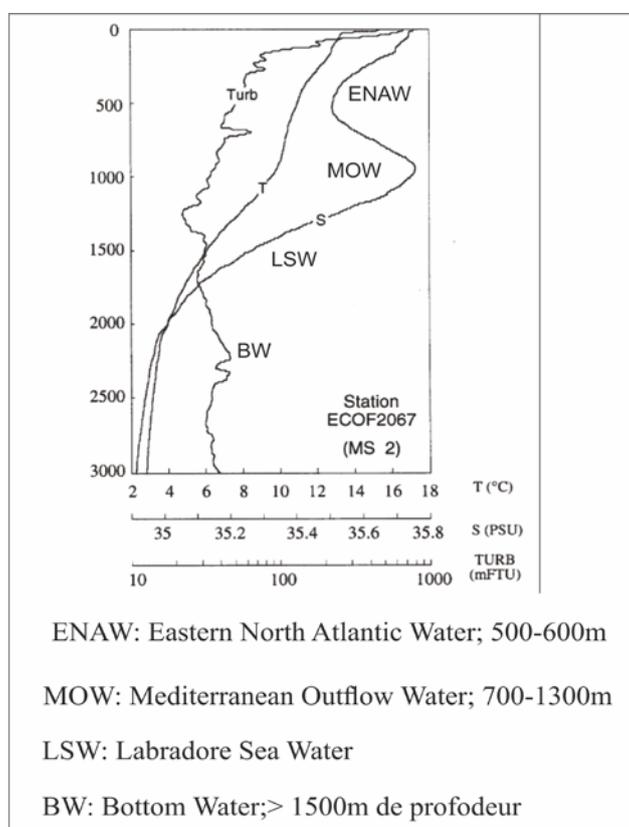


Figure II-9: Principales masses d'eaux dans l'océan Atlantique (Golfe de Gascogne, Mavel, 2008)

III.2. L'influence de VEM dans l'Atlantique Nord: implications globales

Au sein de l'océan Atlantique Nord, trois parcours de la VEM peuvent être identifiés (Fig. II-10): (1) au nord le long de la pente continentale ibérique, (2) à l'ouest du cap Saint-Vincent, et (3) au sud-ouest et vers l'ouest, jusqu'aux îles Canaries (Slater, 2003).

La circulation de la branche agéostrophique VEM à l'ouest du Golfe de Cadix tend à redistribuer la salinité au sud de 34° N (Fig. II-10), Le branche géostrophique de la VEM tourne vers le nord après le Cap Saint-Vincent-et entre dans la dépression du Bassin du Tagus (Zenk et Armi, 1990). Au niveau de ce bassin le flux se subdivise : une partie s'écoule vers le nord le long de la pente ibérique et l'autre est déviée vers l'ouest (Worthington, 1976; Iorga et Lozier, 1999a; Slater, 2003). Par la suite, le flux qui coule vers l'ouest est divisé par le Banc de Gorringer en deux composantes sud et nord (Iorga et Lozier, 1999a), qui se rejoignent pour former une gyre anticyclonique qui finalement rejoint l'écoulement nord, à l'extrémité du promontoire de l'Estrémadure, créant un réservoir d'eau méditerranéenne (Iorga et Lozier, 1999a; Hernández-Molina et al., 2006).

De là, la VEM pénètre vers le nord le long de la pente continentale du Portugal, et diverge plus loin en deux branches au niveau du banc de Galice. Au Nord de ce banc, les deux branches convergent et tournent vers l'est dans le Golfe de Gascogne en suivant la pente nord-ibérique pour atteindre finalement le Banc de Porcupine (Fig. II-10). La VEM peut être identifiée par sa salinité très au nord de 50° 20' N. Ensuite, une branche du Courant Nord Atlantique (NAC) s'écoule vers l'est et converge avec l'écoulement nord-ouest de la VEM, réduisant sa signature en termes de salinité (Iorga et Lozier, 1999a). Juste à l'ouest de la *Goban Spur*, certaines branches de la VEM tournent vers l'ouest, et se mélangent avec une autre branche de la NAC, tandis que le d'autres continuent comme un courant le long de la pente dans le chenal Rockall (Fig. II-10).

L'importance de la VEM dans l'océan Atlantique Nord et est maintenant largement reconnue mais il y a encore beaucoup de débats sur sa contribution en tant que déclencheur ou facteur de contrôle sur la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord (Slater, 2003).

IV. PALEOCEANOGRAPHIE

IV.1. Les variations séculaires à milléniales de la veine d'eau méditerranéenne

L'ouverture du Déroit de Gibraltar a lieu à la fin du Miocène (Berggren et Hollister, 1974; Mulder et Parry, 1977; Dillon et al., 1980; Maldonado et al., 1999). Cette évolution provoque la réouverture de la connexion entre l'Atlantique et la Méditerranée (Fig. II-3), conduisant ainsi à la fin de la crise de salinité messinienne (Campillo et al., 1992). Après son ouverture, le Déroit de Gibraltar est devenu un passage océanique plus important qui permettra la circulation de la VEM vers l'océan Atlantique (Nelson et al., 1993, 1999). Le refroidissement global du Pliocène terminal (2,4 Ma) et la mise en place d'un climat plus aride dans la région méditerranéenne ont induit la formation 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 méditerranéennes et atlantiques aient subi des variations significatives liées aux changements climatiques combinées à celles du niveau marin, la plupart des études se sont cantonnées à la reconstruction des échanges au cours 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).

Le VEM peut être caractérisée comme un courant de fond (contour) chaud et intermédiaire, et non comme une masse d'eau profonde froide de type thermohaline. L'influence de la VEM, comme un courant de fond, sur les dépôts sédimentaires de la marge nord de Golfe de Cadix, a été étudiée pendant les 30 dernières années (Madelain, 1970; Mélières, 1974; Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1985b; Nelson et al., 1993, 1999; García et al., 2009; Llave et al., 2001, 2004, 2006; Stow et al., 2002; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Llave, 2003; Mulder et al., 2003, 2006).

Les variations de la circulation de VEM et du niveau marin de la dernière période glaciaire jusqu'à l'Actuel ont été étudiées à partir des foraminifères benthiques et des diatomées, ainsi que des mesures sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques. Au cours de la dernière période glaciaire (20 000-18 000 BP), il y avait un important échange vertical entre les masses d'eaux (AIW et MOW, Caralp, 1988, 1992), Le modèle d'échange au

travers du détroit de Gibraltar était similaire à celui pour l'Actuel, mais avec un écoulement de la VEM vers l'ouest plus faible (Grousset et al., 1988; Caralp, 1988, 1992; Vergnaud-Grazzini et al., 1989) et un climat plus aride provoquant une augmentation de la salinité des eaux méditerranéennes (Béthoux, 1984; Rohling et Bryden, 1994; Matthiesen et Haines, 2003).

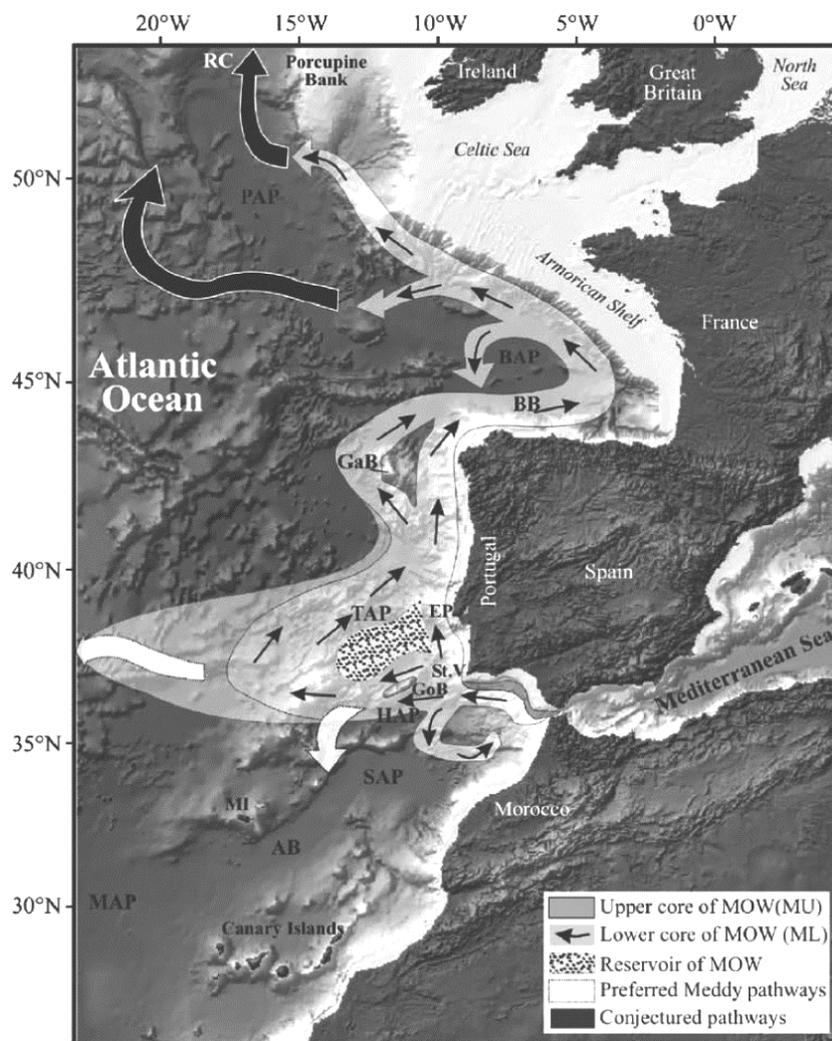


Figure II-10 : Modèle générale de circulation de la VEM dans l'Atlantique Nord (modifié par Iorga et Lozier, 1999a), BAP, Biscay Abyssal Plain; BB, Bay of Biscay; EP, Extremadura Promontory; GaB, Galicia Bank; GoB, Goringe Bank; HAP, Horseshoe Abyssal Plain; MAP, Madeira Abyssal Plain; MI, Madeira Island; PAP, Porcupine Abyssal Plain; RC, Rockall Channel; SAP, Seine Abyssal Plain; St.V, Cap Saint-Vincent; TAP, Tagus Abyssal Plain; AB, Agadir basin.

Pendant la période de Noglaciation (événement d'Heinrich 1; 15 000 - 13 000 ans BP), l'intensité de la VEM a augmenté. Entre 13 000-11 000 ans BP (Younger Dryas) le flux de la VEM a diminué. Une nouvelle intensification dans l'écoulement de la VEM est enregistrée au début de l'Holocène (11 000-10 000 ans BP). Cependant, au cours de l'Holocène inférieur (10 000-7 000 ans BP) la formation d'eaux profondes en Méditerranée est considérablement ralentie.

A l'Holocène supérieur (à partir de 7 000 ans BP), une augmentation du débit de la VEM est observée jusqu'à son niveau actuel (Abrantes, 1988; Caralp, 1988, 1992; Vergnaud-Grazzini et al., 1989).

Durant chaque période climatique la VEM évolue de manière assez similaire sur les 40 000 dernières années: elle accélère pendant des périodes froides, (bas niveau marin relatif), déposant des contourites grossières dans la zone centrale de la pente moyenne.

Au cours des périodes chaudes (haut niveau marin relatif), les sédiments fluviaux et les sables terrigènes restent piégés sur le plateau et seules des contourites fines se déposent dans les zones distales et plus profondes de la marge. Durant les périodes chaudes, la densité de la VEM a également été plus faible que lors des périodes climatiques froides (Zahn et al., 1987; Schönfeld, 1997; Cacho et al., 2000), mais l'intensité de la MUW était plus forte. Pendant ces périodes chaudes, les dépôts contouritiques grossiers se sont ainsi développés dans les zones moins profondes sous l'influence de la MUW (Nelson et al., 1993; Llave et al., 2004, 2006).

IV.2. Les variations saisonnières de la veine d'eau méditerranéenne

Actuellement, des fluctuations de température, salinité et vitesse de la VEM ont été observées de l'échelle journalière à saisonnière (Thorpe, 1976; Stanton, 1983; Ambar et al., 1999, 2002). Ces fluctuations contrôlent la profondeur de l'interface AIW/VEM 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).

V. LA SEDIMENTATION EN DOMAINE MARIN

V.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 actuels et très récents. Les dépôts sableux du domaine infralittoral interne évoluent vers des dépôts sableux à argileux-sableux à partir de 25 m de profondeur d'eau, avec localement des affleurements grossiers holocène de faible extension contenant des graviers (Rey et Medialdea, 1989; Fernández-Salas et al., 1999; Lobo et al., 2001). 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 graveleux-sableux à la limite plateau-pente (Gonzalez et al., 2004).

V.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. Le système de dépôt contouritique est situé sur la pente moyenne et divisé en cinq secteurs morpho-sédimentaires de l'est à l'ouest (Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006) appelé le Système de dépôt du Golfe de Cadix (CDS d'Hernandez-Molina et al., 2006). La vitesse du VEM localement conditionnée par la profondeur et la topographie du fond constitue un facteur essentiel dans le développement des différents éléments du CDS (Fig. II-11) :

Les secteurs sont numérotés de 1 à 5 de l'est vers l'ouest.

➤ ***Secteur-1: secteur d'affouillement proximal et de rubans sableux.***

Ce secteur est situé dans la partie Sud-Est entre Cadix et le Détroit de Gibraltar. Il est caractérisé par une plate-forme orientée le long de la pente entre 500 et 800 m de profondeur d'eau (Fig. II-11). Elle a été décrite pour la première fois par Kenyon et Belderson (1973) et plus récemment par Habgood (2002) et Habgood et al. (2003). C'est une zone étendue (90 km de long et 30 km de large) dominée par l'érosion avec plusieurs traces d'affouillements alignés selon une orientation NW-SE (Fig. II-12). Dans la partie nord-ouest de ce secteur il existe quelques dépôts grossiers d'orientation

par rapport à la VEM incluant des rubans et des dunes sableuses (Fig. II-11). Un banc de sable a été également identifié par Akhmetzhanov et al. (2002) et Akhmetzhanov (2003) à la limite SE entre les secteurs 1 et 2.

➤ ***le secteur-2 : Le lobe sédimentaire de débordement.***

Ce secteur situé à l'ouest du précédent, à une profondeur d'eau comprise entre 800 et 1600 m montre une forme en éventail de 65 km de long et 60 km de large (Fig. II-11). Il est principalement constitué de sable et de grands lobes sédimentaires vaseux avec des zones des dunes sableuses et vaseuses. Des traces d'érosion sont également identifiées incluant plusieurs sillons (ou des petits canaux discontinus) avec une orientation NE-SW, une section transversale en forme de «U» et rétrodiffusion moyenne à forte (Fig. II-11).

Le plus grand de ces sillons, situé entre 900 et 1200 m de profondeur d'eau, a une longueur d'environ 50 km et une largeur d'environ 0,8 à 1,7 km (García et al., 2009). Il a d'abord été décrit par Kenyon et Belderson (1973), puis nommé «Chenal de Gil Eanes» par Kenyon et al. (2000) ou sillon Fs1 par Habgood et al. (2003). La présence de sillons dans ce secteur a été décrite en détail par (García et al., 2009; Habgood, 2002; Habgood et al., 2003). Leur présence suggère une grande complexité dans le transit sédimentaire de ce secteur (Akhmetzhanov et al., 2002; Akhmetzhanov, 2003). En utilisant la nomenclature de Habgood et al. (2003) trois sillons, FS1, FS2 et FS3, sont reliées à la terrasse du secteur 1 (Figs. II-11 et II-12), alors que d'autres sillons (A1-A4 de Habgood et al., 2003) identifiés avec le sonar latéral ne sont pas reliés à ce secteur (Figs. II-11 et II-12). A l'embouchure du principal sillon (Gil Eanes) plusieurs lobes sédimentaires ont été identifiés (Figs. II-11 et II-12, Habgood, 2002; Hanquiez, 2006; Hanquiez et al., 2009). Ils semblent issus de petites cicatrices de glissements (Hanquiez et al., 2009).

De plus, de nombreuses morphologies liées l'expulsion de fluides, comme les volcans de boue (Fig. II-12) (Somoza et al., 2002, 2003; Díaz del Río et al., 2003) sont observées et s'étendent sur l'ensemble du prisme d'accrétion. Cette zone a été interprétée comme une levée contouritique géante instable par Mulder et al., 2003; 2009.

➤ **Secteur-3: Chenaux des rides.**

Ce secteur est situé dans la zone centrale de la pente moyenne, entre Cadix et Faro, à une profondeur d'eau située entre 800 et 1600 m (Fig. 11). Il a d'abord été étudié par (Nelson et al., 1993, 1999; Baraza et al., 1999), mais a été décrit plus en détail par (García et al., 2009; Mulder et al., 2002, 2003; Habgood et al., 2003; Hernández-

Molina et al., 2003; Llave, 2003). Dans ce secteur, les principaux éléments morphologiques sont orientés sur des directions structurales canalisant les courants de fond et renforçant leur action érosive. Jusqu'à neuf chenaux contouritiques ont été identifiés dans ce secteur par García et al., (2009).

Les cinq les plus importants sont les chenaux de *Cadix*, *de Guadalquivir*, *de Huelva*, *de Diego Cao*, et *de Gusano* (Figs. II-11 et II-13). Ces chenaux, ont une longueur variant de 10 à plus de 100 km, une largeur de 1,5 à 10 km, et une profondeur de 10 à 350 m. Ils ont une section transversale dissymétrique avec une incision généralement supérieure sur les flancs nord (Fig. II-13, Nelson et al., 1993) a identifié des graviers dans les chenaux orientaux et du sable dans les chenaux occidentaux.

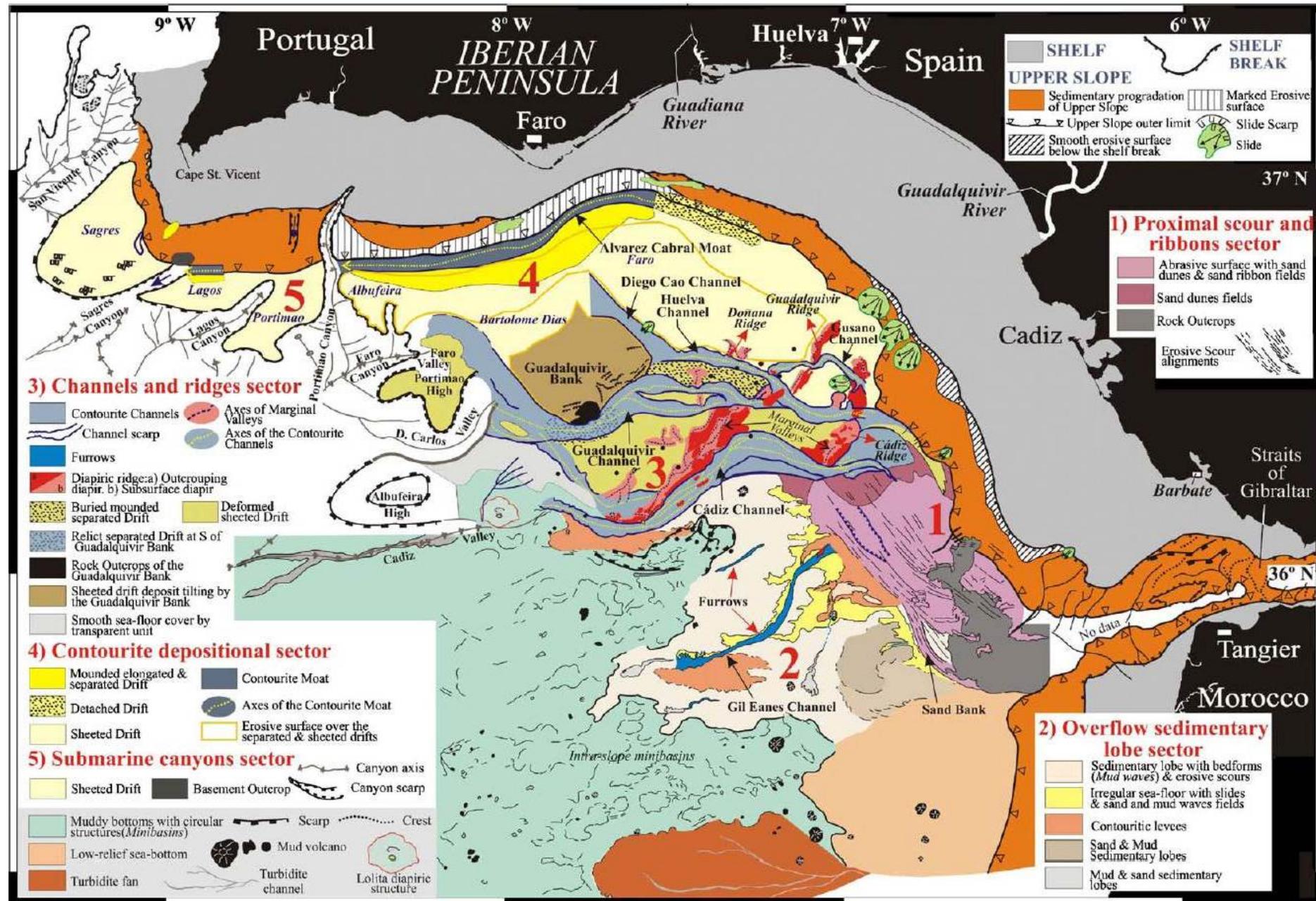


Figure II-11: Carte morpho-sédimentaire du Système de Dépôt Contouritique du Golfe de Cadix (Hernandez-Molina et al; 2003). Secteurs morpho sédimentaires: (1) le secteur d'affouillement proximal et de rubans de sable; (2) le lobe de débordement sédimentaire; (3) le secteur des rides et chenaux; (4) secteur des drifts contouritiques; (5) secteur des canyons sous-marins. Figure modifiée (Kenyon et Belderson, 1973; Akhmetzhanov et al., 2002; Habgood et al., 2003; Hernandez-Molina et al., 2003; Llave, 2003; Medialdea et al., 2004).

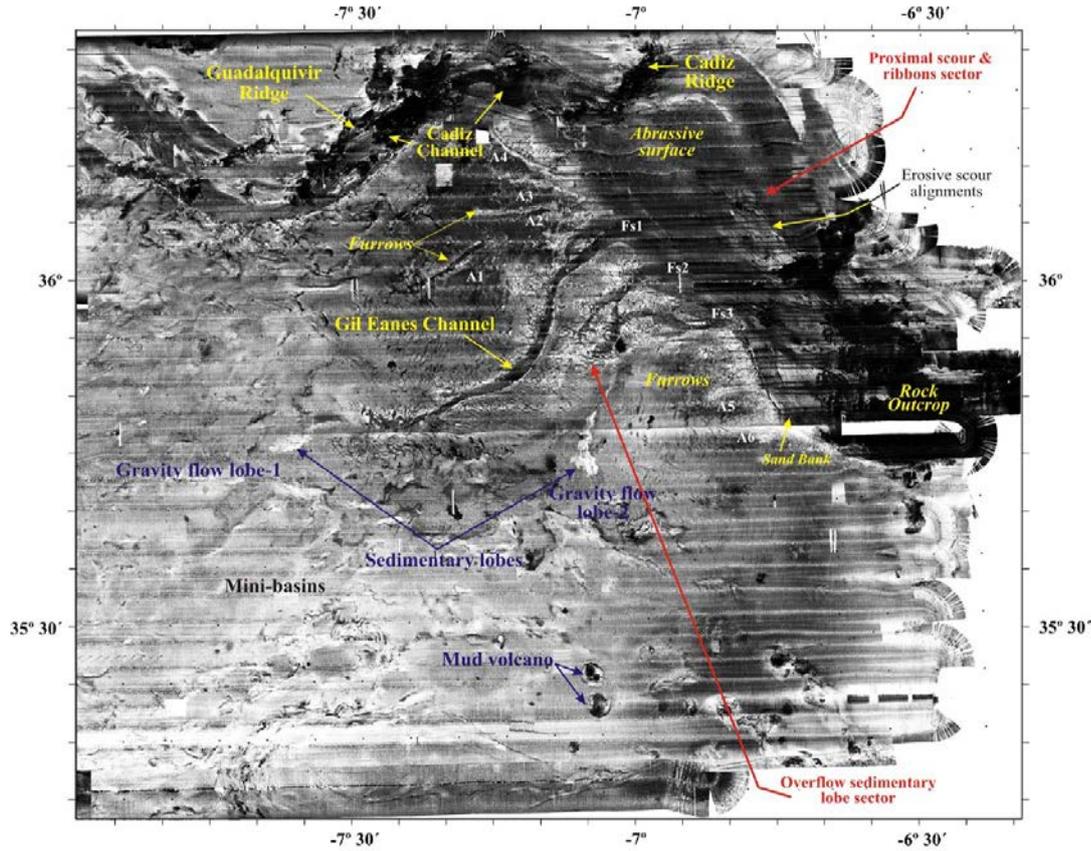


Figure II-12: Carte Marine à balayage latéral montrant la zone proximale d'affouillement et le secteur de rubans sableux (1) et le secteur du lobe de débordement sédimentaire (2). (Habgood et al., 2003)

Ces chenaux ont une forme longitudinale globalement sigmoïde orientée NW-SE le long des pentes et tournant pour s'orienter NE-SW, en raison de l'interaction des courants de fond avec la morphologie irrégulière et la pente des rides diapiriques (Fig. II-13). De nombreuses vallées marginales sont également observées sur les flancs nord de ces rides. Ce secteur, mis en place sur un système de dépôt contouritique fossile, est affecté par des phénomènes tectoniques et diapiriques et est actuellement dominé par l'érosion (Maldonado et Nelson, 1999; Llave et al., 2007).

Le chenal de Cadix est le plus important d'entre eux. Il a une longueur totale de 110 km et une orientation qui passe de SE-NW à NE-SW (Figs. II-11 et II-13). Ce chenal est plus large

(jusqu'à 8 km) dans les secteurs qui traversent les dépôts contouritiques, mais est plus étroit près de la Cadix Diapiric Ridge (CDR) et de la Guadalquivir Diapiric Ridge GDR (~2.4 km).

➤ **le secteur 4: les drifts contouritiques**

Ce secteur est situé dans le centre et le nord-ouest de la pente médiane. Il est caractérisé par la prédominance des dépôts contouritiques (drifts) avec deux principaux types d'accumulations:

(1) Les *separated mounded drifts* et (2) les *sheeted drifts* (Fig. II-11), selon la nomenclature de Faugères et al. (1999). Le drift contourite Faro-Albufeira a été étudié par plusieurs auteurs (Gonthier et al., 1984; Mougenot et Vanney, 1982; Faugères et al., 1985a, 1999; Stow et al., 1986, 2002; Llave et al., 2001), qui l'ont subdivisé en cinq éléments morphologiques.

De la pente supérieure à la pente médiane, ce sont situés sur (Fig. II-11): (a) une surface d'érosion sur la pente supérieure, (b) l'Alvarez Cabral Moat qui s'étend sur 80 km de long, 4 à 11 km de large, avec une section transversale en «U», (c) le *separated mounded drift* de Faro-Albufeira, de 80 km de long, 12 km de large, et une épaisseur qui peut atteindre 600 m, (d) les *sheeted drift* (Faro-Cadiz, Bartolomeu Dias, et Albufeira), qui forment le prolongement occidental du *separated mounded drift* de Faro-Albufeira et se caractérisent par une morphologie planaire, avec une longueur de 35 km une largeur de 12 km et une épaisseur d'environ 100 m), et (f) des surfaces érosives.

➤ **le secteur 5: les canyons sous-marins**

Ce secteur est situé dans la zone ouest de la pente moyenne et est caractérisé par la présence de structures érosives développées dans le sens de la pente comme les canyons sous-marins de Portimão, Lagos, Sagres et San Vicente, orientés approximativement NE-SW (Fig. 13) et de nombreuses ravines. Ils présentent des flancs raides et des fonds érosifs (Vanney et Mougenot, 1981; Mougenot et Vanney, 1982; Barnolas et al., 2000; Vázquez et al., 2000; Mulder et al., 2006; Hernandez-Molina et al., 2006; Marchès et al., 2009). Ces canyons traversent les *sheeted drifts* de Portimao (16 km de long et 14 km de large), de Lagos (24 km de long et 12 km de large) et Sagres (26 km de long et 30 km de large), à des profondeurs d'eau d'environ 1000 m (Llave et al., 2001; Llave, 2003, Fig. II-11).

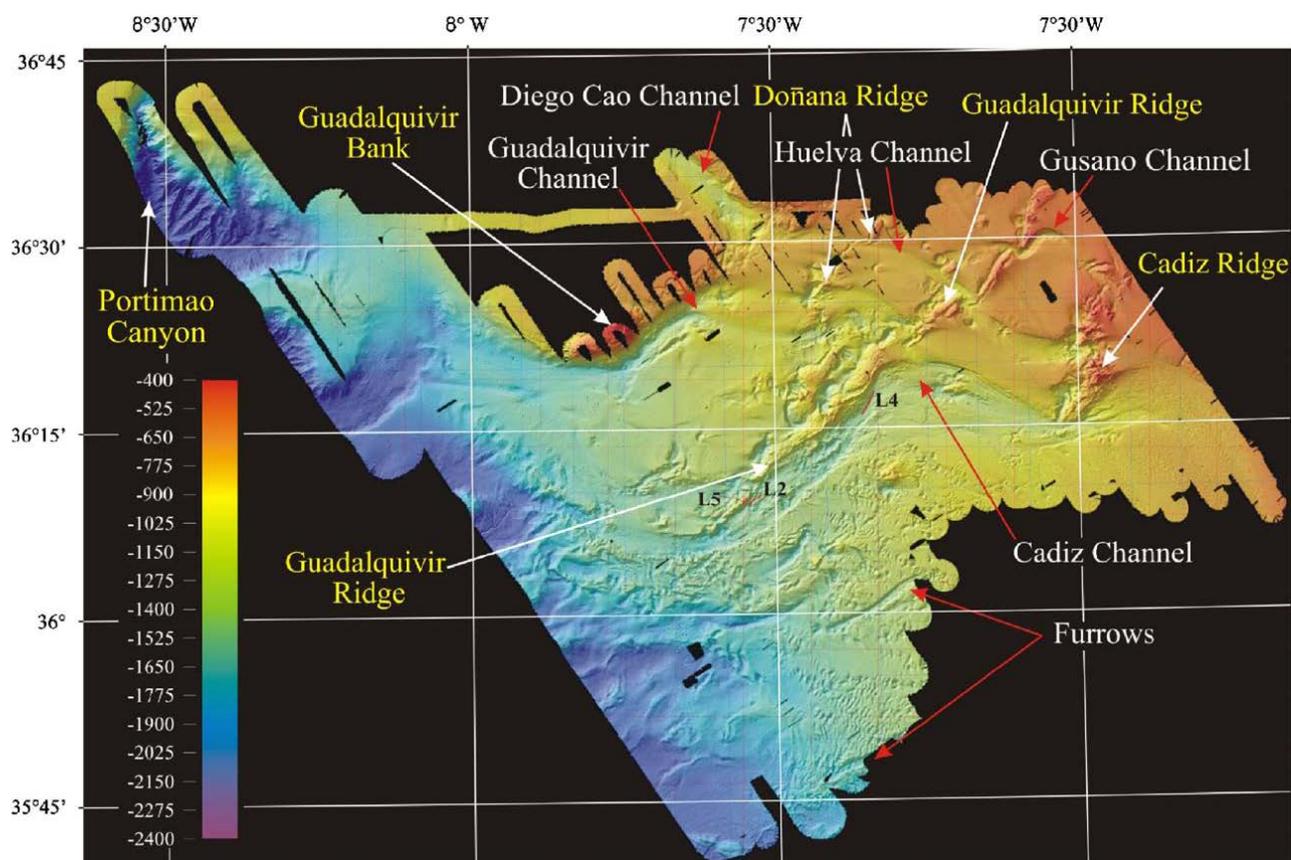


Figure II-13: carte bathymétrique du secteur central de la pente moyenne de système contouritique du Golfe de Cadix, montrant les chenaux contouritiques principaux, les sillons, et les rides diapiriques principales d'orientation moyenne NNE (Hernández-Molina et al., 2006).

V.3. Les Sources et la distribution de sédiments vers les CDS.

Les taux de sédimentation sont en général induits par un courant de fond est lié à la vitesse de ce courant, et aux sources des sédiments incluant l'érosion des sédiments sur le fond marin, les sources pélagiques et hémipélagiques dans la colonne d'eau, et l'éventuel piratage de courants de turbidité (Hernández-Molina et al., 2006). Le CDS a été construit au cours des 5 derniers millions d'années sous l'influence directe de la VEM, (Nelson et al., 1993). Une partie de l'accumulation au sein des drifts est constituée de la fraction biogène, alimentée par la productivité primaire (pélagique) des eaux de surface du Golfe de Cadix, et le remaniement des organismes benthiques. Une autre partie provient de la fraction terrigène, pour laquelle il est plus difficile de déterminer précisément la source et les voies de transport.

La localisation du Golfe de Cadix suggère l'existence de trois sources de sédiments terrigènes principales (Fig. II-14): (1) la Mer d'Alboran, *via* le Détroit de Gibraltar, (2) le Détroit de Gibraltar, dans lequel les très fortes vitesses de courant permettent une forte érosion (Esteras et al. 2000), (3) les plateaux continentaux espagnols et marocains. Une certaine quantité de ces sédiments est probablement issue de la partie ouest du Détroit de Gibraltar (Lobo et al., 2001, 2005a,b). Une autre partie a traversé le plateau et se déverse sur la pente par le processus de drapage du fond océanique (Viana et Faugères, 1998 ; Stow et al., 1998). D'autres particules sont issues de l'érosion des rides et les chenaux diapiriques dans le secteur 3 des glissements et les volcans de boue (Somoza et al., 2003). Les matières en suspension apportés par les panaches de surface issus des fleuves sud-ibériques, les canyons sous-marins et l'érosion de la pente continentale supérieure représentent une autre source. Le long de la pente supérieure de l'Algarve, une surface principale d'érosion a été identifiée par Llave et al. (2001). Enfin une fraction importante est apportée par les poussières éoliennes provenance du continent africain (Moreno et al., 2002) et de la marge portugaise.

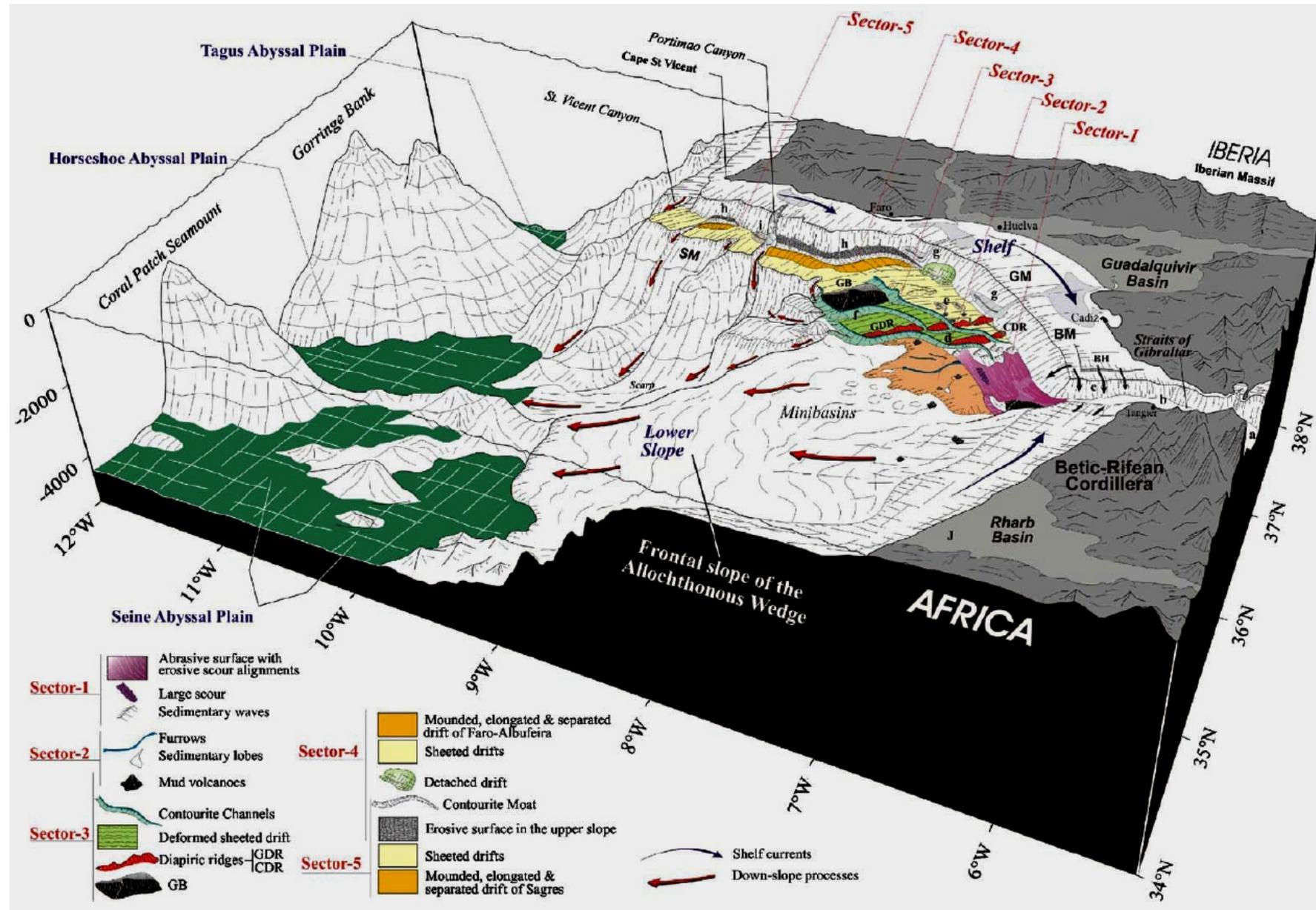


Figure II-14: Modèle sédimentaire du système contourite de dépôt (CDS) sur la marge continentale du Golfe de Cadix. BH, Barbate High; CDR, Cadiz Diapiric Ridge; GB, Guadalquivir Bank; GDR, Guadalquivir Diapiric Ridge; SM, South Iberic Margin; GM, Guadalquivir Margin; BM, Betic domain Margin. (A) Alboran Sea; (B) Strait of Gibraltar; (C) Spanish and Morocco shelves; (D) Diapiric and channel erosion; (E) mud volcanoes; (F) Guadalquivir Bank and channel erosion; (G) suspended matter from the main rivers; (H) erosion of the upper slope; (I) submarine canyons (Hernández-Molina et al., 2006)

CHAPITRE III :
DONNEES ET METHODES D'ANALYSES

I. DONNEES ET METHODOLOGIE

I.1. Origines des données

Pendant ce travail, j'ai étudié presque toutes les carottes sédimentaires qui ont été prélevées durant les campagnes IMAGES-V/GINNA (1999), CADISAR (2001), et CADISAR2 (2004) dans le Golfe de Cadix (Tableau III-1), qui se sont déroulées respectivement à bord des navires océanographiques « *Marion Dufresne II* » et « *le Suroît* ». Ces missions ont permis d'acquérir un grand nombre de données.

Les carottes retenues pour cette étude ont été choisies afin de compléter les travaux de mes collègues (V. Hanquiez, 2006 et E. Marchès, 2008), pour répondre au mieux aux problèmes envisagés qui sont d'une part, la reconstitution des paléoenvironnements qui sont sous l'influence de la VEM et, d'autre part, les éventuelles variations de la vitesse du courant lors des 50 000 ans à l'actuel.

Campagne	Année	Navire océanographique	Données	Outils	Traitement
IMAGES-V/GINNA	1999	Marion Dufresne II (IPEV)	4 carottes longueur totale : 76.93m	Carottier Calypso	
CADISAR	2001	le Suroît (IFREMER)	Bathymétrie et imagerie 36 profils sismiques Sparker 18 profils Sparker pasisar sismique HR et THR (2,5 et 3,5 kHz) 5CTD et 35 sondes Sippican 20 profils SAR 25 carottages longueur total : 55.81m	EM300 Sondeur de sédiments Carottier Küllenberg	Caraïbes (IFREMER)
CADISAR 2	2004	le Suroît (IFREMER)	Bathymétrie et imagerie 58 profils sismiques Sparker 5 profils Sparker Pasisar sismique HR et THR (3,5 kHz) 3 CTD et 84 sondes Sippican 6 profils SAR 25 carottages longueur total : 72.29m	EM300 sondeur de sédiments Küllenberg	Caraïbes (IFREMER)

Tableau III-1: synthèse des données obtenues et des outils utilisés lors des missions océanographiques.

I.2. Description des outils utilisés

La reconnaissance des fonds marins se fait par l'utilisation conjointe d'outils de positionnement, d'outils acoustiques, et d'analyses des sédiments par des méthodes destructives ou non destructives.

I.2.1 le positionnement : Des données de haute qualité seraient inutilisables sans un positionnement fiable. Grâce au système GPS différentiel utilisé lors de toutes les missions d'acquisition, le navire peut être positionné avec une marge d'erreur d'environ 2 m.

I.2.2 les outils acoustiques :

La bathymétrie multifaisceaux et l'imagerie acoustique

Les Sondeurs Multifaisceaux SMF sont des systèmes acoustiques sous-marins, qui permettent d'obtenir de manière précise et rapide :

- des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) ;
- des images sonar présentant la réflectivité locale du fond, sa nature, la texture et l'état des sédiments ou de la morphologie (imagerie acoustique).

Un sondeur multifaisceaux mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions déterminées par les faisceaux de réception du système. On explore ainsi le fond sur une large bande (de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur) avec une très grande résolution de l'ordre du mètre en verticale et de la vingtaine de mètres en spatial.

Pendant ce travail j'ai inclus quelques données qui proviennent des sondeurs multifaisceaux Simard EM300 embarqués à bord des navires océanographiques Marion Dufresne-II (IPEV-1999), Suroît (IFREMER - 2001, 2004).

Le sondeur multifaisceaux EM300 : la fréquence d'émission est 32 kHz. Ce système mis en œuvre par Simrad est destiné à l'exploration des fonds océanographiques dans une gamme de profondeur variant de 20 à 4000 m. Durant les missions Cadisar et Cadisar 2, plus de 12000 km² de couverture EM300 ont été utilisés afin de visualiser la morphologie dans le Golfe de Cadix à des profondeurs entre 200 et 2000 m (détails sur le site {<http://www.ifremer.fr/exploration/>}). On distingue généralement 4 classes d'équipements (Tab. III-2) :

Sondeurs	Plage de profondeur	Fréquence	Zones de levé
Grands fonds	100 à 12 000 m	10 – 15 kHz	penne, dorsale et plaines abyssales
Moyens fonds	30 à 3000 m	30 – 50 kHz	Plateau, penne
Petits fonds	5 à 500 m	80 – 120 kHz	Plateau continental
Très petits fonds	0 à 100 m	200 à 400 kHz	Zones littorales

Tableau III-2: Différents types d'équipements en fonction de la profondeur.

La sismique réflexion

La sismique réflexion permet l'étude en profondeur de l'épaisseur et de l'agencement des couches sédimentaires du sous-sol, à partir des ondes acoustiques créées artificiellement depuis la surface de l'eau. Les ondes acoustiques produites en surface sont réfléchies à l'interface entre deux milieux (exemple l'interface eau-sédiments ou l'interface entre deux couches sédimentaires) avec des impédances acoustiques différentes (vitesse de propagation des ondes acoustiques, densité du milieu au sein duquel elles se propagent). Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par l'intermédiaire de flûtes mono ou multitraces (hydrophones). Les informations sont généralement retranscrites sous la forme de coupes « temps » du sous-sol et exprimées en temps aller-retour (*Two Way Travel Time, TWTT* ou Temps Double, TD).

La propagation des ondes acoustiques dans le sédiment est plus facile quand la fréquence d'émission est basse et la résolution diminue avec la fréquence d'émission. La sismique haute résolution (HR 10-15 m de résolution) est définie par des fréquences d'émission comprises entre 50 et 400 Hz avec une pénétration du signal dans les sédiments qui varie entre 500 à 2000 m. Par contre la sismique très haute résolution (THR, 1-2 m de résolution) utilise des fréquences comprises entre 300 et 2000 Hz et une pénétration de 50 à 200 m sous le fond marin. Ainsi, en fonction de la résolution que l'on souhaite obtenir, plusieurs sources acoustiques peuvent être utilisées tels que les Sparkers (100-1000Hz) ou les

canons à air ou à eau (200-500 Hz). Cet outil est essentiellement utilisé pour l'analyse détaillée des sédiments superficiels.

I.2.3 les outils de prélèvement

Le **carottier Küllenberg**, est un outil de prélèvement utilisé depuis les années 70. Il permet de prélever la succession verticale dans laquelle les sédiments se sont déposés au fond. Sa pénétration verticale de plusieurs mètres de profondeur dépend du type de sédiment. Il est constitué :

- d'un tube en acier (chemise) de 60 ou 100 mm de diamètre. A l'intérieur se trouve un autre tube (gaine) PVC, qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. Sur le navire océanographique de l'Ifremer la longueur du tube en acier varie de quelques mètres à 30 m. Sur le Marion Dufresne, le carottier Calypso peut être équipé de tube de plus de 60 m de long.
- D'un lest de 800 à 1000 kg qui surmonte le tube, allant jusqu'à 6500 kg sur le carottier Calypso.
- D'un système de largage de l'ensemble (lest-tube) contrôlé par un bras de déclenchement auquel est relié soit à un déclencheur, soit à un carottier « pilote » de 60 à 100 mm de diamètre et de 1 m de long.

Le carottier suspendu à un câble (Fig. III-1), 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.

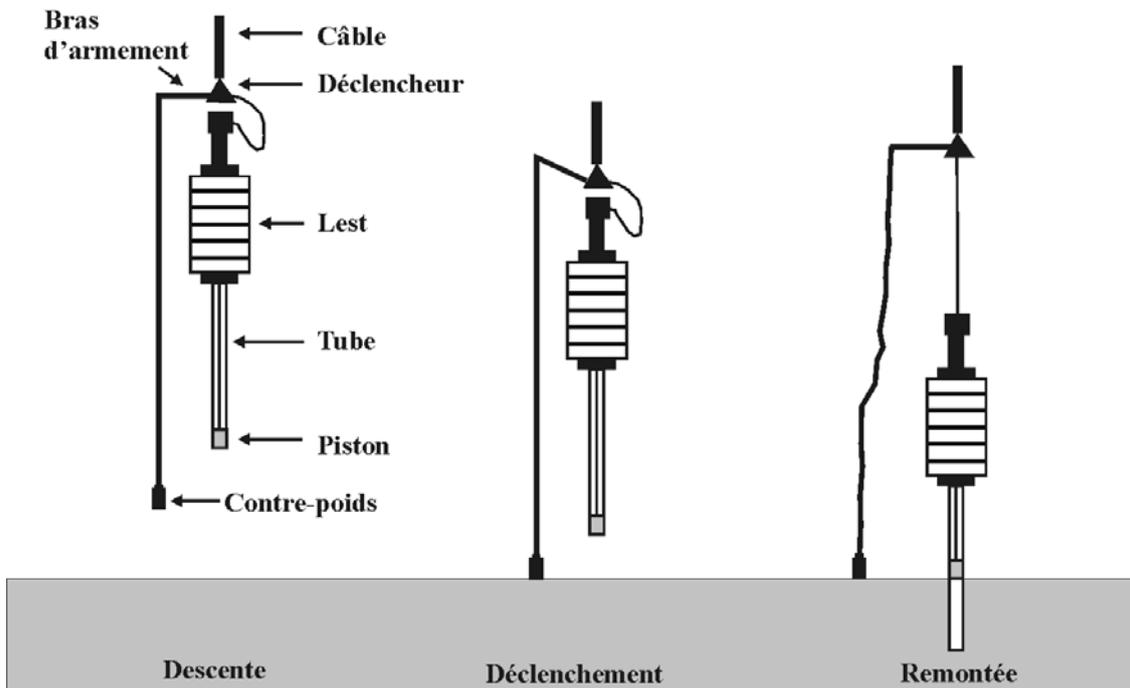


Figure III-1: Principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg. (Ducassou, 2006).

Le carottier Küllenberg est très efficace pour le prélèvement des sédiments fins (argiles et silts) mais de nombreuses améliorations techniques seraient souhaitables pour 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.

La plupart des carottes étudiées dans ce travail a été prélevée à l'aide d'un carottier de type Küllenberg, ce modèle de carottier très répandu, équipe actuellement les navires océanographiques de l'IFREMER. L'autre partie des carottes a été prélevée à l'aide d'un carottier long de type Calypso (Marion Dufresne-IPEV). Les deux systèmes sont comparés sur la Figure III-2.

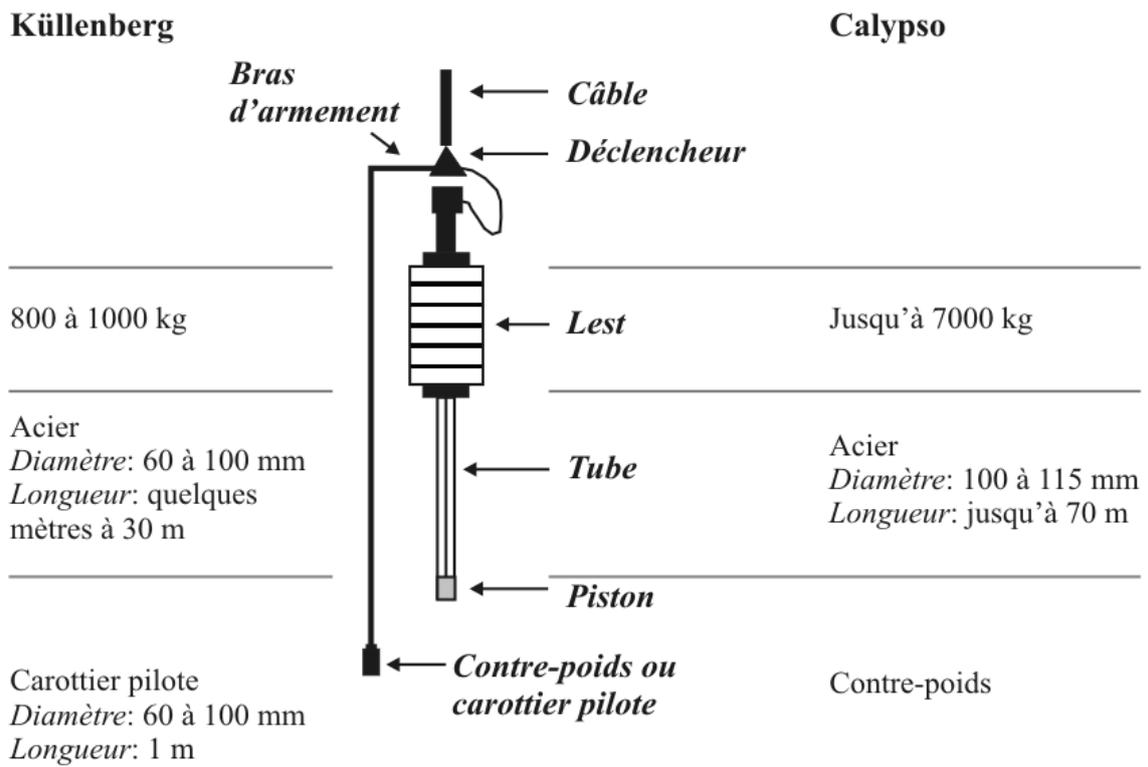


Figure III-2: Comparaison des carottiers Küllenberg / Calypso (Ducassou, 2006).

Pour ce travail, 33 carottages Küllenberg/Calypso ont été prélevés dans le Golfe de Cadix (partie est et ouest ; Tab. III-3 et localisations des carottes sur la Figure III-3).

Mission	Année	Carotte	Latitude (N)	Longitude (W)	Profondeur (m)	Longueur (m)	Type
CADISAR1	2001	CADKS04	35°52,92'	6°55,57'	814	6,2	Küllenberg
		CADKS07	36°01,624'	7°18,664'	1006	4,71	
		CADKS09	36°13,1'	7°14,59'	814	3,53	
		CADKS11	36°23,877'	7°28,913'	757	4,62	
		CADKS15	36°23,464'	7°31,027'	766	2,03	
		CADKS16	36°20,04'	7°23,264'	813	5,92	
		CADKS17	36°19,51'	7°23,07'	852	8,75	
		CADKS22	36°25,04'	7°57,12'	786	1,66	
		CADKS23	36°26,375'	7°55,273'	737	2,22	
		CADKS24	36°04,944'	7°56,523'	1316	8,65	
		CADKS25	36°09,05'	8°00,09'	1259	7,52	
CADISAR2	2004	CADI2KS01	36°30	8°00	820	5,65	Küllenberg
		CADI2KS05	36°12,50'	8°39,20'	1949	7,62	
		CADI2KS06	36°38,86'	8°16,80'	802	2,08	
		CADI2KS07	36°38,86'	8°08,50'	786	4,87	
		CADI2KS08	36°40,89'	8°06,24'	789	5,4	
		CADI2KS10	36°40,73'	8°24,10'	703	2,85	
		CADI2KS11	36°45,23'	8°31,63'	938	2,82	
		CADI2KS12	36°42,79'	8°31,39'	1120	2,39	
		CADI2KS13	36°46,80'	8°33,80'	672	2,88	
		CADI2KS14	36°42,80'	8°42,70'	752	4,71	
		CADI2KS17	35°46,85'	7°35,10'	1446	1,76	
		CADI2KS18	35°44,98'	7°37,192'	1227	2,97	
		CADI2KS19	36°24,70'	8°12,40'	1117	2,93	
		CADI2KS20	36°24,70'	8°14,15'	1103	3,25	
		CADI2KS21	36°24,71'	8°17,23'	1140	2,4	
		CADI2KS22	36°21,40'	8°33,22'	2555	3,66	
CADI2KS23	36°17,00'	8°38,60'	2254	7,3			
CADI2KS24	36°16,20'	8°38,20'	2129	6,75			
IMAGESV- GINNA	1999	MD99-2336	36°71,6667'	8°25,8833'	690	19,58	Calypso
		MD99-2337	36°02,52'	07°43,02'	598	19,95	
		MD99-2339	35°52,80'	07°31,80'	1170	18	
		MD99-2341	36°23,35'	07°03,94'	582	19,40	
La somme des longueurs (m)						205.03	

Tableau III-3: Position des carottes étudiées.

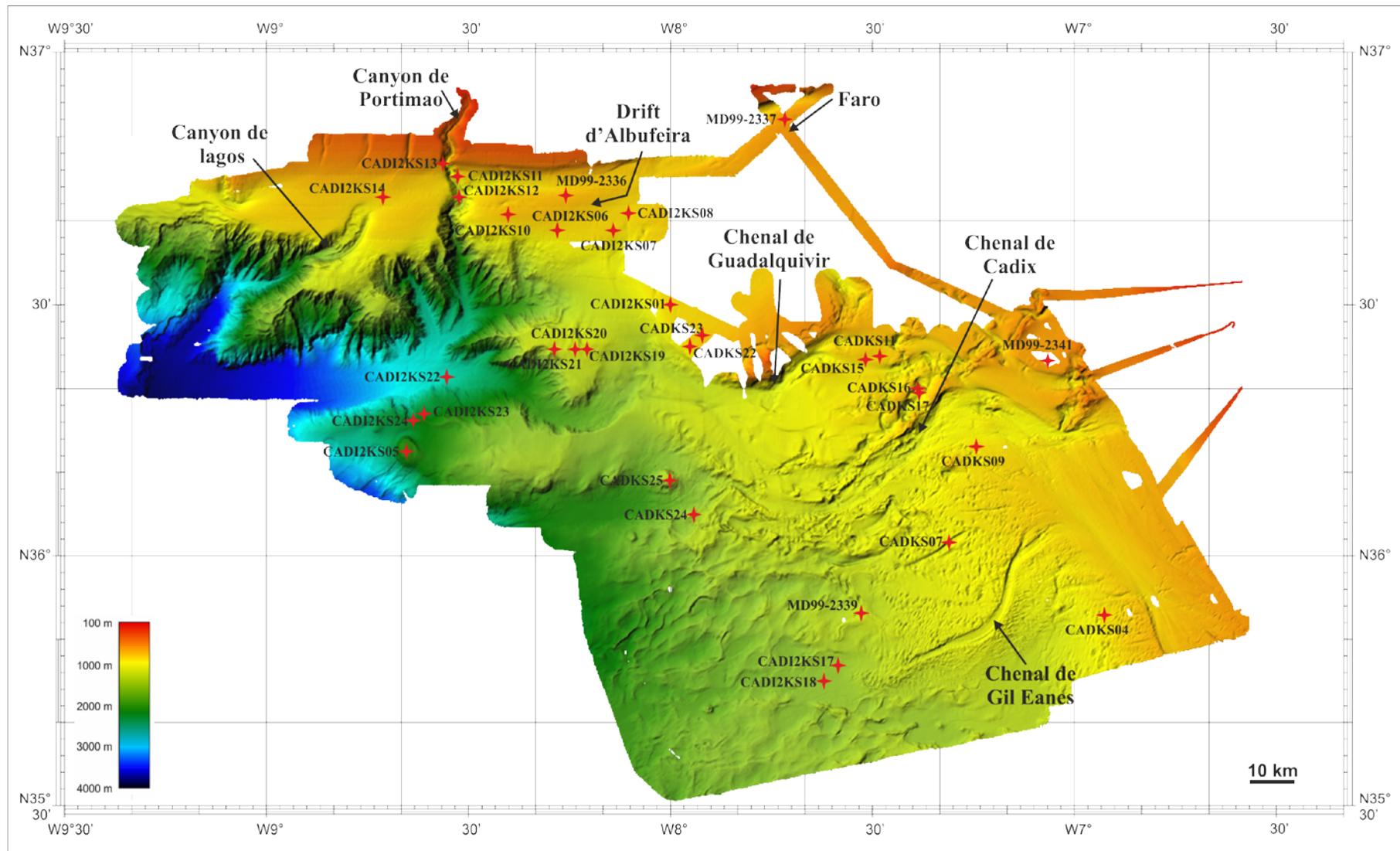


Figure III-3: Localisation des carottes dans le Golfe de Cadix

II. LES METHODES D'ANALYSES

II.1. Protocole d'études des données sédimentologiques

Les différentes analyses sédimentologiques des carottes ont été réalisées à l'Université de Bordeaux. Un nombre important de méthodes destructrices ou non destructrices permet d'étudier les carottes (Bouma, 1969). Les développements techniques très récents réalisés pour quelques-unes de ces méthodes permettent de décrire avec une grande précision les séquences sédimentaires de dépôt et les mécanismes dynamiques de dépôt associés.

Le protocole de cette étude est basé sur les méthodes classiques utilisées en sédimentologie.

II.1.1 Le banc multiparamètres (Geotek ltd.)

Ce protocole de paramètres physiques est présenté en annexe.

II.1.2 La photographie

Une fois les carottes ouvertes, la première étape d'analyse est de photographier chaque tronçon. Le banc permettant l'acquisition de photos numérisées, acquises en séquences de 15 à 30 cm, est constitué d'une plate-forme mobile sur laquelle est disposée la demi-carotte à photographier. Elle peut avoir été préalablement re-échantillonnée à l'aide de plaquettes d'aluminium, d'une longueur de 1,5 m préparées à l'avance. Une fois les photographies acquises, les reconstitutions de tronçons sont faites à partir du logiciel Adobe Photoshop.

II.1.3 La radioscopie rX (SCOPIX)

La radioscopie rX est une méthode non destructrice très largement utilisée pour l'analyse des carottes. Cette technique présente un temps d'exposition long, la reproductibilité des clichés radiographique est difficile, c'est pourquoi a été développée à l'université Bordeaux 1 et en collaboration avec les sociétés CEGLEC et GRAFTEK & Alliance Vision, une procédure beaucoup plus rapide et permettant de numériser en continu les données rX.

Une source rX produit un rayonnement qui traverse l'échantillon à analyser (Klingebiel et al., 1967). Dans la méthode Scopix qui a été développée à l'Université de Bordeaux (Migeon et al., 1999), la source du rayonnement est de 160 kV et de 19 mA. Le faisceau modifié après avoir traversé les sédiments est récupéré par un amplificateur de brillance puis par une caméra numérique CCD connectée à un moniteur de contrôle et à un ordinateur. L'image rX est ainsi à tout moment visualisée en temps réel. L'acquisition des images se fait de façon automatique sur l'ordinateur par l'intermédiaire d'un programme

informatique et selon un pas d'échantillonnage de 10 cm. L'acquisition d'un mètre de carotte nécessite environ deux minutes. Afin d'obtenir des images numériques avec la meilleure résolution possible, les acquisitions sont réalisées sur des plaquettes de sédiments d'épaisseur de 1 cm et 4 cm de largeur prélevées avec un profilé en aluminium.

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

- (1) les images numériques qui permettent une reconnaissance de différents faciès lithologiques présents dans la carotte et une observation détaillée des structures sédimentaires dynamiques et d'activité biologique ou de diagénèse.
- (2) des courbes d'intensité de niveaux de gris qui permettent de quantifier la réponse des sédiments au passage des rayons X. Cette réponse est fonction de la densité des sédiments. Ces courbes mettent en évidence des séquences de dépôt ainsi que la présence de granoclassement, surfaces d'érosion, et structures de bioturbations, etc.

II.1.4 La spectrométrie de fluorescence X-ray (XRF)

Le core-scanner à fluorescence de rayon X (XRF) de type Avaatech installé à l'Université de Bordeaux, Laboratoire UMR CNRS 5805 EPOC, est un instrument piloté par ordinateur permettant l'analyse géochimique des archives sédimentaires.

Les avantages de cette technique sont qu'elle permet l'analyse en continu et haute résolution des archives sédimentaires avec un minimum de préparation ; en particulier, contrairement aux analyses plus conventionnelles de type ICP-AES ou ICP-MS, elle ne nécessite pas le prélèvement d'échantillons discrets ni leur mise en solution. Dans le cas de l'XRF core-scanner, l'analyse se fait directement sur la surface plane du sédiment humide. La surface sédimentaire analysée est soigneusement aplanie, puis simplement recouverte d'un film Ultralene transparent aux rayons X, permettant d'éviter la dessiccation et de se prémunir de la contamination d'une analyse à l'autre. Il a été démontré que la mesure est sensible aux variations de la teneur en eau, qui absorbe le rayonnement, et à la granularité du sédiment (Tjallingii et al., 2007 ; Richter et al., 2006).

Le principe de l'analyse par Fluorescence X consiste à bombarder la surface sédimentaire (l'échantillon) par un rayonnement X (photons X). En retour, les atomes des éléments présents dans le sédiment vont être ionisés par éjection d'un électron de la couche électronique la plus interne (Fig. III-4).

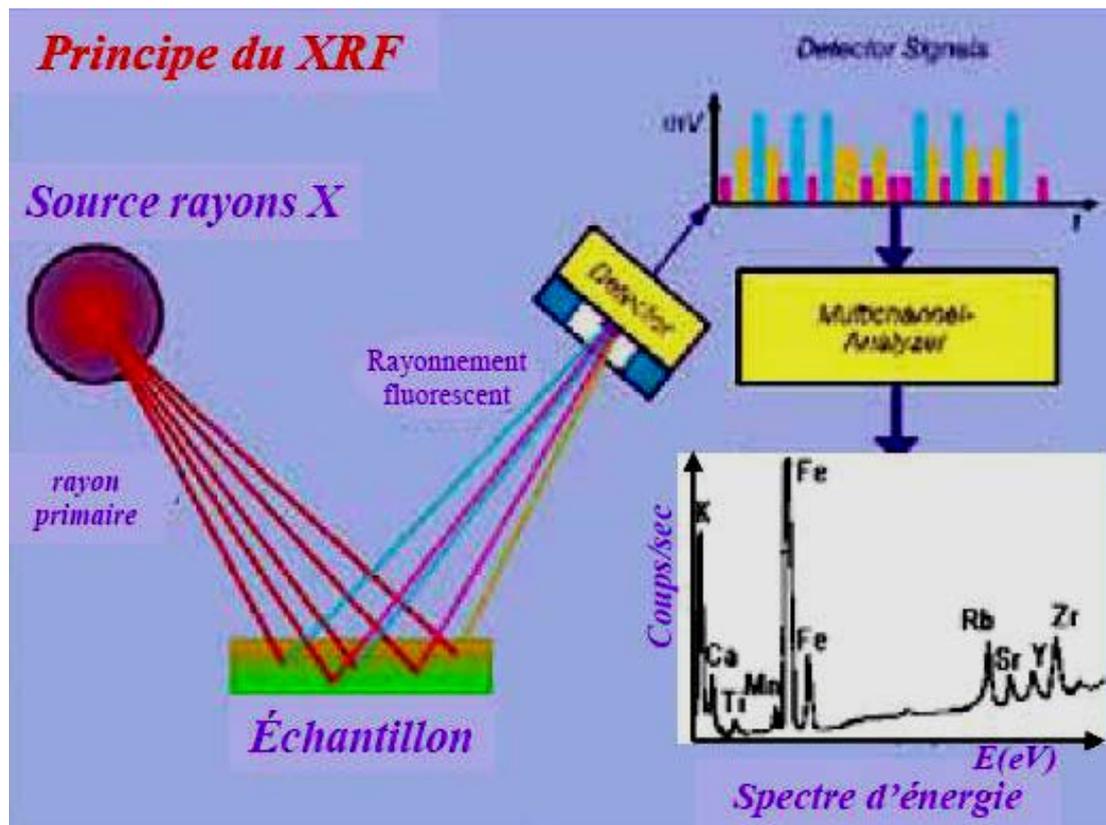


Figure III-4: Schéma du principe de fonctionnement d'un scanner XRF (Mojtahid, 2004)

La « place » libérée est alors instantanément occupée par un électron d'une couche supérieure et il y a alors émission d'un photon X dont l'énergie est égale à la différence d'énergie entre le niveau final et le niveau initial. C'est le phénomène de fluorescence atomique ou fluorescence X. Les énergies des niveaux électroniques déstabilisés et donc les énergies du photon émis, étant caractéristiques des atomes considérés, on peut identifier les éléments contenu dans l'échantillon.

La particularité de l'XRF core-scanner de type Avaatech est qu'il ne permet que l'évaluation semi-quantitative des éléments et les « concentrations » sont données en coups par seconde. Par contre, un nombre de coups par seconde double ou triple d'un échantillon à l'autre pour un élément déterminé signifie que l'élément est 2 ou 3 fois plus concentré. Les analyses sont conduites à différents niveaux d'énergie (en général, 10, 30 et 50 keV) permettant de détecter des éléments plus ou moins lourds. Par exemple, à 10 keV, les éléments détectés vont de l'aluminium (Al) au fer (Fe) ; A 30 keV, on détectera les éléments plus lourds tels que le brome (Br), le rubidium (Rb), le strontium (Sr) ou encore le Zirconium (Zr) pour ne citer que les plus fréquemment rencontrés dans les sédiments marins.

Pendant cette étude, deux passages de bombardements de 10 kV puis 30 kV ont été réalisés tous les 5 mm pour la carotte CADI2KS24, et tous les 1cm pour les carottes CADI2KS08, CADKS17, et CADKS24. Nous nous sommes focalisés sur les éléments qui ont un intérêt pour interpréter les variabilités environnementales comme le calcium (Ca), le titane (Ti), l'aluminium (Al), la silice (Si) et le fer (Fe).

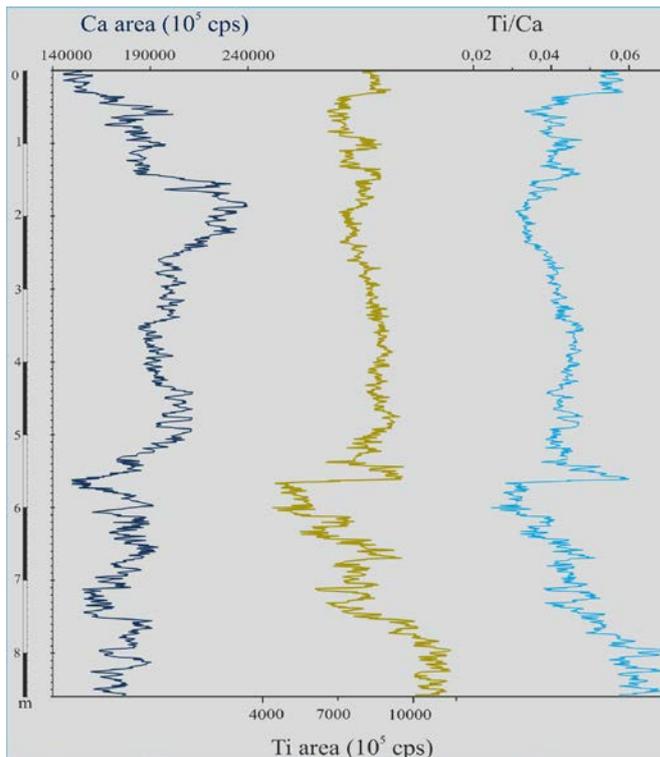


Figure III-5: Les résultats XRF de la carotte CADKS17.

On a choisi les éléments suivants notre étude ; le Calcium (Ca) est utilisé dans les carottes marines comme un marqueur d'origine biogène, fixé par calcification des organismes (Martin et al., 2004). Au contraire, le Fer et le Titane sont deux éléments qui caractérisent les apports terrigènes. Toutefois, contrairement au fer, le titane est inerte vis-à-vis des processus diagénétiques (Ritcher et al., 2006). Nous utiliserons donc le rapport Ti/Ca afin de mettre en évidence les fluctuations des abondances relatives en matériel terrigène (origine allochtone continentale) et biogène autochtone marin (exemple, la carotte CADKS17; Fig. III-5).

II.1.5 La granulométrie à diffraction laser

Les mesures des tailles des grains ont été effectuées par la granulométrie laser (Malvern MASTERSIZER S, Université de Bordeaux). Cette méthode mesure les tailles des particules comprises entre 0,05 et 900 μm . Les particules à mesurer sont diluées dans de l'eau puis mises en circulation par une pompe dans la cellule. Les particules éclairées par la lumière du laser dévient son axe principal. La quantité de lumière déviée et l'importance de l'angle de déviation permettent de mesurer la taille des particules. Les grosses particules dévient une quantité importante de lumière sur des angles faibles par rapport à l'axe de propagation, alors que les petites particules, dévient des quantités infimes de lumière sur des angles plus larges (Fig. III-6).

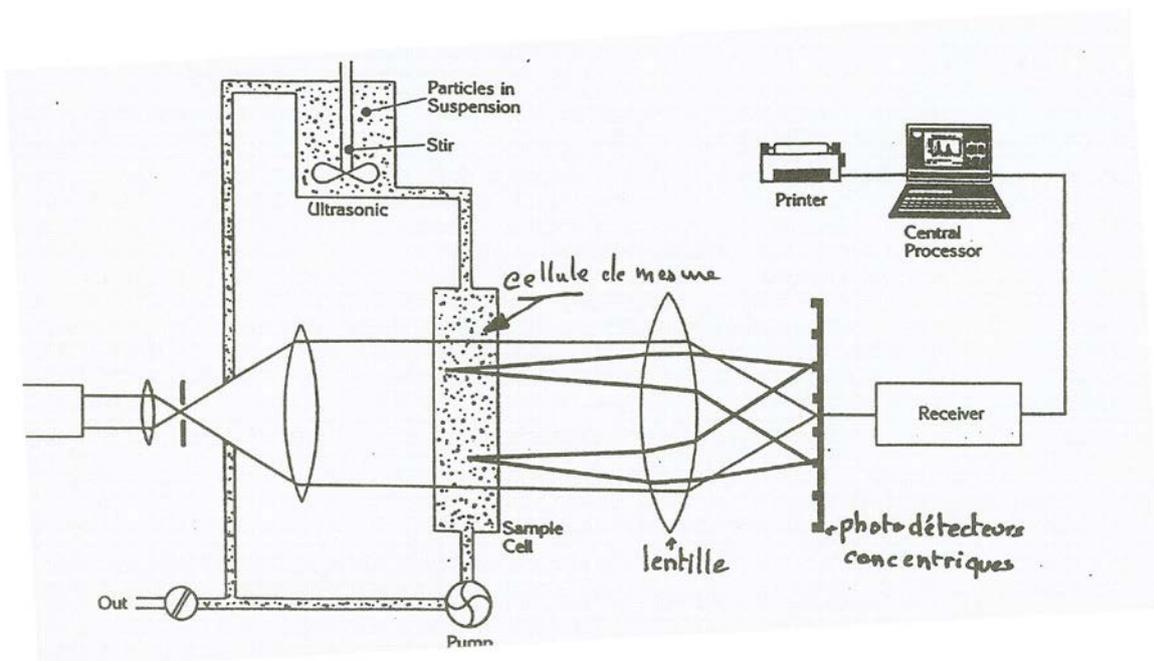


Figure III-6: Principe de la microgranulométrie laser (Malvern).

Des photodiodes en silicium concentriques captent la lumière déviée. Les mesures sont alors numérisées et analysées par l'ordinateur, enregistrées sous forme de tableaux et représentées sous différentes formes (histogrammes, courbes, etc...). Il existe néanmoins un défaut à cette méthode de mesure : elle surestime d'environ 10% la taille des grains du fait qu'elle considère que les particules sont parfaitement sphériques. Pour cette raison, la limite argiles/silts varie de 7 à 10 μm (Weber et al., 1991).

A partir des résultats bruts, des paramètres granulométriques servant à caractériser la répartition de la taille des grains sont ensuite été calculés à l'aide d'une macro Excel (M. Cremer, communication personnelle) écrite à partir des méthodes de calcul connues dans la littérature (Wentworth, 1932 ; Flemming 2000).

* la courbe des fréquences ; présente la répartition de la taille des grains.

* les déciles D10, D50 et D90 ; ce sont les tailles de particules correspondant respectivement à 10%, 50% et 90% cumulés des particules mesurées (*e.g.*, Fig. III-7).

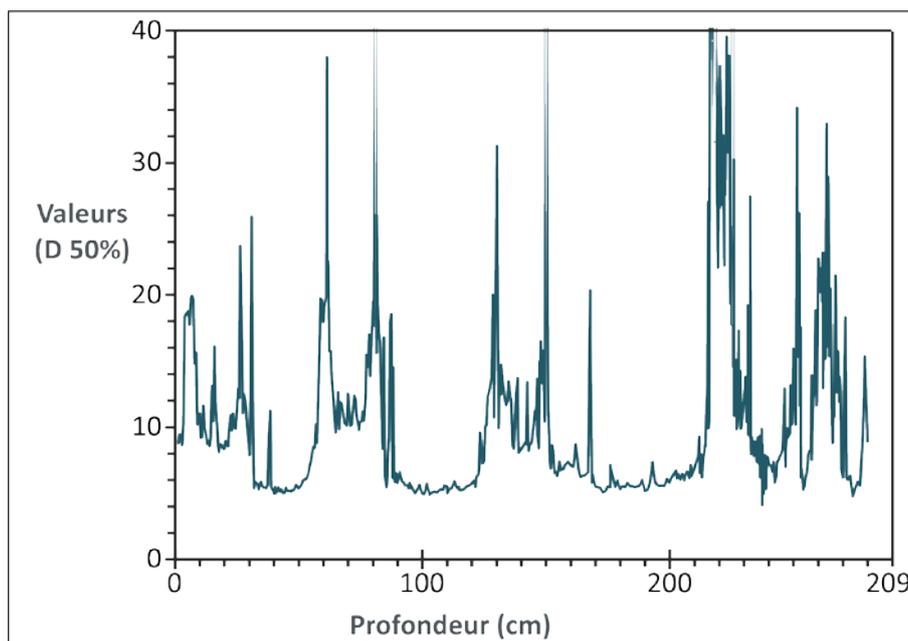


Figure III-7: Les valeurs (D50%) de taille de particules dans la carotte CADI2KS19 mesurées par le microgranulomètre laser (Malvern).

* la déviation standard ; elle permet de différencier les sédiments bien triés ou mal triés. Plus sa valeur est grande, plus le sédiment est mal trié.

* le Skewness ; il permet de repérer si un sédiment a une prépondérance de particules fines (valeurs de Skewness négatives) ou de particules grossières (valeurs de Skewness positives).

Dans ce travail, deux stratégies d'échantillonnages ont été adoptées :

- Des prélèvements systématiques tous les 10 cm afin de suivre l'évolution de la granularité des dépôts de chaque carotte.
- Un échantillonnage très détaillé avec un pas de 0,5 mm sur la carotte **CADI2KS24**, et un pas de 1 cm sur les carottes **CADKS17** afin de caractériser de façon précise les variations des faciès sédimentaires et les séquences de dépôts reconnues lors de la description et de l'interprétation des images rX. En utilisant le type de figures

sédimentaires et la taille des grains, on peut également estimer la vitesse des écoulements (Hjulström, 1939)

II.1.6 Teneurs en carbonates

Les teneurs en **carbonates** (CaCO_3) ont été mesurées à l'aide du calcimètre automatique à l'Université de Bordeaux. Il permet d'effectuer des séries de 20 échantillons. Il est basé sur le principe du calcimètre Bernard. Les échantillons sont séchés, broyés en poudre et pesés pour un poids compris entre 200 et 250 mg. Ils sont ensuite placés dans une fiole en verre située dans le carrousel du calcimètre, et attaqués par une dose d'acide chlorhydrique. L'action de l'acide sur les carbonates provoque le dégagement de CO_2 . La pression de gaz dégagée est mesurée par un capteur électronique calibré en fonction de la température, puis convertie en pourcentages de carbonates de calcium.

L'échantillonnage pour la mesure des carbonates a été réalisé soit selon un pas de 10 cm soit ponctuellement en fonction de la lithologie observée.

Les sédiments sont ensuite classés en fonction du pourcentage de carbonate:

- (1) : les sédiments fortement carbonatés dont le pourcentage de carbonates est supérieur à 30% ;
- (2) : les sédiments moyennement carbonatés ($20\% < \% \text{CaCO}_3 < 30\%$) ;
- (3) : les sédiments faiblement carbonatés dont le pourcentage de carbonates est inférieur à 20%.

II.1.7 Analyse des constituants

La réalisation de frottis sur des lames minces et des lavages sur plusieurs tamis (le plus souvent 2 tamis de maille 63 et 150 μm) permettent de caractériser les principaux constituants des sédiments : *les éléments biogènes* (foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, etc.); *les éléments détritiques* (grains de quartz, feldspath... etc.) ou *les éléments diagénétiques* (monosulfures, pyrite, etc.).

L'observation se fait à la loupe binoculaire pour les sédiments lavés sur un tamis de lavage $>63 \mu\text{m}$ et au microscope optique pour les frottis $< 63 \mu\text{m}$.

Caractérisations des fractions biogènes et terrigènes $> 150 \mu\text{m}$:

De nombreux échantillons ont été prélevés, avec un pas de 1 à 2 cm dans certains évènements, puis ont été séchés à l'étuve, repesés (poids sec), puis lavés sur deux tamis de maille 150 μm et 63 μm afin de récupérer la fraction sédimentaire supérieure à 150 μm et 63 μm et d'effectuer une observation du résidu à la loupe binoculaire.

Dans le résidu > 150 μm on peut déterminer deux fractions principales :

- 1- **la fraction biogène** ; dominante dans les échantillons, est constituée essentiellement de foraminifères planctoniques et benthiques et dans une moindre proportion de fragments de coquilles et d'éponges indéterminés, d'ostracodes, etc.
- 2- **la fraction terrigène** ; donne une idée de l'origine des sédiments en observant les minéraux détritiques terrigènes qui comprend des grains de quartz anguleux à sub-anguleux, ronds ou émoussés (translucides), des feldspaths, des micas, des minéraux lourds (pyroxène, amphiboles, etc.), des fragments de minéraux diagénétiques, des cendres volcaniques et des particules carbonatées.

Le pourcentage variable de cette fraction terrigène est évalué semi-quantitativement lors de l'observation à la loupe binoculaire. Elle peut, dans certains niveaux, correspondre à des particules de type *Ice Rafted Detritus (IRD)*, c'est-à-dire transportés par la glace dérivante (icebergs) caractérisant en particulier les niveaux d'Heinrich.

Caractérisations des fractions biogènes et terrigènes 63-150 μm

Dans la fraction 63-150 μm , les particules détritiques terrigènes sont plus abondantes que les particules biogènes, et peuvent former plus de 90% du sédiment. Les particules de quartz sont sub-anguleuses et les minéraux lourds inférieurs à 150 μm difficiles à déterminer par les méthodes classiques (loupes binoculaires, microscope optique). Par contre des cendres volcaniques plus fines que 150 μm peuvent être reconnues.

II.2. Outils stratigraphiques et paléoenvironnementaux

II.2.1 La biostratigraphie

L'approche biostratigraphique est basée sur l'étude des variations qualitatives et quantitatives des associations de foraminifères planctoniques dans des carottes, sur la période la plus récente du Quaternaire (derniers 50 000 ans).

Un foraminifère planctonique est un organisme unicellulaire, caractérisé par un squelette calcaire (test) percé de petits trous (foramens). La classification de ces organismes est entièrement fondée sur la morphologie de leurs tests. Les foraminifères planctoniques du Quaternaire terminal appartiennent à un ordre unique, *Globigerida*, et peuvent être divisés en trois superfamilles : les *Heterohelicea*, les *Globorotaliacea*, et les *Globigerinacea*. Il existe environ quarante espèces de foraminifères planctoniques à l'heure actuelle mais seulement une vingtaine d'entre-elles sont suffisamment abondantes dans les sédiments pour être utilisées comme traceur paléocéanographique (Hemleben et al., 1989).

Pour déterminer l'âge des couches sédimentaires (ou stratigraphie) avec des foraminifères planctoniques, il n'y a pas de problème majeur jusqu'au Pliocène puisque il existe des apparitions et des disparitions de microfaunes planctoniques. Au cours du Quaternaire supérieur certaines espèces disparaissent mais réapparaissent souvent en liaison avec un changement climatique. C'est pourquoi plusieurs auteurs ont développé les méthodes de la **biostratigraphie**, basée sur l'interprétation des changements des associations fauniques en tant que marqueurs de modifications environnementales. Ainsi, la répartition des différentes associations de foraminifères planctoniques actuels dans l'océan mondial traduit des modifications climatiques géographiques.

En outre, J. Duprat a étudié les modifications phénotypiques (sens d'enroulement) de *Globorotalia hirsuta* et de *Globorotalia truncatulinoides* et les associations fauniques dans tout le Golfe de Cadix (Sanchez-Goni et al., 2002 ; Duprat et Cortijo, 2004 ; Duprat, 1983). Dans ce travail, j'ai étudié plus particulièrement les variations de trois espèces (Fig. III-8) :

- *Neogloboquadrina pachyderma* senestre qui est représentative actuellement des eaux polaires et qui permettra de reconnaître les niveaux d'Heinrich (Fig. III-8) ;
- *Globorotalia truncatulinoides* et *Globorotalia hirsuta* qui sont des espèces spécifiques des eaux transitionnelles et subtropicales d'hiver vivant entre 100 et 300 m de profondeur (jusqu'à 600 m pour *G. truncatulinoides*). Ces deux espèces présentent des enroulements trochospiraux du test et on peut observer des variations de leur sens d'enroulement. Quand la spirale s'enroule de gauche à droite à partir de l'apex, l'enroulement est dit dextre, sinon il est senestre.

Plusieurs auteurs ont montré que la forme dextre de *Globorotalia truncatulinoides* présente un maximum d'abondance entre 50 et 45°N au printemps dans l'Atlantique (Pujol, 1980). Et sa forme sénestre, au contraire, domine en hiver et au printemps. *Globorotalia hirsuta* se développe actuellement uniquement sous sa forme dextre. C'est pourquoi ces espèces sont utilisées pour établir des biozones dans le passé.

L'espèce subarctique de ptéropode *Limacina retroversa* a également été comptée.

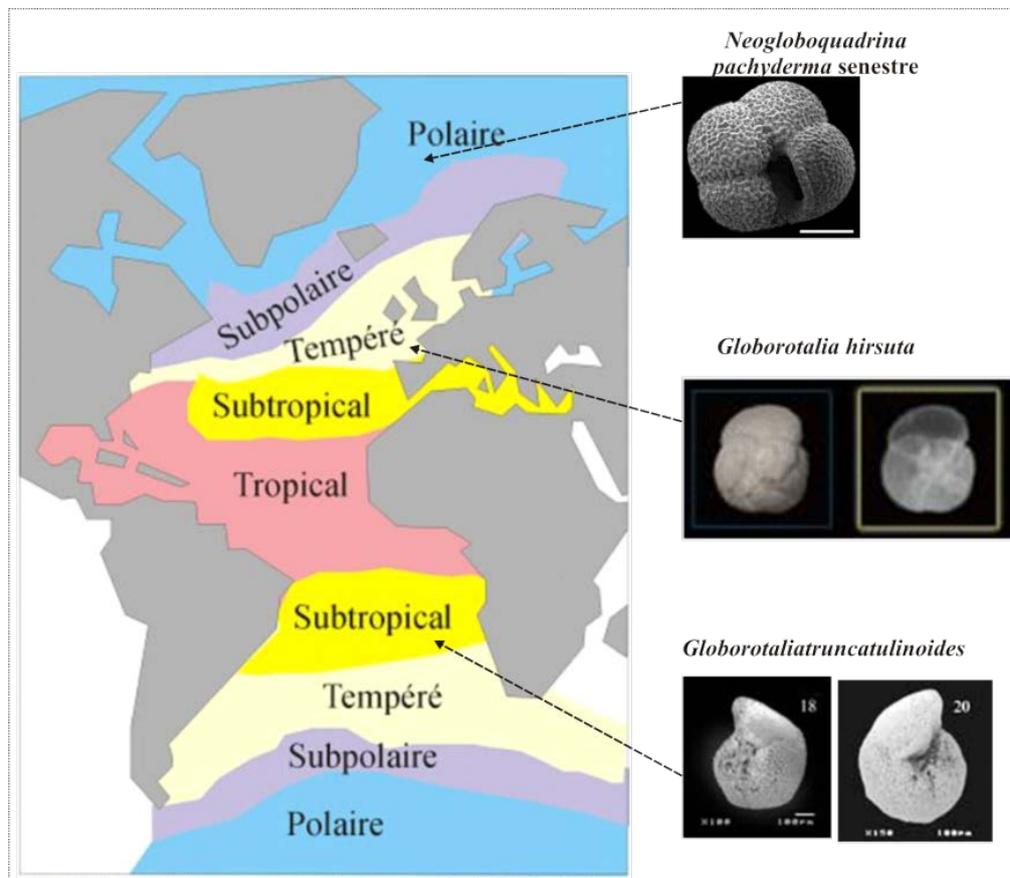


Figure III-8: Répartition des bioprovinces à foraminifères planctoniques en Atlantique nord (d'après Bé et Tolderlund, 1971).

II.2.2 Le paléoenvironnements hydrologique et hydrodynamique: les ostracodes

Les ostracodes sont de petits crustacés dont le corps est contenu dans une carapace calco-magnésienne bivalve qui se fossilise facilement. Leur petite taille, leur système de croissance par mues successives et leur mode de vie le plus souvent dans les premiers millimètres de l'interface eau-sédiment en font d'excellents traceurs de l'environnement aquatique où ils ont vécu. Les ostracodes se trouvent dans tous les milieux aquatiques depuis la réserve d'eau de certaines plantes tropicales jusque par 5000 m de profondeur dans les océans avec présence dans tous les milieux intermédiaires.

Dans ce travail, nous avons retenu quatre aspects:

- la quantité de faune qui renseigne sur la richesse trophique du milieu et sur son faible hydrodynamisme ;
- la présence de faune déplacée qui indique les sources éventuelles d'apports, donc des directions de courants (par exemple, des espèces côtières dans la zone épibathyale mélangées avec les espèces vivant sur place) ;

- la proximité de la MOW par la présence de deux espèces bien particulières que l'on ne trouve en Atlantique qu'au sein de cette veine d'eau (*Rectobuntonia miranda* et *Krithe* sp. H, Peypouquet) ;

- enfin, la présence d'espèces liées à une forte productivité (*Parakrithe* sp.), que l'on trouve souvent avec des abondances de ptéropodes, soulignant ainsi des périodes de blooms planctoniques caractéristiques de certains épisodes.

Nous avons étudié pour cela 5 carottes sur une période s'étendant de l'épisode H1 à la base de l'Holocène (H0), couvrant le Bølling-Allerød et le Younger Dryas (14 000-10 500 ans BP).

Les carottes étudiées sont: CADI2KS02, 08 et 10, CAD1KS24 et MD99-2337.

Les ostracodes ont été triés et comptés sur l'ensemble du résidu, puis regroupés en communautés (bathyal-épibathyal, plateau, zone côtière) et les espèces caractéristiques représentées sur des graphes séparés.

La faune «profonde» (bathyal-épibathyal) est caractérisée essentiellement par *Cytherella* sp. div., *Argilloecia* sp., *Macrpypris minna*, *Cytheropteron alatum*, *Quasibuntonia sublatissima*, *Buntonia radiatopora*, *Bythocypris*, *Henryhowella asperrima*, *Pseudocythere caudata*, *Krithe* sp. div., *Parakrithe* sp., *Rectobuntonia miranda*.

La faune de plateforme est caractérisée par *Sagmatocythere multifora*, *Pterygocythereis jonesii*, *Bosquetina dentata*.

La faune côtière est caractérisée par *Urocythereis oblonga*, *Propontocypris* sp., *Pontocythere elongata*, *Aurila* sp. div., *Paradoxostoma* sp.

II.2.3 La datation ¹⁴C

Les datations absolues ont été effectuées sur les sédiments les plus récents (< 40 000 ans). Cette technique est basée sur la mesure de la quantité restante de radiocarbone ¹⁴C contenu dans toute matière organique. Elle permet de déterminer l'intervalle de temps écoulé depuis la mort de l'organisme à dater, c'est-à-dire après la fin de l'absorption du carbone atmosphérique. En effet, 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 en permanence par les bombardements cosmiques qui interagissent avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ¹⁴C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ¹⁴C et celui-ci se désintègre alors selon sa

demi-vie, fixée par convention à 5568 ± 30 ans (Stuiver et Braziunas, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C . Ce type de datation est très utilisé, car il permet de dater des **échantillons avec une très faible quantité de matière** (moins d'un milligramme contre plusieurs grammes de carbonates auparavant) et **en un minimum de temps** (en moins d'une heure contre plusieurs jours ou semaines). Comme la demi-vie est courte, la limite pratique d'utilisation de cette méthode pour dater les échantillons est au plus de 40 000 ans. Il s'agit cependant de l'outil le plus précis pour une chronostratigraphie postérieure à 40 000 ans.

Dans les dépôts turbiditiques, le remaniement du matériel pose le problème de la validité des datations. C'est pourquoi les échantillons doivent être choisis dans des niveaux hémipélagiques se trouvant en dessous ou au-dessus des niveaux turbiditiques à dater.

Pour cette étude, 139 datations ^{14}C AMS ont été réalisées sur des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*, *G. inflata*, *G. ruber alba*, *N. pachyderma* et bulk de foraminifères planctoniques) afin d'étudier les facteurs de contrôle de la sédimentation contouritique et dans le Golfe de Cadix. Ces datations ont été effectuées au LM ^{14}C de Saclay dans le cadre du projet national Artemis. Ces datations ont été calibrées en âge calendaire (cal. BP) à l'aide d'une fonction polynomiale de Bard et al., (2004) pour les âges ^{14}C supérieurs à 21 786 ans et grâce au logiciel CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer; 1993; Stuiver et al., 2005) pour les âges plus récents. Nous avons utilisé les intervalles de confiance 95,4% (2 *sigma*) et les âges calibrés BP obtenus ici correspondent à la médiane de la distribution de la probabilité (Telford et al., 2004). Les âges ^{14}C conventionnels sont corrigés d'un effet dit « d'âge réservoir moyen actuel des eaux de surface des océans » qui est de 400 ans par convention dans cette région (Bard, 1998).

II.2.4 Les variations isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)

Les molécules d'eau réparties dans les grands réservoirs mondiaux (océans, glaces, eaux continentales) associent en grande majorité, un atome d'oxygène de masse atomique 16, dit léger (^{16}O) à leurs deux atomes d'hydrogène. Une faible part des molécules d'eau (0,2 % pour l'océan) porte un atome d'oxygène dit lourd, de masse atomique 18 (^{18}O). Cette inégalité de distribution entre ces deux isotopes de l'oxygène se retrouve tout au long du cycle de l'eau, avec notamment, des molécules portant un ^{16}O , plus légères et donc plus facilement mobilisables lors de l'évaporation, et, à l'inverse, des molécules avec un ^{18}O , plus lourdes et précipitant en premier.

Selon 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 perd proportionnellement plus de ^{18}O . Les précipitations neigeuses atteignant les pôles sont, suite à leur long parcours depuis les zones chaudes d'évaporation, très fortement appauvries en ^{18}O .

En période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au niveau des calottes polaires et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de l' ^{16}O , et donc d'un enrichissement des océans en ^{18}O . Ces changements sont archivés dans les sédiments par le biais de l'oxygène piégé dans les tests d'organismes marins, et leur amplitude est accessible par l'analyse par spectrométrie de masse du $\delta^{18}\text{O}$ des tests.

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

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(\{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{échantillon}} / \{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{standard PDB}}) - 1] \times 1000$$

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

Dans ce travail, les analyses isotopiques ont été réalisées essentiellement sur des foraminifères planctoniques par E. Marchès et K. Charlier au laboratoire EPOC sur les carottes CADI2KS01, CADI2KS08, CADI2KS20, MD99-2337.

Pour la carotte MD99-2341, les données isotopiques proviennent du laboratoire IFM-GEOMAR de Kiel (Allemagne) et ont été fournies par J. Schönfeld. Pour la carotte MD99-2339, les données ont été obtenues à l'Instituto Português do Mar e da Atmosfera (Portugal ; Voelker, 2006). Des analyses ont également porté sur des foraminifères benthiques, mais de façon incomplète en raison de leur répartition discontinue dans les carottes.

Ainsi les échantillons pour les mesures isotopiques ont été prélevés tous les 10 cm, puis ont été séchés à 40°C, pesés, lavés et tamisés sur un tamis à maille de 63 μm . Une trentaine de spécimens des espèces de foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber alba*, *G. bulloides*, *N. pachyderma*, et quelques spécimens des espèces benthiques *U. peregrina* et *U. mediterranea* ont été piqués dans la fraction > 150 μm pour chaque niveau. Ces espèces ont été choisies tout d'abord pour leur abondance relative dans les sédiments et

pour leur présence suffisamment continue dans l'enregistrement sédimentaire (ubiquité géographique et temporelle).

Les stratigraphies isotopiques établies à partir des foraminifères planctoniques ont été faites pour six sites références dans le Golfe de Cadix. L'intervalle de temps couvert sur ces six sites s'étend du stade isotopique marin 3 (MIS3, ~60 000 ans) jusqu'à l'actuel. Les événements isotopiques reconnus dans ce travail ont été identifiés par comparaison avec les chronologies $\delta^{18}\text{O}$ compilées de Dansgaard et al. (1993) et Martinson et al. (1987).

PARTIE 2 :
SYNTHESE GENERALE DES RESULTATS

CHAPITRE I :
STRATIGRAPHIE ET PALEOENVIRONNEMENTS

L'ensemble de mes travaux effectués sur la stratigraphie fait l'objet d'un article (en cours de préparation) à soumettre dans le journal *Marine Geology*. Ce chapitre est donc constitué de cet article et de son résumé ainsi que de la synthèse des travaux menés sur les assemblages d'ostracodes par Pierre Carbonel.

I.1 RESUME DES RESULTATS STRATIGRAPHIQUES

La distribution des *foraminifères planctoniques* et des *ptéropodes* a été étudiée dans 21 carottes couvrant l'Holocène et le Pléistocène récent du Golfe de Cadix. La corrélation détaillée entre les carottes a été rendue possible grâce à la grande quantité de données radiocarbones (110) et isotopiques et un fort degré de similitude de la fréquence des changements du sens d'enroulement au sein de plusieurs espèces dont *Globorotalia truncatulinoides*, et par les occurrences des espèces polaires *Neogloquadrina pachyderma senestre* et *Limacina retroversa*. La présence de ces espèces est clairement liée à des oscillations paléoclimatiques et reflète l'évolution rapide des paramètres physiques (température, salinité) dans la masse d'eau de surface du Golfe de Cadix au cours du Pléistocène récent.

N. pachyderma senestre et *L. retroversa* apparaissent lors des 5 derniers événements de refroidissement rapide des masses d'eau de surface dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 ka (événements d'Heinrich et Younger Dryas). Les âges obtenus dans cette étude et comparés à ceux de la littérature sont cohérents pour les événements d'Heinrich 1 à 3. Pour H4, le faible nombre de dates ne permet pas une bonne comparaison avec d'autres études. Le Younger Dryas est l'un des événements les mieux datés. Les âges de cette étude sont cohérents avec ceux déjà connus mais montrent un âge moyen un peu plus récent pour le sommet de l'événement, peut-être dû aux forts taux de sédimentation contemporains de cet épisode froid.

L'observation de la forme senestre de *G. truncatulinoides* (TE) pourrait correspondre à la migration de la MOW dans sa position verticale la plus haute. Ainsi 5 événements ont été identifiés au cours des derniers 50 ka, dont 3 pendant l'Holocène (TE1 à 3) et 2 pendant le MIS3 (TE4 et 5). Ces épisodes durent en moyenne 300 à 700 ans, exceptés pour le plus marqué, TE3, qui semble avoir duré plus de 2000 ans, contemporain du dépôt du sapropèle 1 en Méditerranée.

Ces espèces et leurs variations ont été observées quelque soient les taux de sédimentation et le milieu de dépôt (drifts contouritiques ou pente sans influence du courant de fond). La cohérence des âges suggère également que le temps de dépôt des microfossiles inclus les

erreurs induites par l'échantillonnage et les taux de sédimentation, la bioturbation, les espèces utilisées pour les datations et l'erreur sur la mesure AMS.

I.2. ARTICLE "BIOSTRATIGRAPHY OF THE HOLOCENE AND OF THE MAIN COLD EVENTS OF THE LATE QUATERNARY IN THE GULF OF CADIZ"

Emmanuelle Ducassou, Rim Hassan, Eliane Gonthier, Josette Duprat, Vincent Hanquiez, Thierry Mulder

Abstract

The distribution of planktonic foraminifera and pteropods has been studied in twenty one piston cores of Holocene and Late Pleistocene age from the Gulf of Cadiz. Detailed correlation between the cores has been made possible by a large radiocarbon and isotopic data set and a high degree of similarity of frequency changes within several species: by coiling direction changes within *Globorotalia truncatulinoides* and by occurrences of the polar species *Neogloquadrina pachyderma* sinistral and *Limacina retroversa*. The occurrences of these polar species are clearly related to paleoclimatic oscillations and reflect rapidly changing water-mass conditions at the surface of the Gulf of Cadiz during the latest Pleistocene that have been observed whatever sedimentation rates and sedimentation environments (contouritic drifts vs slope without bottom current influence).

1. Introduction

Study of the sedimentary and stratigraphic characteristics of contourite deposits on continental margins offers the possibility to trace palaeocirculation patterns and their evolution through time. These palaeocirculation patterns being climate-driven, high resolution stratigraphies are required. However, those deposition environments are typically enriched in terrigenous sediments and carbonate tests of planktonic and benthic fauna classically used for accurate stratigraphical measurements (e.g. $\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C) can lack or their availability can be discontinuous.

Biostratigraphy based on events can be an interesting tool in such environments as it required relatively few specimens compared, for example, to radiocarbon datings. In the North Atlantic Ocean, percentages of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral, a polar species of planktonic foraminifer, are often given to characterize brief cold climatic phases such as the Heinrich events (Heinrich, 1988; Darling et al., 2006; Eynaud et al., 2009;

Voelker and de Abreu, 2011) in spite of their low abundance (few per cent). Their sudden apparitions coincide with sea surface coolings. In this paper, we want to show that other species offer the same kind of precision during periods described as relatively homogeneous in faunal assemblages, such as the Holocene. Those bio-events allow rapid correlations between close sedimentary cores. Because the Gulf of Cadiz is a reference area to study the impact of bottom currents on local sedimentation, it would be questioning if use of stratigraphical methods based on microfauna, potentially displaced or reworked by those bottom currents, is reliable.

This study aims to describe the main bio-events recognized during the last 50,000 years in the Gulf of Cadiz, to discuss their age from several oxygen isotope curves and a great data set of radiocarbon ages, and to evaluate the regional validity of such a biostratigraphical tool based on twenty one cores collected in different areas under and out of the influence of those bottom currents.

2. Hydrological and sedimentary setting of the Gulf of Cadiz

The Gulf of Cadiz is located in the southwest of the Iberian Peninsula, west of the Strait of Gibraltar. It is the privileged site of water mass exchanges between the Atlantic Ocean and the Mediterranean. Whereas the fresher and colder Atlantic Inflow Water (AIW) enters the Mediterranean at the surface as an anti-estuarine circulation, the dense and saline waters from Mediterranean (Levantine Intermediate Water, LIW and Western Mediterranean Deep Water, WMDW) flow westward to form the Mediterranean Outflow Water (MOW; Bryden and Stommel, 1982; Jungclauss and Mellor, 2000) as two separate flow cores from 300 to 600 m (Mediterranean Upper Water, MUW; Ambar and Howe, 1979; Ambar et al., 1999; O'Neil-Baringer and Price, 1999) and from 600 to 1500 m (Mediterranean Lower Water, MLW; Madelain, 1970; Zenk and Armi, 1990; Rogerson et al., 2005, Stow et al., 2013; Fig. 1). At about 7°W, the MLW is subdivided into three branches named Intermediate Branch (IB), Principal Branch (PB) and Southern Branch (SB) from the North to the South (Madelain, 1970; Kenyon and Belderson, 1973; Nelson et al., 1993; Fig. 1). Under 1200 m and 1500 m water depth in the eastern and western parts of the Gulf, respectively, the MOW is disconnected from the seafloor and the North Atlantic Deep Water (NADW) flows below this limit (O'Neil-Baringer and Price, 1999, Hernández-Molina et al., 2003).

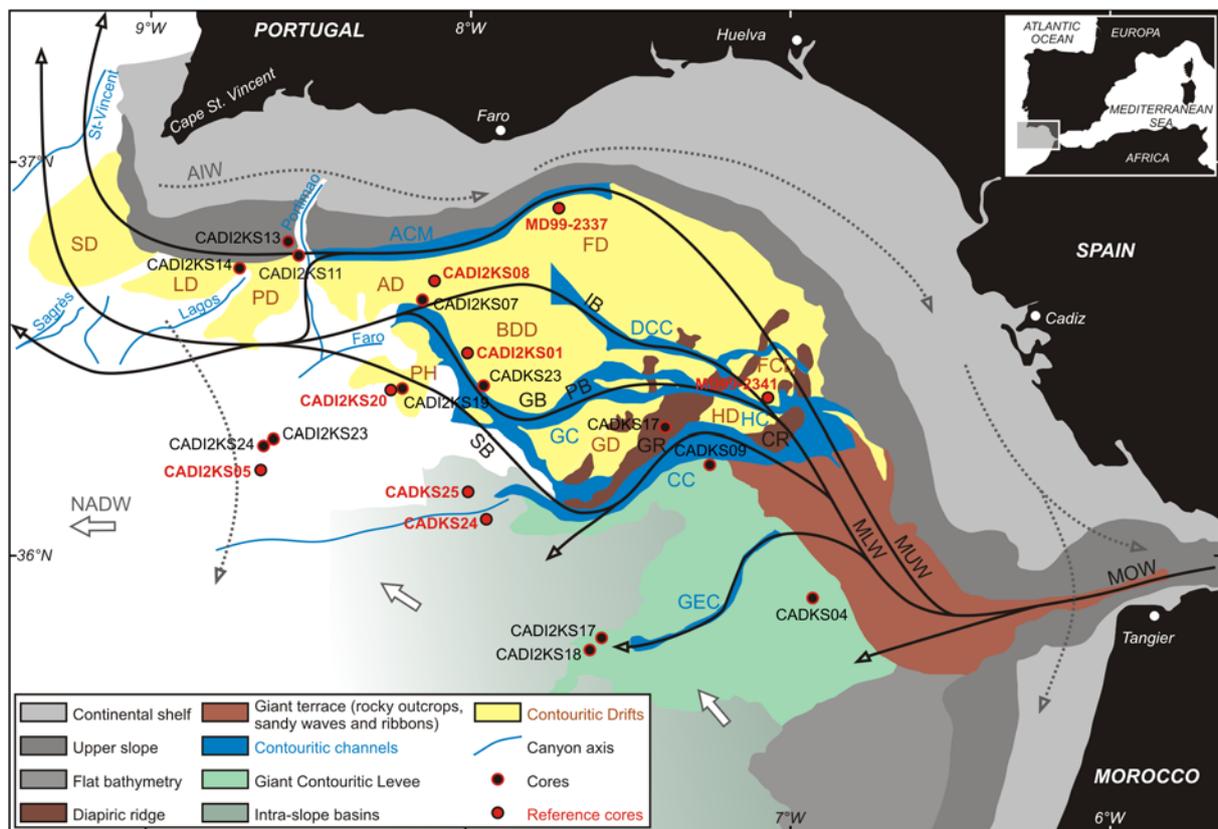


Figure 1: map of the Gulf of Cadiz showing the general circulation pattern of the water masses (grey and black arrows) and the main morphosedimentary sectors of the Contourite Depositional System. Black and red dots are location of cores using in this study. AIW: Atlantic Inflow Water; NADW: North Atlantic Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MLW: Mediterranean Lower Water; IB: Intermediate MLW Branch; PB: Principal MLW Branch; SB: Southern MLW Branch; AD: Albufeira Drift; BDD: Bartolome Dias Drift; FD: Faro Drift; FCD: Faro-Cadiz Drift; GD: Guadalquivir Drift; HD: Huelva Drift; PD: Portimao Drift; PH: Portimao High; LD: Lagos Drift; SD: Sagrès Drift; CR: Cadiz Ridge; GB: Guadalquivir Bank; GR: Guadalquivir Ridge; ACM: Alvarez Cabral Moat; CC: Cadiz Channel; DCC: Diego Cao Channel; GC: Guadalquivir Channel; GEC: Gil Eanes Channel; HC: Huelva Channel (modified from Hanquiez, 2006 and Hernández-Molina et al., 2003, 2006).

MOW velocities range presently from 2.5 m/s in the Strait of Gibraltar to 10-20 cm/s in MUW and MLW at Cape St. Vincent. They are typically of 80 to 40 cm/s in MUW and 50 to 30 cm/s in the three MLW branches from SE to NW in the Gulf of Cadiz (Boyum, 1967; Habgood et al., 2003; Hanquiez et al., 2007). Those bottom currents are semi-permanent and

have a net flow along slope but can be extremely variable in direction and velocities (Stow and Faugères, 2008; Stow et al., 2013). Such velocities and behaviour are able to erode, transport and deposit sediments on the sea floor and the interaction of the MOW and the slope generates a large contourite depositional system (Hernández-Molina et al., 2006; Fig. 1).

The northwestern part of the Gulf of Cadiz is largely dominated by contouritic drifts such as separated mounded drifts (Faro-Albufeira drifts; Fig. 1) and sheeted drifts (Bartolome Dias, Huelva, Guadalquivir, Portimão, Lagos and Sagres drifts; Faugères et al., 1984; 1994; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986; Marchès et al., 2007; Fig. 1).

Contouritic channels are also important features in the Gulf of Cadiz as they result in both erosive action of bottom currents and neotectonic activity (*e.g.* deformation and diapiric intrusion). Stow et al. (2013) show that bedforms observed on their floor are related to high-energy flows such as channelized MOW branches but can also be related to amplification of tidal or meteorological-induced bottom currents (internal tides and internal waves). Cadiz, Guadalquivir, Huelva and Diego Cao channels are the four largest contouritic channels of the area (Fig. 1).

3. Material

This study is based on twenty one cores collected in the Gulf of Cadiz during three different cruises (Table 1), among them eight cores have been chosen to be reference cores, because of their continuous record and their various deposit environment.

Two long piston cores, MD99-2337 and MD99-2341, were collected by the *r/v Marion Dufresne II* (IPEV) during the IMAGES V/GINNA cruise (1999; Fig 1; Table 1). They are located in the Faro (MD99-2337) and the Faro-Cadiz (MD99-2341) drifts, and are presently under the influence of the MUW (Hernández-Molina et al., 2006; Llave et al., 2006).

Two Küllenberg cores were recovered by the *r/v Le Suroît* (IFREMER) during the CADISAR 1 cruise (2001; Fig 1; Table 1). Core CADKS24, located on a small plateau, and core CADKS25, collected in the Lolita mud volcano (Somoza et al., 2003) are both at the limit of the influence of the SB.

Core	Latitude	Longitude	Depth (m)	Length (m)	Cruise
CADKS04	35.882	-6.9262	814	6.2	CADISAR
CADKS07	36.0271	-7.3111	1006	4.71	CADISAR
CADKS09	36.2183	-7.2432	814	3.53	CADISAR
CADKS17	36.3252	-7.3845	852	8.75	CADISAR
CADKS19	36.2922	-7.4181	959	0	CADISAR
CADKS23	36.4396	-7.9212	737	2.22	CADISAR
CADKS24	36.0824	-7.9421	1316	8.65	CADISAR
CADKS25	36.1508	-8.0015	1259	7.52	CADISAR
CADI2KS01	36.5	-8.0000	820	5.65	CADISAR 2
CADI2KS05	36.2083	-8.6533	1949	7.62	CADISAR 2
CADI2KS07	36.6477	-8.1417	786	4.87	CADISAR 2
CADI2KS08	36.6815	-8.104	789	5.4	CADISAR 2
CADI2KS11	36.7538	-8.5272	938	2.82	CADISAR 2
CADI2KS13	36.78	-8.5633	672	2.88	CADISAR 2
CADI2KS14	36.7133	-8.7117	752	4.71	CADISAR 2
CADI2KS17	35.7808	-7.585	1446	1.76	CADISAR 2
CADI2KS20	36.4117	-8.2358	1103	3.25	CADISAR 2
CADI2KS23	36.2833	-8.61	2254	7.3	CADISAR 2
CADI2KS24	36.27	-8.6367	2129	6.75	CADISAR 2
MD99-2337	36.867	-7.717	598	19.88	IMAGES V
MD99-2341	36.3892	-7.0657	582	19.42	IMAGES V

Table 1: details of cores used during this study.

Four Küllenberg cores were recovered by the r/v *Le Suroît* (IFREMER) during the CADISAR 2 cruise (2004; Fig 1; Table 1): (i) CADI2KS01 in the Bartolome Dias Drift under the influence of the PB, (ii) CADI2KS20 in the Portimao High, under the influence of the SB, (iii) CADI2KS08 in the Albufeira Drift under the influence of the IB, and (iv) CADI2KS05 westward of the Albufeira High and out of the MOW influence.

4. Methods

The cores MD99-2337, CADI2KS01, CADI2KS08 and CADI2KS20 were sampled every 10 cm, for oxygen isotopes and biostratigraphy. The core MD99-2341 was sampled every 5 cm for the same purposes. The cores CADI2KS05, CADKS24 and CADKS25 were sampled every 10 cm for biostratigraphy. The samples were washed and sieved to remove material finer than 63 μm , using demineralised water for the last rinse. The residues were dried, weighted and the >150 fraction was separated for foraminiferal counts and pickings.

4.1 Isotope and radiometric analyses

Stable oxygen measurements carried out on 10 to 15 specimens of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma* dextral (d), depending of their presence along long periods, and on ~3 specimens of benthic foraminifera *Uvigerina peregrina* and *Uvigerina mediterranea* for core MD99-2337, from the >250 μm size fraction. Measurements were made at Bordeaux University, UMR 5805 EPOC, using an *Optima Micromass* mass spectrometer. External reproducibility for standards on this mass-spectrometer is $\pm 0.048\text{‰}$. For core MD99-2341, isotopic analyses were carried out 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, with a long-term reproducibility of 0.08‰ (Mulder et al., 2002).

Radiocarbon datings have been performed on 110 samples, corresponding to >10 mg of clean handpicked planktonic foraminifera from the >150 μm fraction (Table 2). For measurements made on 'bulk', different species of planktonic foraminifera were handpicked, except the deep dwelling taxa (*Globorotalia* genus and *Globigerina calida*). Radiocarbon ages were determined via accelerator mass spectrometry (AMS) at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14-Saclay (Paris) thanks to the French Artemis program, and at Leibniz-Labor Radiometric Dating and Isotope Research (Kiel University) for core MD99-2341 (Table 2). ^{14}C ages younger than 21 kyr BP were calibrated to calendar years by using the web-based Calib Rev 6.0.1 program/Marine09 data set (Stuiver and Reimer, 1993; Reimer et al., 2009) and marine age reservoir correction of 400 years. Ages indicated correspond to the median probability of the probability distribution (Telford et al., 2004). For older datings, the Bard et al. (2004) polynomial calibration has been used.

Lab.	Core	Depth (cm)	Lab code	Species	Conventional AM ± ¹⁴ C age (¹⁴ C yr BP)	error	95.4% (2 sigma) cal yr BP age ranges	Cal yr BP age median probability	Best (2004) (n=21,758 ka)
UMC14	CADI2K 801	1	SacA 21252	bulk	930	± 30	486 - 6081	630	
UMC14	CADI2K 801	31	SacA 21253	bulk	1870	± 30	1330 - 1506	1413	
UMC14	CADI2K 801	71	SacA 11184	<i>G. ruber alba</i>	3386	± 30	3179 - 3357	3274	
UMC14	CADI2K 801	91	SacA 6458	<i>G. inflata</i>	6436	± 36	5714 - 6998	6811	
UMC14	CADI2K 801	101	SacA 6459	<i>G. inflata</i>	6760	± 30	5987 - 6950	6164	
UMC14	CADI2K 801	121	SacA 21255	bulk	7320	± 30	6204 - 8370	8208	
UMC14	CADI2K 801	165	SacA 21254	bulk	8180	± 30	6574 - 8814	8881	
UMC14	CADI2K 801	135	SacA 17191	<i>G. inflata</i>	8706	± 50	10470 - 10684	10,327	
UMC14	CADI2K 801	151	SacA 10613	<i>G. ruber alba</i>	8480	± 35	10225 - 10440	10,682	
UMC14	CADI2K 801	201	SacA 10614	<i>G. inflata</i>	12,960	± 45	14424 - 15132	14,787	
UMC14	CADI2K 801	215	SacA 21256	bulk	14,086	± 45	16635 - 16979	16,808	
UMC14	CADI2K 801	251	SacA 17192	<i>G. inflata</i>	14,860	± 60	16999 - 17635	17,327	
UMC14	CADI2K 801	316	SacA 21257	bulk	18,000	± 70	21989 - 22473	22,228	
UMC14	CADI2K 801	371	SacA 10615	<i>G. inflata</i>	20,360	± 50	23490 - 24276	23,878	
UMC14	CADI2K 801	421	SacA 10616	<i>G. bulfoides</i>	22,080	± 30			25,586
UMC14	CADI2K 801	455	SacA 10617	<i>G. bulfoides</i>	24,280	± 100			25,043
UMC14	CADI2K 801	471	SacA 10618	<i>G. bulfoides</i>	25,460	± 120			26,28
UMC14	CADI2K 801	521	SacA 10619	<i>G. inflata</i>	30,810	± 200			34,832
UMC14	CADI2K 806	1	SacA 17193	<i>G. ruber alba</i>	1066	± 30	551 - 673	627	
UMC14	CADI2K 806	91		bulk	4086	± 30	4002 - 4235	4128	
UMC14	CADI2K 806	211	SacA 17194	<i>G. ruber alba</i>	8476	± 40	8969 - 9232	9092	
UMC14	CADI2K 806	251		bulk	10,046	± 35	10900 - 11165	11,078	
UMC14	CADI2K 806	271		bulk	12,266	± 50	13496 - 13838	13,708	
UMC14	CADI2K 806	301		bulk	12,220	± 60	13464 - 13823	13,878	
UMC14	CADI2K 806	341		bulk	14,180	± 45	16717 - 17041	16,873	
UMC14	CADI2K 806	381		bulk	15,160	± 50	17648 - 18076	17,832	
UMC14	CADI2K 807	13	SacA 22375	bulk	1160	± 30	644 - 761	696	
UMC14	CADI2K 807	61	SacA 21259	<i>G. ruber+ G. inflata</i>	3866	± 30	3847 - 4060	3846	
UMC14	CADI2K 807	181	SacA 21260	bulk	8286	± 35	8895 - 8976	8848	
UMC14	CADI2K 808	51	SacA 10620	<i>G. inflata</i>	3086	± 30	2749 - 2920	2828	
UMC14	CADI2K 808	101	SacA 6462	<i>G. inflata</i>	4786	± 30	4382 - 5141	6014	
UMC14	CADI2K 808	121	SacA 10622	<i>G. inflata</i>	6820	± 30	5914 - 6125	6014	
UMC14	CADI2K 808	212	SacA 10623	<i>G. inflata</i>	7886	± 30	5373 - 6525	5441	
UMC14	CADI2K 808	271	SacA 10624	<i>G. inflata</i>	8386	± 40	10120 - 10299	10,207	
UMC14	CADI2K 808	307	SacA 10625	<i>G. inflata</i>	10,180	± 40	11111 - 11221	11,186	
UMC14	CADI2K 808	328	SacA 10626	<i>G. inflata</i>	11,080	± 40	12521 - 12675	12,678	
UMC14	CADI2K 808	351		<i>G. inflata</i>	12,820	± 70	14106 - 14990	14,488	
UMC14	CADI2K 808	358	SacA 17196	<i>G. inflata</i>	12,900	± 50	14201 - 15055	14,848	
UMC14	CADI2K 808	437	SacA 10628	<i>G. inflata</i>	14,380	± 50	17248 - 17904	17,836	
UMC14	CADI2K 808	503	SacA 17197	<i>G. inflata</i>	18,860	± 80	19443 - 20011	19,717	
UMC14	CADI2K 811	82	SacA 17190	<i>G. inflata</i>	8810	± 40	9134 - 9398	9262	
UMC14	CADI2K 811	249	SacA 11187	<i>G. ruber alba</i>	10,186	± 40	11129 - 11242	11,188	
UMC14	CADI2K 813	254	SacA 17189	<i>G. bulfoides</i>	1606	± 30	988 - 1175	1092	

UIC14	CAD2K 814	11	SecA 10711	G. inflata	4186	± 30	4137 - 4369	4246	
UIC14	CAD2K 817	403	SecA 17185	G. inflata	1640	± 35	584 - 1192	1067	
UIC14	CAD2K 818	131	SecA 17183	N. pachyderma (d)	30,340	± 210			34,080
UIC14	CAD2K 818	221	SecA 17184	G. bulloides	33,230	± 290			37,218
UIC14	CAD2K 820	21	SecA 17184	G. ruber alba	6940	± 30	5940 - 8155	8042	
UIC14	CAD2K 820	41	SecA 17184	G. ruber alba	7960	± 30	8352 - 8505	8416	
UIC14	CAD2K 820	106	SecA 17184	G. ruber alba	12,230	± 40	13430 - 13809	13,888	
UIC14	CAD2K 820	131	SecA 17184	G. inflata	12,766	± 45	14044 - 14670	14,378	
UIC14	CAD2K 820	142	SecA 17184	G. bulloides	14,760	± 90	17142 - 17804	17,467	
UIC14	CAD2K 820	211	SecA 17184	G. inflata	18,460	± 90	18934 - 19418	19,184	
UIC14	CAD2K 820	282	SecA 17184	G. inflata	18,360	± 60	21173 - 21593	21,418	
UIC14	CAD2K 820	296	SecA 17184	G. inflata	19,020	± 90	21973 - 22491	22,240	
UIC14	CAD2K 823	211	SecA 17177	bulk	8440	± 40	8950 - 9201	9062	
UIC14	CAD2K 824	261	SecA 22366	G. inflata	8610	± 30	9021 - 9251	9138	
UIC14	CAD2K 824	321	SecA 22367	G. inflata	10,070	± 30	11021 - 11176	11,111	
UIC14	CAD2K 824	361	SecA 22368	G. inflata	10,810	± 35	12102 - 13389	12,271	
UIC14	CAD2K 824	381	SecA 22369	G. inflata	11,826	± 35	13044 - 13270	13,134	
UIC14	CAD2K 824	401	SecA 22370	G. inflata	12,070	± 40	13372 - 13678	13,516	
UIC14	CAD2K 824	471	SecA 22372	G. inflata	13,300	± 40	15017 - 15937	15,388	
UIC14	CAD2K 824	501	SecA 22373	bulk	14,160	± 90	16733 - 17087	16,982	
UIC14	CAD2K 824	551	SecA 22374	bulk	16,166	± 45	17664 - 18030	17,848	
UIC14	CADK 804	83	SecA 17204	G. inflata	10,386	± 45	11240 - 11696	11,410	
UIC14	CADK 804	162	SecA 002293	G. bulloides	14,720	± 80	17057 - 17783	17,406	
UIC14	CADK 807	63	SecA 17206	G. inflata	11,37	± 90	12558 - 12981	12,827	
UIC14	CADK 808	125	SecA 17207	G. ruber alba	8980	± 40	9227 - 9444	9041	
UIC14	CADK 817	528	SecA 17198	G. ruber alba	10,886	± 45	11642 - 12088	11,864	
UIC14	CADK 823	176	SecA 17199	G. inflata	30,740	± 210			34,782
UIC14	CADK 824	215	SecA 001831	G. ruber alba	10,480	± 70	11320 - 11934	11,828	
UIC14	CADK 824	378	SecA 17200	G. inflata	12,800	± 60	14221 - 15096	14,700	
UIC14	CADK 824	527	SecA 17201	N. pachyderma (d)	16,430	± 70	18007 - 18581	18,247	
UIC14	CADK 825	6	SecA 17202	G. inflata	1286	± 30	796 - 915	841	
UIC14	CADK 825	101	SecA 17203	G. ruber alba	8660	± 90	10306 - 10981	10,468	
UIC14	MD 96-2341	5	KJA 14636		1686	± 25	1061 - 1228	1149	
UIC14	MD 96-2341	65	KJA 14637		6946	± 25	6780 - 8345	8283	
UIC14	MD 96-2341	255	KJA 14638		8120	± 30	9638 - 10702	8830	
UIC14	MD 96-2341	370	KJA 14639		11,130	± 30	12566 - 12739	12,833	
UIC14	MD 96-2341	485	KJA 14640		14,210	± 30	16724 - 17122	18,907	
UIC14	MD 96-2341	565	KJA 14641		16,010	± 110	17246 - 18054	17,787	
UIC14	MD 96-2341	580	KJA 14642		16,720	± 100	18099 - 18323	18,688	
UIC14	MD 96-2341	755	KJA 14643		20,940	± 130	24126 - 24978	24,618	
UIC14	MD 96-2341	805	KJA 14644		21,630	± 190	24628 - 25866	26,261	
UIC14	MD 96-2341	1005	KJA 14645		28,290	± 240			30,182
UIC14	MD 96-2341	1235	KJA 14646		32,040	± 560			36,083
UIC14	MD 96-2341	1435	KJA 14647		33,360	± 570			38,288

Table 2: radiocarbon ages of cores of this study.

4.2 Faunal analyses

The >150 µm fraction was split into aliquots of at least 300 specimens of planktonic foraminifera for identification, according to the taxonomy of Hemleben et al. (1983). Special species considered are *N. pachyderma sinistral* (s), *Globorotalia truncatulinoides*, *G. ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia crassaformis* and *Globigeronoides sacculifer*.

N. pachyderma (s) is an arctic to subarctic species, which is typically used in temperate latitudes to identify the presence of subpolar to polar surface waters and cold climatic episodes such as Heinrich events (Schiebel et al., 2001; Darling et al., 2006; Eynaud et al., 2009; Voelker et al., 2009; Voelker and de Abreu, 2011). The data of *N. pachyderma* (s) are given as percentages of total planktonic foraminiferal number.

G. ruber alba and *rosea*, *G. conglobatus*, *G. crassaformis* and *G. sacculifer* are summer subtropical species and are typical from warm periods such as the Holocene and the Bölling-Allerød (B-A). Their presence or absence is used to indicate Holocene and B-A limits (de Abreu et al., 2003; Rogerson et al., 2005).

G. truncatulinoïdes is also a subtropical species, but can be found in a broad suite of environments, except for the polar provinces and areas with extreme salinity, and it can be dextral or sinistral (Ericson and Wollin, 1968; Bé et Tolderlund, 1971; Bé, 1977; Hemleben et al., 1983). It is considered as a deep-dwelling species (Bé, 1960; Hemleben et al., 1985; Lohmann et Schweitzer, 1990) that lives preferentially in phosphate and nutrient-rich waters and is therefore a good indicator of thermocline location (Mulitza et al., 1999; Cléroux et al., 2009). Sinistral forms seem to live in a deeper thermocline than dextral specimens (Lohmann and Schweitzer, 1990; Ujiié et al., 2010). The data of *G. truncatulinoïdes* are given as percentages of coiling ratio, with the following formula: %TS = $TS * 100 / (TS + TD)$ where TS is the number of specimens of *G. truncatulinoïdes* sinistral and TD the number of specimens of *G. truncatulinoïdes* dextral. This coiling ratio has been calculated only when the number of *G. truncatulinoïdes* represented at least 2% of the total assemblage.

Pteropod species *Limacina retroversa* is an epiplanktonic subarctic species that lives in a temperature range of 2-19°C (optimum 7-12°C, Bé and Gilmer, 1977; Janssen, 2006).

4.3 Sedimentological analyses

The sedimentological study is based on visual description (synthetic logs) and grain-size analyzes, performed with a Malvern MASTERSIZER (Bordeaux University, UMR 5805 EPOC, France) using median grain size (D50).

5. Chronological and biostratigraphical framework of the Gulf of Cadiz reference cores over the last 50 kyrs

Planktonic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ data and biostratigraphical data for cores CADI2KS05, CADKS24, CADKS25, MD99-2341, MD99-2337, CADI2KS08, CADI2KS01, and CADI2KS20 are shown in figures 3 to 10. Correlations have been made between these records on the basis of a series of ten events recognized in planktonic foraminiferal and pteropod assemblage records and in the $\delta^{18}\text{O}$ curves.

5.1 Holocene assemblage

Presence of *G. ruber alba* and *rosea*, *G. conglobatus*, *G. crassaformis* and *G. sacculifer* together is typical from interglacial periods and more precisely of the Holocene period in this study. The first occurrence of these five species together over the last 50 kys is observed at 11,628 cal yr BP in core CADKS24 (Fig. 2) and with very close ages in other cores (Figs 3 to 5).

The Bölling-Allerød (B-A) period can be also characterized with the presence of these species but they rarely occur all together or are scarce. Usually only *G. ruber alba* and *G. sacculifer* are observed during the B-A.

These two periods are characterized by fine-grained deposits except between ~8 and 5 ka where a coarser bed is observed in Albufeira and Bartolome Dias contouritic drifts and Portimao High (Fig. 5).

5.2 Coiling in *Globorotalia truncatulinoides*

Coiling direction changes in *G. truncatulinoides* have previously been shown to be of value in correlation between late Pleistocene cores (Ericson and Wollin, 1968). Peaks formed by increases in the percentage of sinistral forms correlate rather closely between cores and support correlations based on frequency distributions. Differences in the shape of peaks are mainly due to changes in sedimentation rates between cores.

The first high percentages of sinistral ratio of *G. truncatulinoides* observed in the sedimentary sequences of the Gulf of Cadiz, named TE1 in Figures 2 and 5, are ranging between 60 to 80% and occur between 700 and 1100 cal yr BP (Fig. 6; Table 3). It is observed in all cores that have collected sediment from Late Holocene.

The second peak of *G. truncatulinoides* sinistral ratio, named TE2 in Figures 2, 4 and 5, ranges from 60 to 75% and occurs between 3950 and 4250 cal yr BP (Fig. 6; Table 3). It is at the limit between mid and late Holocene.

The third peak is the most conspicuous one of the Holocene period. Named TE3, it exceeds 80% of *G. truncatulinoides* sinistral ratio and ranges from 8300 to 10,500 cal yr BP (Fig. 6; Table 3). It is observed in all cores of this study.

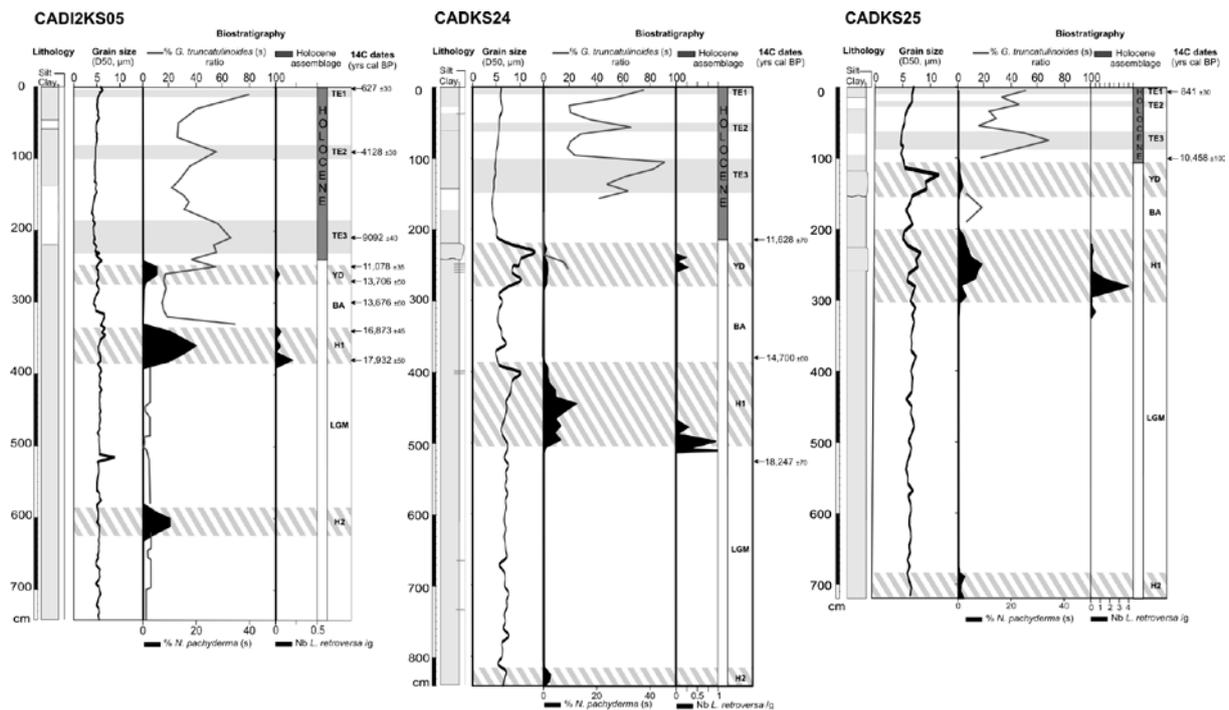


Figure 2: stratigraphical synthesis of the cores CADI2KS05, out of MOW influence, CADKS24 and CADKS25, located at the limit of influence of the Southern Branch (MLW). From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃; white: > 30% CaCO₃), grain-size data, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE1 to TE3: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H2: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.

Fine-grained sediments are observed in the different cores during those Holocene peaks of *G. truncatulinoides* sinistral ratio but a coarser contouritic bed is evidence with grain size data between TE2 and TE3 in cores from contouritic environments: in Albufeira Drift/IB, in Bartolome Dias Drift/PB and in Portimao High/SB (Fig. 5). It can be correlated to the contouritic “peak III” described in Faugères et al. (1986).

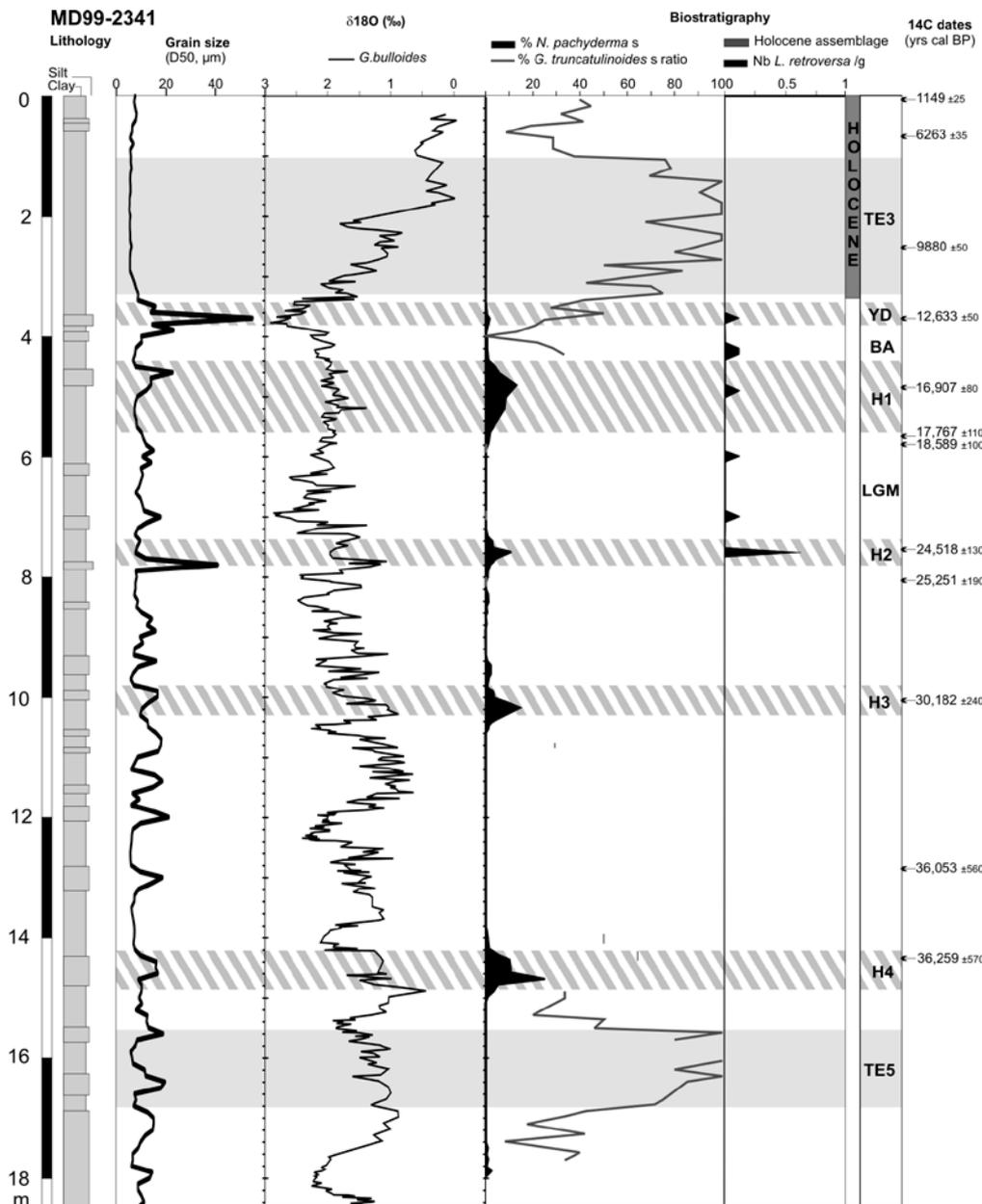


Figure 3: stratigraphical synthesis of the core MD99-2341, located under the MLW influence. From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃), grain-size data, $\delta^{18}\text{O}$ planktonic curve, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE3 to TE5: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H4: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.

The fourth peak of *G. truncatulinoides* sinistral ratio, named TE4 in Figs 3 and 5, exceeds 90% and ranges from 34,200 and 35,000 cal yr BP (Marine Isotopic Stage 3, MIS3; Fig. 6; Table 3). It is observed only in cores reaching those ages. It is characterized by fine-

grained sediment in core CADI2KS01 (Bartolome Dias Drift/PB; Fig. 5) and in core MD99-2341 (Faro-Cadiz Drift /MUW; Fig. 3).

The fifth peak of *G. truncatulinoides* sinistral ratio, named TE5 in Figure 3, exceeds 80% and is older than ~44,000 cal yr BP and younger than 46,000 cal yr BP (MIS3). Fine-grained sediments are observed during this bio-event in core MD99-2341 (Faro-Cadiz Drift /MUW; Fig. 3).

5.3 *N. pachyderma* sinistral distribution

At least five occurrences of this polar species have been observed in the cores of the Gulf of Cadiz.

The first occurrence of *N. pachyderma* (s) from the top of cores ranges from 2 to 5%, between 11,070 and 13,700 cal yr BP (Fig. 7; Table 3). It has been correlated with the Younger Dryas (Rogerson et al., 2005; Llave et al. 2006; Voelker et al. 2006; Eynaud et al., 2009). It is coeval with a significant coarse-grained contouritic bed, widespread in the contouritic environments: at the limit of influence of the Southern MLW Branch (Fig. 2), in the Faro-Cadiz Drift/MUW (Fig. 3), in the Faro Drift/MUW (Fig. 4) and in the Albufeira Drift/IB (Fig. 5). It is missing in the core CADI2KS01 located in the Bartolome Dias Drift where a hiatus at this period is evidenced (Fig. 5) and in the core CADI2KS05 which is out of the MOW influence (Fig. 2).

The second occurrence of *N. pachyderma* (s) ranges from 10 to 15% and is dated between 15,400 and 17,950 cal yr BP (Fig. 7; Table 3). It is correlated to Heinrich Stadial 1 (Turon et al., 2003; Llave et al., 2006; Voelker et al. 2006; Eynaud et al., 2009; Sanchez-Goñi and Harrison, 2009). This period is characterized by a coarser contouritic bed in all drifts and at the limit of the MOW influence (Figs 2 to 5) and fine-grained sediments out of the MOW influence (Fig. 2).

The third occurrence of *N. pachyderma* (s) ranges from 10 to 12% and is dated between 23,800 and 24,500 cal yr BP (Fig. 7; Table 3). It is correlated with Heinrich Stadial 2 (Turon et al., 2003; Llave et al., 2006; Voelker et al. 2006; Sanchez-Goñi and Harrison, 2009). This bed is not really evidenced in grain-size data except of a coarser contouritic bed in core MD99-2341 (Faro-Cadiz Drift/MUW; Fig. 3).

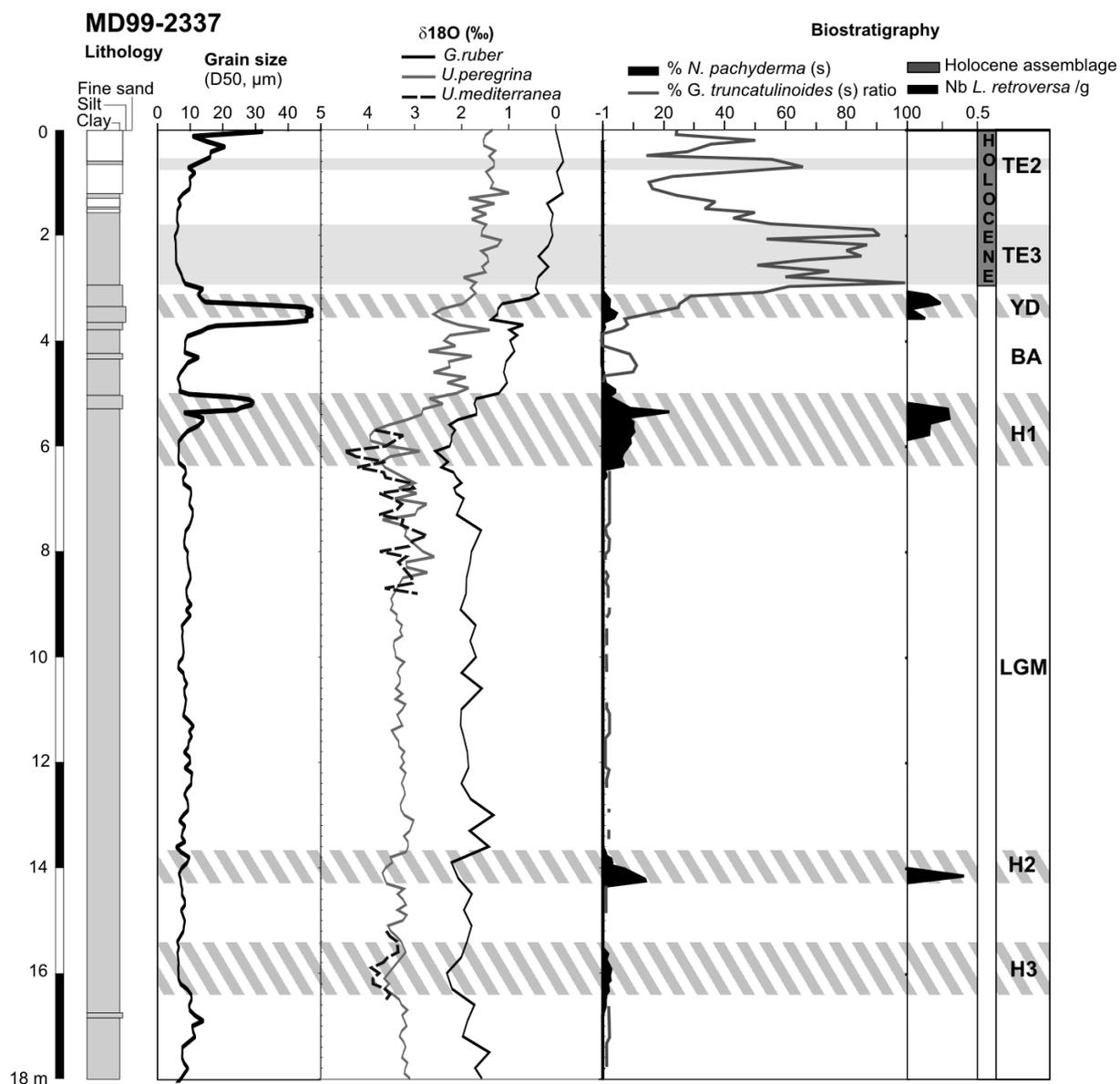


Figure 4: stratigraphical synthesis of the core MD99-2337, located under the MUW influence. From left to right: core log (grey: <math>< 30\% \text{ CaCO}_3</math>; white: > 30% CaCO_3), grain-size data, $\delta^{18}\text{O}$ planktonic and benthic curves, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and radiocarbon datings. TE2 to TE5: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1 to H3: Heinrich stadials; LGM: Last Glacial Maximum.

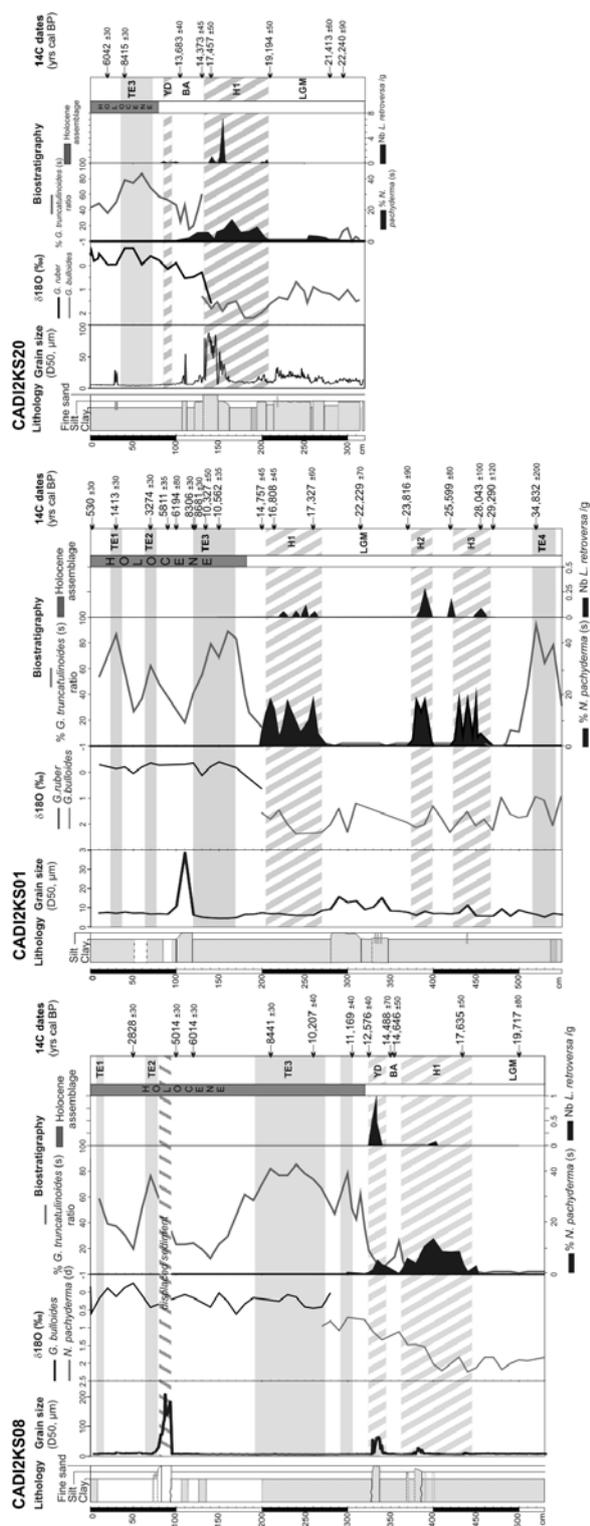


Figure 5: stratigraphical synthesis of the cores CADI2KS08, located under the Intermediate Branch (MLW) influence, CADI2KS01, located under the Principal Branch (MLW) influence and CADI2KS20, located under the Principal Branch (MLW) influence. From left to right: core log (grey: < 30% CaCO₃; white: > 30% CaCO₃), grain-size data, δ¹⁸O composite planktonic curve, biostratigraphical curves of planktonic foraminifer and pteropods, and

radiocarbon datings. TE1 to TE3: *G. truncatulinoides* (s) events, YD: Younger Dryas, BA: Bölling-Allerød, H1: Heinrich stadial 1; LGM: Last Glacial Maximum.

The fourth occurrence of *N. pachyderma* (s) ranges from 3 to 14% and is dated between 28,000 and 30,200 cal yr BP (Fig. 7; Table 3). It is correlated with Heinrich Stadial 3 (Llave et al., 2006). This bed is not really evidenced in grain-size data.

The fifth occurrence of *N. pachyderma* (s) ranges from 10 to 25% and is dated between 36,000 and 37,500 cal yr BP (Fig. 7; Table 3). It is correlated with Heinrich Stadial 4 (Llave et al., 2006; Eynaud et al., 2009; Sanchez-Goñi and Harrison, 2009). This event is only observed in core MD99-2341 (Faro-Cadiz Drift/MUW; Fig. 3) and corresponds to a slightly coarser-grained contouritic bed.

5.4 Pteropod distribution

The general distribution of pteropods, and especially subpolar species *L. retroversa*, is also of value in intercore correlation even if they are not common. Their large size (usually >500 µm) makes them notable.

L. retroversa is observed during identical period as *N. pachyderma* (s) peaks or sometimes it slightly precedes this peak except for Heinrich Stadials 3 and 4 where *L. retroversa* was not observed in the Gulf of Cadiz.

During the Younger Dryas, their frequency ranges from 0.25 to 1 *L. retroversa*/g of sediment in all contouritic environments under the MOW influence (Figs 2 to 5), except for the core out of MOW influence (0.05 *L. retroversa*/g; Fig. 2).

During Heinrich Stadial 1, *L. retroversa* frequency is almost the same in environments under and out of the MOW influence, ranging from 0.15 to 7 *L. retroversa*/g of sediment (Figs 2 to 5).

During Heinrich stadial 2, the frequency of this species decreases to ~0.5 *L. retroversa*/g of sediment in contouritic drift environments (Figs 3 to 5) and it is not observed in cores at the limit and out of MOW influence (Fig. 2).

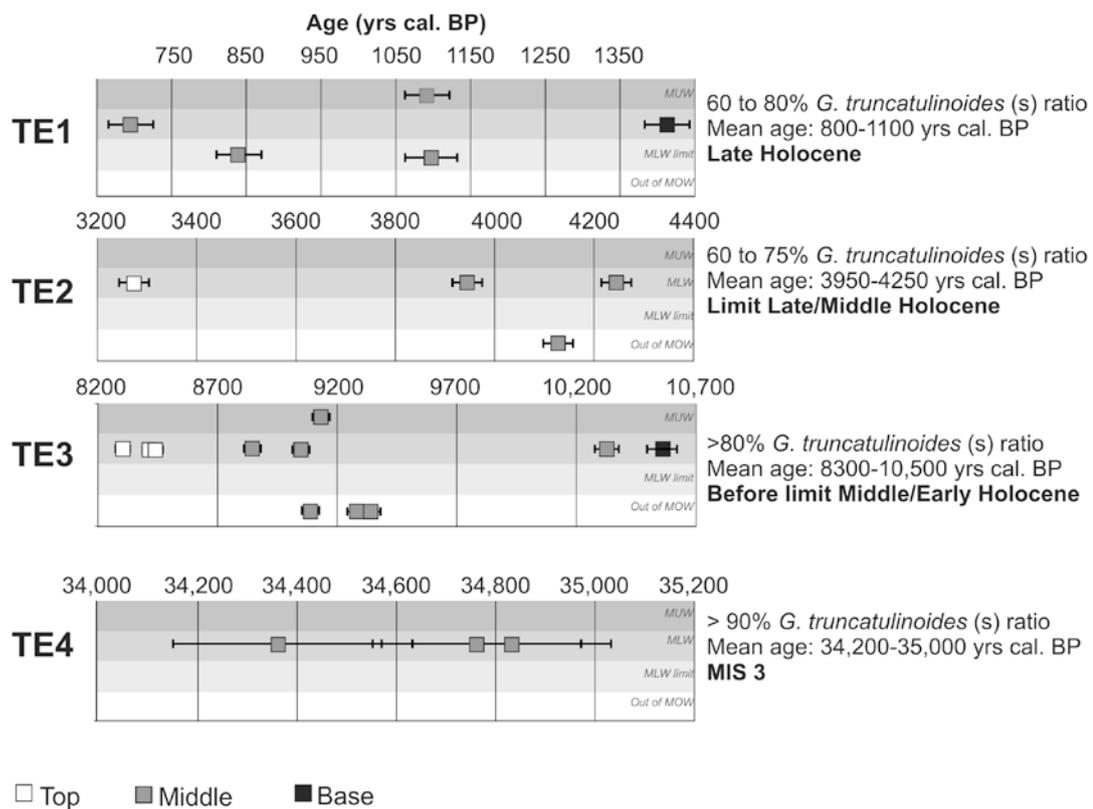


Figure 6: Ages of proposed new biostratigraphical events (TE1 to TE4) with radiocarbon dates from this study.

6. Detailed biostratigraphy in the Gulf of Cadiz during the late Quaternary

6.1 Age of bio-events

Ages of known bio-events such as *N. pachyderma* (s) occurrences during Younger Dryas and Heinrich Stadials from local studies have been added to our radiocarbon date dataset to compare them (Fig. 7). Ages for Heinrich Stadials 1 to 3 are in the same range than those from literature.

Radiocarbon dates from this study indicate that the Younger Dryas period is more spread than expected, especially at the top of the event that is up to ~800 years younger than dates from local and global studies (Table 3). That is not consistent with reworked and displaced sediment in drift deposits that would be older but that could be related to high sedimentation rates that allow accurate and high resolution sampling. In that sense, we believe that this event lasted a bit longer than what has been previously described in marine environments as six radiocarbon dates seem to confirm it whatever the species (surficial and deeper dweller species; Fig. 7; Tables 3 and 4).

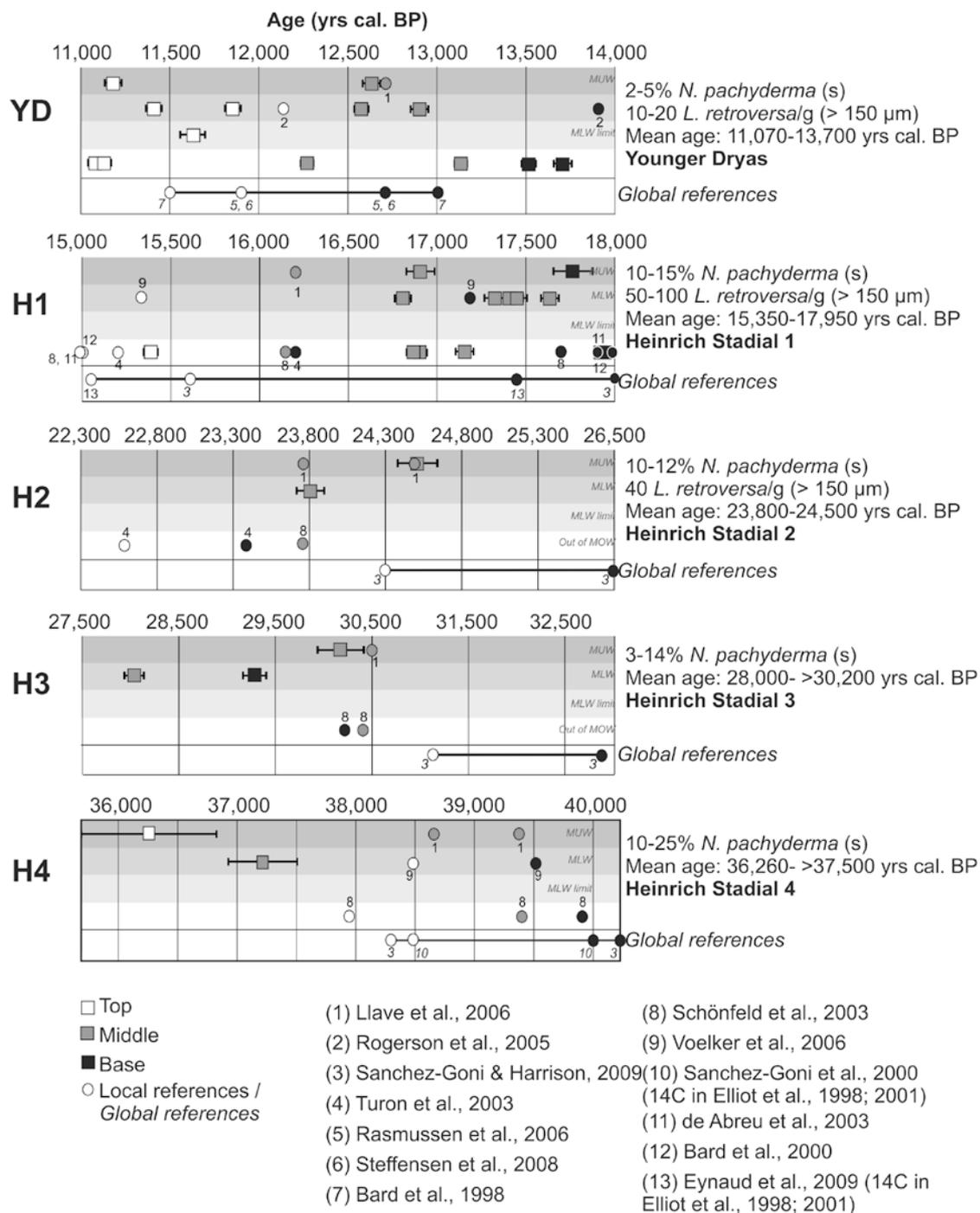


Figure 7: Ages of known biostratigraphical events (YD and H1 to H4) with radiocarbon dates from this study and from literature.

For the Heinrich Stadial 4, it is more difficult to conclude as it concerns older sediment where age error can be large. In addition, only two radiocarbon dates are available in this study (Fig. 7; Tables 3 and 4). At least 2000 years of difference with the usual date

published in literature are observed for this same event (Sanchez-Goñi et al., 2000; Schönfeld et al., 2003; Llave et al. 2006; Voelker et al., 2006; Sanchez-Goñi and Harrison, 2009).

For *G. truncatulinoides* sinistral ratio peaks, there is no other reference at this time but five radiocarbon dates constrain TE1 between 700 and 1100 cal yr BP (Fig. 7; Tables 3 and 4). This bio-event would last ~400 years and is a good marker easy to identify for Late Holocene.

TE2 is constrained with four radiocarbon dates between 3950 and 4250 cal yr BP (Fig. 6; Tables 3 and 4). This ~300 years bio-event can be used to mark the mid Holocene and the limit between mid and Late Holocene where isotopic data does not show great changes.

TE3 is dated based on eleven radiocarbon dates between 8300 and 10,500 cal yr BP (Fig. 6; Tables 3 and 4). It is the most obvious bio-event in the area as this species is abundant and the peak has a plateau-shape. When sedimentation rates are high enough, we can observe a typical two peak shape (Figs 2 and 5). This conspicuous bio-event lasted ~2200 years and is a good marker of early Holocene just under the limit between mid and early Holocene.

TE4 is only constrained with three radiocarbon dates but they seem consistent with the stratigraphic frame. This bio-event ranging from ~34,300 to 35,000 cal yr BP lasted ~700 years (Fig. 6; Tables 3 and 4). It is a significant marker of late MIS3 as it is the last time that *G. truncatulinoides* are observed in this area before Termination I.

TE5 is at the limit of radiocarbon datation but seems to occur between ~44,000 and 46,000 cal yr BP from isotopic data. As it is preceding Heinrich Stadial 4 it can be a good marker associated to TE4 to identify Heinrich Stadial 4 and place ages in MIS3 which is not always easy to constrain only with isotopic data when sedimentation rates are low.

6.2 Regional validity

The large dataset of cores used in this study was dedicated to discriminate a potential effect of reworking of microfauna and especially planktonic foraminifers and pteropods in environments under a bottom current influence compared to quieter environments.

Environment	Core	TE1	TE2	TE3	YD	H1	H2	H3	TE4	H4	TES
	CADZKS13	1092 ±30 ^{d,xx}									
MUW	CADZKS11			9282 ±40 ^{b,xx}	11,189 ±40 ^{c,x}	17,767 ±110 ^{a,xxx}	24,518 ±130 ^{a,xx}	30,182 ±240 ^{a,xx}		36,259 ±570 ^{a,x}	
	MD99-2341				12,633 ±50 ^{a,xx}						
	CADZKS08			8309 ±35 ^{b,x}	12,576 ±40 ^{b,xx}	17,635 ±50 ^{b,xx}					
	CADZKS07	695 ±30 ^{a,xx}	3945 ±30 ^{b,c,xx}	8848 ±35 ^{d,xx}							
	CADZKS01	1413 ±30 ^{a,xxx}	3274 ±30 ^{c,x}	8306 ±30 ^{a,x} , 8631 ±30 ^{b,xx}		16,808 ±45 ^{a,x} , 17,327 ±60 ^{b,xx}	23,816 ±90 ^{b,xx}	28,043 ±100 ^{d,xx}	34,832 ±200 ^{b,xx}		
	CADZKS14		4245 ±30 ^{b,xx}	10,327 ±50 ^{b,xx} , 10,562 ±55 ^{c,xxx}				29,290 ±120 ^{d,xxx}			
	CADZKS19								34,360 ±210 ^{c,xx}	37,216 ±290 ^{c,xx}	
	CADZKS20			8416 ±30 ^{c,x}		17,156 ±50 ^{d,xx} , 17,457 ±50 ^{d,xx}					
	CADKS09			9341 ±40 ^{c,xx}							
	CADKS07				12,827 ±50 ^{b,xx}						
	CADKS17				11,854 ±45 ^{c,x}						
	CADKS04				11,410 ±45 ^{b,x}	17,405 ±80 ^{d,xx}					
	CADKS23								34,762 ±210 ^{b,xx}		
MOW limit	CADZKS17	1097 ±35 ^{b,xx}									
	CADKS24				11,628 ±70 ^{c,x}	14,700 ±60 ^{b,x} , 18,242 ±70 ^{c,xxx}					
	CADKS25	841 ±30 ^{b,xx}									
	CADZKS05		4128 ±30 ^{a,xx}	9092 ±40 ^{c,xx}	11,078 ±35 ^{a,x} , 13,706 ±60 ^{a,xxx}	16,873 ±45 ^{a,xx} , 17,932 ±50 ^{a,xxx}					
	CADZKS23			9052 ±40 ^{a,xx}							
MOW out	CADZKS24			9139 ±30 ^{b,xx}	11,111 ±30 ^{b,x} , 12,271 ±35 ^{b,xx}	15,386 ±40 ^{b,x} , 16,892 ±50 ^{a,xx}					
					13,134 ±35 ^{b,xx}	17,948 ±45 ^{a,xxx}					

^a Bulk
^b *G. inflata*
^c *G. ruber alba*
^d *G. bullioides*
^e *N. pachyderma* d

^x Top
^{xx} Middle
^{xxx} Base

MOW: Mediterranean Outflow Water
 MUW: Mediterranean Upper Water
 MLW: Mediterranean Lower Water

Table 3: radiocarbon ages of biostratigraphical events in each core.

Data shown in this study do not evidence any obvious reworking or displacement of planktonic foraminifers and pteropods as frequencies, percentages and ages of bio-events are all coherent. We do not observe any “older effect” in contouritic drift or channel environments where bottom currents could have in situ reworked or even displaced older microfossils (Table 3). This effect would be much reduced and microfossils would settle in a time period that is included in the different errors induced by sampling and sedimentation rates, bioturbations, species used for AMS radiocarbon measurements and errors on this measurement.

We also do not observe any local effect: all bio-events presented in this study have a very coherent signal in all the Gulf of Cadiz. That is encouraging for detailed comparison between cores from different drifts and environments to determine for example which branch of the MOW was the most active during certain periods or to evaluate in detail sedimentation rates in environments where radiocarbon dates are not always attainable because of high terrigenous content of sediment and low presence of microfossils.

Bio-event	Character	Age (years cal. BP)	Identification
TE1	60->80% TS	800-1100	Late Holocene
TE2	60-75% TS	3950 - 4250	Limit Late/Mid Holocene
TE3	>80% TS	8300 - 10,500	Early Holocene
	2-5% <i>N. pachyderma</i> (s)	11,070 - 13,700	Younger Dryas
	10-15% <i>N. pachyderma</i> (s)	15,350 - 17,950	Heinrich Stadial 1
	10-12% <i>N. pachyderma</i> (s)	23,800 - 24,500	Heinrich Stadial 2
	3-14% <i>N. pachyderma</i> (s)	28,000 - >30,200	Heinrich Stadial 3
TE4	>90% TS	34,200 - 35,000	MIS3
	10-25% <i>N. pachyderma</i> (s)	36,260 - >37,500	Heinrich Stadial 4
TE5	>80% TS	44,000 - 46,000	MIS3

Table 4: mean ages of proposed and known biostratigraphical events and characterization.

6.3 Meaning of high percentages of sinistral ratio of *G. truncatulinoides*

G. truncatulinoides dextral uses to live between 250 and 400 m water depth, below the mixed layer (Wilke et al., 2009; Mulitza et al., 1997; Ganssen and Kroon, 2000) and the winter thermocline (Wilke et al., 2009), and it is associated to Eastern North Atlantic Central Water (ENACW; Voelker et al., 2009). This species, whatever the coiling direction, is present

over the last 50 ka except during the coldest periods or phases. The high percentages of the sinistral form of *G. truncatulinoides* would suggest a deepening of living depth of this species as the sinistral forms used to be observed in deeper water masses than the dextral forms in previous studies (Lohmann and Schweitzer, 1990; Ujiie et al., 2010).

We have no data of living *G. truncatulinoides* sinistral in the Gulf of Cadiz and no indication of their optimal living water depth but we can assume that if the dextral form lives in ENACW (presently ~100 to 300-600 m, depending of location), the sinistral form could live at the transition between ENACW and MOW (presently 300 to 600 m, depending of the MOW branch and location).

Such living depths and water mass transitions are coherent with those observed in other locations in the Atlantic Ocean (Ujiie et al., 2010) and correspond to periods when MOW is in a high position as MOW tends to deepen during cold periods and phases such as YD or Heinrich events (Toucanne et al., 2007). Those high percentages of sinistral ratio of *G. truncatulinoides* are effectively interbedded with coarser beds related to increased and deepened MOW. Those peaks could then be referred to migration of MOW in its upper location.

7. Conclusions

Biostratigraphical events of Holocene and Late Pleistocene age from the Gulf of Cadiz and based on planktonic foraminifera and pteropods show a high degree of similarity whatever sedimentation rates and sedimentary environments. A detailed correlation between cores of contouritic drifts or slope environment without bottom current influence is possible thanks to coiling direction changes within *Globorotalia truncatulinoides* and by occurrences of the polar species *Neogloquadrina pachyderma* sinistral and *Limacina retroversa*. These two last species are related to paleoclimatic oscillations and illustrate the last six rapid changing water-mass conditions at the surface of the Gulf of Cadiz during the last 50 ka (Heinrich events and Younger Dryas). *Globorotalia truncatulinoides* sinistral events could fit with MOW migration and especially with five periods with its highest location over the last 50 ka (Holocene and MIS3).

8. Acknowledgements

Authors thank the crew and scientific teams of CADISAR 1 and 2 cruises on the *r/v Le Suroît* and GINNA/IMAGES V cruise on the *r/v Marion Dufresne II* (IPEV) for the recovery of the cores. Authors also thank J. St Paul and G. Chabaud for their invaluable technical assistance. Authors finally thank the French program Artémis for most of the radiocarbon ages of this study.

9. References

- Ambar, I., Armi, L., Bower, A., 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., 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* 26, 555-568.
- Bard, E. 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2025-2038.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Gendreau, S. 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science* 289, 1321-1324.
- Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G. 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian margin. *Quaternary Research* 61, 204-214.
- Bé, A.W.H. 1960. Ecology of recent planktonic foraminifera. Part 2 – bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Bermuda. *Micropaleontology* 6 (4), 373-392.
- Bé, A.W.H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, vol. 1. Academic Press, 1-100.
- Bé, A.W.H., Gilmer, R.W. 1977. *Oceanic Micropaleontology*. Ramsay, A.T.S. (Ed.), Academic Press, 812 p.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S. 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In: Funnell, B.M., Riedel, W.R. (Eds.), *Micropaleontology of Marine Bottom Sediments*. Cambridge University Press, Cambridge, 105-149.
- 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.

- Bryden, H.L., Stommel, H.M. 1982. Origin of the Mediterranean Outflow. *Journal of Marine Research* 40S, 55-71.
- Cléroux, C., Lynch-Stieglitz, J., Schmidt, M.W., Cortijo, E., Duplessy, J.-C. 2009. Evidence for calcification depth change of *Globorotalia truncatulinoides* between deglaciation and Holocene in the Western Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 73, 57-61.
- Darling, K.F., Kucera, M., Kroon, D., Wade, C.M. 2006. A resolution for the coiling ratio direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*. *Palaeoceanography* 21, 2011-2034.
- 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, 1-20.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.C. 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* 13, 433-446.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthé, S. 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). *Earth and Planetary Science Letters* 194 (1-2), 151-163.
- Ericson, D.B., Wollin, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments, *Science* 13, 1227-1234.
- Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A.H.L., Schönfeld, J., Salgueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sanchez-Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho I. 2009 - Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, 1-21.
- 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., Gonthier, E., Stow, D.A.V. 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296-300.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Monteiro, J.H., 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.

- Ganssen, G.M., Kroon, D. 2000. The isotopic signature of planktonic foraminifera from NE Atlantic surface sediments: Implications for the reconstruction of past oceanic conditions. *J. Geo. Soc.* 157, 693-699.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., 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 and processes*. Oxford London Edinburg. Geological Society by Blackwell Scientific Publications 15, 245-256.
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J.M., 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.
- Hanquiez, V. 2006. Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. PhD thesis, Université Bordeaux 1, 352p.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., Voisset, M. 2007. High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology* 246, 42-59.
- 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.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R. 1983. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag, New York, 363p.
- Hemleben, C., Spindler, M., Breitingner, I., Deuser, W.G. 1985. Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotaliid species from the Sargasso Sea off Bermuda. *Journal of Foraminifera Research* 15, 254-272.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., Dias del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, 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., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Diaz 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.

- Janssen, A.W. 2006. Holoplanktonic mollusca (Gastropoda) from the Gulf of Aqaba, Red Sea and Gulf of Aden (Late Holocene-Recent). *The Veliger* 49 (3), 140-195.
- Jungclauss, J.H., Mellor, G.L. 2000. A three-dimensional model study of the Mediterranean Outflow. *Journal of Marine Systems* 24 (1-2), 41-66.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H. 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology* 9 (2), 77-99.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Diaz del Río, V., 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, 241-262.
- Lohmann, G.P., Schweitzer, P.N. 1990. *Globorotalia truncatulinoides* growth and chemistry as probes of the past thermocline: 1 Shell size. *Paleoceanography* 5 (1), 55-75.
- Madelain, F. 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap St Vincent. *Cahier Océanographique Paris* 22, 1, 43-61.
- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E., Lecroart, P. 2007. 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* 242, 247-260.
- 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. 2002. Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record, Gulf of Cadiz. *EOS American Geophysical Union Transaction* 83, 43, 481-488.
- Mulitza, S., Arz, H.W., Mücke, Moos, C., Niebler, H.S., Pätzold, J., Segl, M. 1999. The South Atlantic carbon isotope record of planktic foraminifera. In: *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. G. Fisher and G. Wefer (Eds.), Springer, New York, 427-445.
- Mulitza, S., Dürkoop, A., Hale, W., Wefer, G., Niebler, H.S. 1997. Planktonic foraminifera as recorders of past surface-water stratification. *Geology* 25, 335-338.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A. 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology* 82 (1-4), 103-131.
- O'Neil-Baringer, M., Price, J.F. 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean Outflow. *Marine Geology* 155, 63-82.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johansen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M.,

- Röthlisberger, R.R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, DOI: 10.1029/2005JD006079.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years CAL BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Weaver, P. P. E., Murray, J. W. 2005. Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography* 20, 1-12.
- Sanchez-Goñi, M.F., Turon, J.-L., Eynaud, F., Gendreau, S. 2000. European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the Last Glacial Period. *Quaternary Research* 54, 394-403.
- Sanchez-Goñi, M.F., Harrison, S.P. 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the last glacial: concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823-2827.
- Schiebel, R., Joanna, W., Matthias, B., Hemleben, C. 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep-Sea Research I*, 721-740.
- Schönfeld, J., Zahn, R., de Abreu, L. 2003. Surface to deep water response to rapid climate changes at the western Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 36 (4), 237-264.
- Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, J. 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, 1-4, 153-176.
- Steffensen, J.P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.L., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Svensson, A., White, J.W.C. 2008. High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science* 321, 680-684.

- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., 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., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Diaz del Río, V., Somoza, L., Brackenridge, R. 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy Contourites, Bedforms and Dynamic Current Interaction. *Marine Geology* 343, 99-114.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C. 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model. *Developments in Sedimentology* 60, pp. 223-256.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C calibration program. In: Stuiver, M., Long, A., Kra, R.S. (eds). *Calibration 1993. Radiocarbon* 35 (1), 215-230.
- Telford, R.J., Heegaard, E., Birks, H.J.B. 2004. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *Holocene* 14, 296-298.
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S. 2007. 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* 246, 354-366.
- Turon, J. L., Lézine, A. M., Denèfle, M. 2003. Land-sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59, 88-96.
- Ujiié, Y., de Garidel-Thoron, T., Watanabe, S., Wiebe, P., de Vargas, C. 2010. Coiling dimorphism within a genetic type of the planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides*. *Marine Micropaleontology* 77, 145-153.
- Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H., Abrantes, F. 2009. Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q12U08.
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., 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.
- Voelker, A.H.L., de Abreu L. 2011. A Review of Abrupt Climate Change Events in the Northeastern Atlantic Ocean (Iberian Margin): Latitudinal, Longitudinal, and Vertical Gradients. *Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts. Geophysical Monograph Series* 193, 15-37.

Wilke, I., Meggers, H., Bickert, T. 2009. Depth habitats and seasonal distributions of recent planktic foraminifers in the Canary Islands region (29°N) based on oxygen isotopes. *Deep Sea Research, Part I* 56 (1), 89-106.

Zenk, W., Armi, L. 1990 The complex spreading patterns of Mediterranean water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Research* 37, 1805-1823.

I.3 LES ASSEMBLAGES D'OSTRACODES : PALEOCIRCULATION ET PALEOENVIRONNEMENTS

Les ostracodes dont nous avons précédemment défini les communautés et les caractéristiques par rapport à leur milieu se retrouvent dans les carottes étudiées le plus souvent sous forme de mélanges de faune en place (biocénose s.l.) et de faune déplacée (thanatocénoses). Nous prenons en compte ici la faune en place (orange sur les figures 8 à 11), la faune déplacée (jaune et bleu) et les espèces liées à la MOW, *Rectobuntonia miranda* et *Krithe keyi* = H (vert).

Les carottes analysées se répartissent sur l'ensemble de la zone étudiée: CADI2KS08 et CADI2KS10 (drift d'Albufeira, sous l'influence de la branche intermédiaire de la MOW), CADKS24 (petit plateau à la limite de l'influence de la branche sud de la MOW) et MD99-2337 (drift de Faro, sous l'influence de la MOW supérieure).

Dans la carotte CAD2KS10 (703 m de profondeur), la faune est majoritairement de type épibathyal et donc compatible avec la profondeur du prélèvement (Figure I-8). La faune liée à la MOW est présente à partir de 55-58cm, correspondant à l'événement d'Heinrich 4, puis, vers 13-15 cm, correspondant au Younger Dryas, et disparaît vers le sommet de la carotte. Il n'y a jamais de faune côtière ou phytale, les apports venant au maximum de la zone circalittorale proche. La faune est beaucoup plus riche et diversifiée vers le sommet (13-15 cm) et caractérise bien le milieu épibathyal haut.

Les *Krithe* indiquent généralement une bonne ventilation, meilleure pour les espèces "atlantiques" (*K. pernoides* (A) et *K. compressa* (C) que pour l'espèce méditerranéenne (*K. keyi* (H)). En ce qui concerne les espèces de la MOW, les *Rectobuntonia miranda* ne se trouvent qu'au sommet.

La faune se présente généralement sous forme de 2 stocks: l'un, d'individus parfaitement conservés, l'autre, d'individus (appartenant aux mêmes espèces), plus ou moins sévèrement corrodés, tout comme les Mollusques, les otolithes ou les Foraminifères. On note également au sommet, la présence du ptéropode *L. inflata*, signe de productivité, comme les *Parakrithe*.

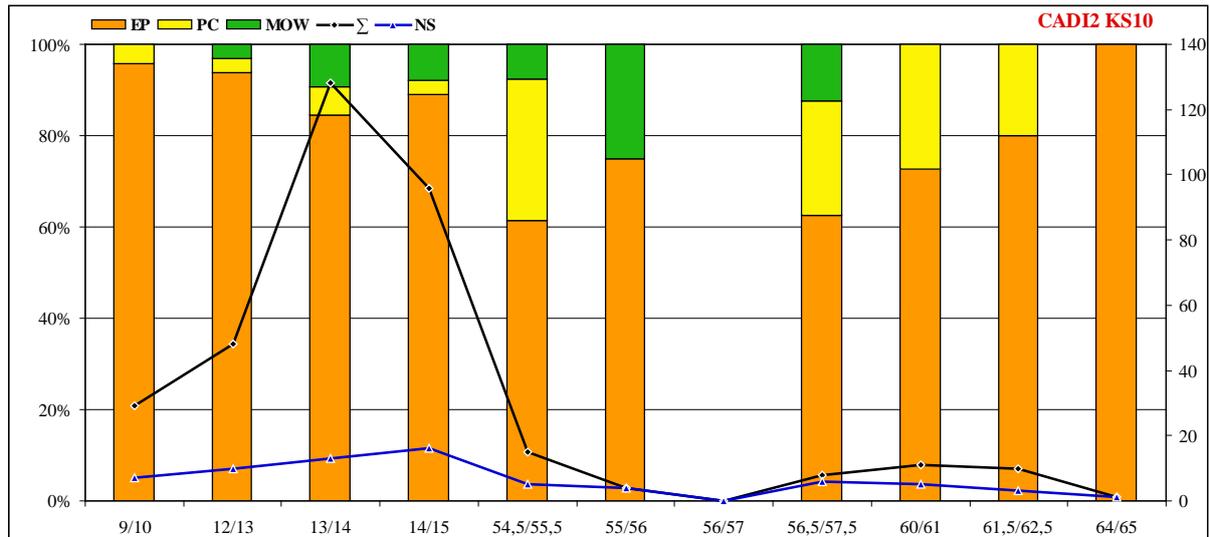


Figure I-8: Assemblages d'ostracodes dans certains niveaux de la carotte CADI2KS10. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EP: faune épibathyale en place; MOW: faunes typiques de la MOW; PC: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.

Dans la carotte CADI2KS08 (789 m de profondeur; Figures 1 et 5), les quelques échantillons étudiés sont concentrés sur l'Holocène et montrent une dominance de la faune épibathyale, mais avec des apports côtiers plus importants entre 80 et 95 cm, dans le niveau grossier juste sous le pic de *G. truncatulinoïdes* TE2, à la limite entre l'Holocène moyen et l'Holocène tardif (Figures 5 et 9). Les espèces de la MOW sont présentes, indiquant un passage épisodique de celle-ci. La productivité soulignée par les *Parakrithe* se situe au milieu de l'épisode.

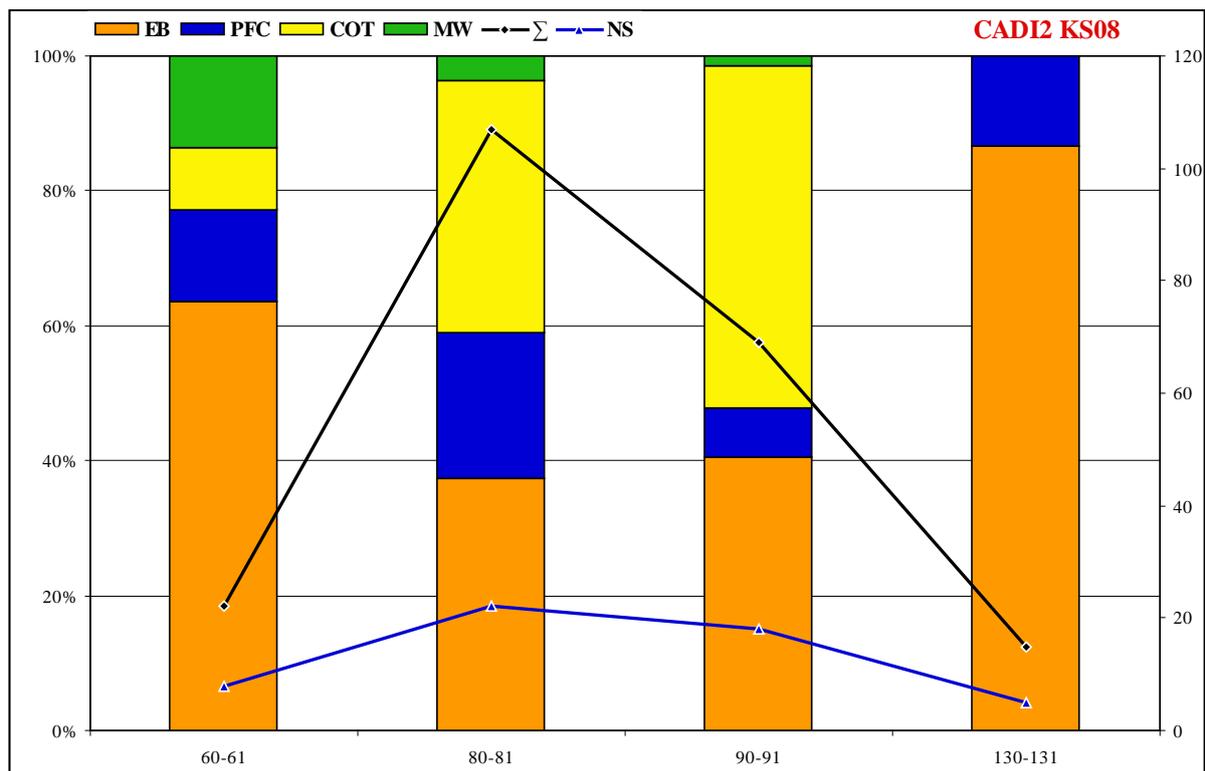


Figure I-9: Assemblages d'ostracodes dans la carotte CADI2KS08. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EB: faune épibathyale; MW: espèces typiques de la MOW; PFC : espèces circalittorales déplacées; COT: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.

Dans la carotte CADKS24 (1316 m de profondeur, Figures 1 et 2), la faune est très majoritairement épibathyale (Figure I-10). Les apports fauniques sont très faibles (<5%) au cours du Bölling-Allerød, très rares pendant le H1 où la densité faunique est maximum. La MOW est présente tout au long avec des maxima d'influence au début et à la fin du H1, à la fin du B-A et au cours du YD. Elle disparaît à l'Holocène inférieur (circulations bloquées). Il y a une productivité accrue lors des épisodes «froids» (YD et H1) et un approfondissement de la MOW.

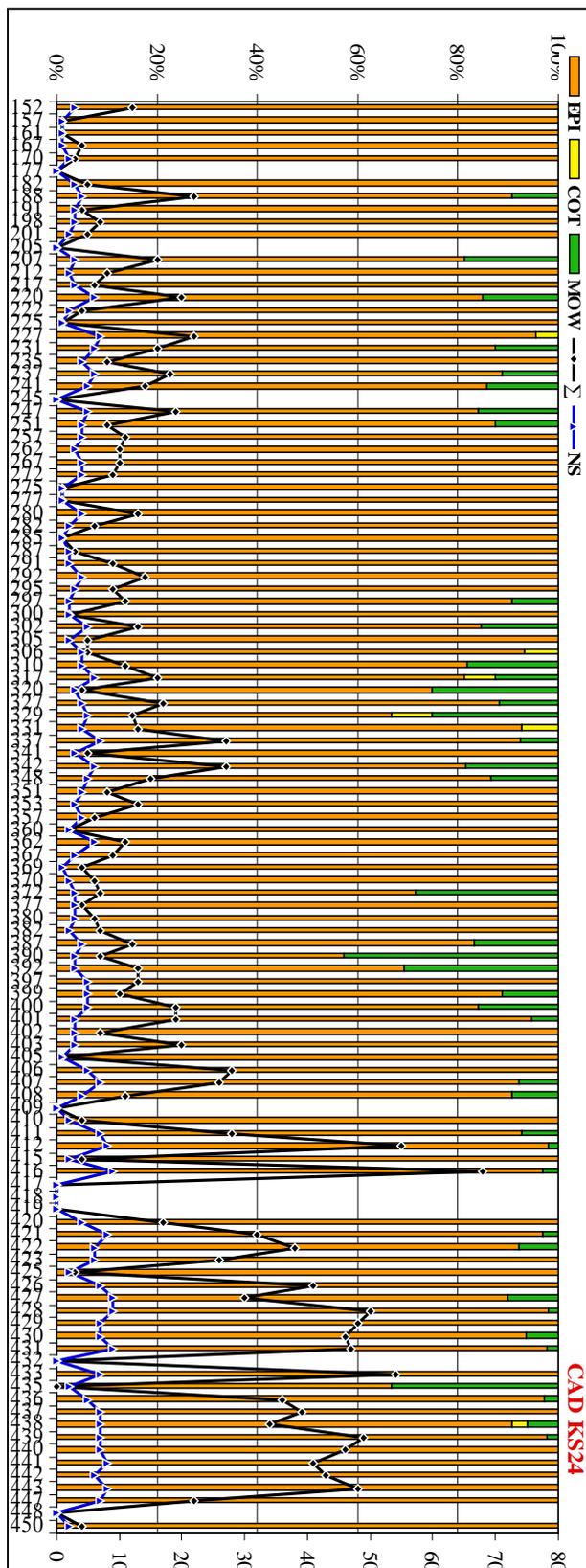


Figure I-10: Assemblages d'ostracodes dans la carotte CADKS24. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EPI: faune épibathyale; MOW: espèces typiques de la MOW; COT: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus; NS: nombre d'espèces.

La carotte MD99-2337 (598 m de profondeur; Figures 1 et 3) présente le même type de séquences, mais avec une MOW beaucoup plus constante sauf à la fin du H1 (Figure I-11). Les faunes déplacées sont encore plus rares et les périodes de productivité, fréquentes au glaciaire ou à l'Holocène sont ici absentes.

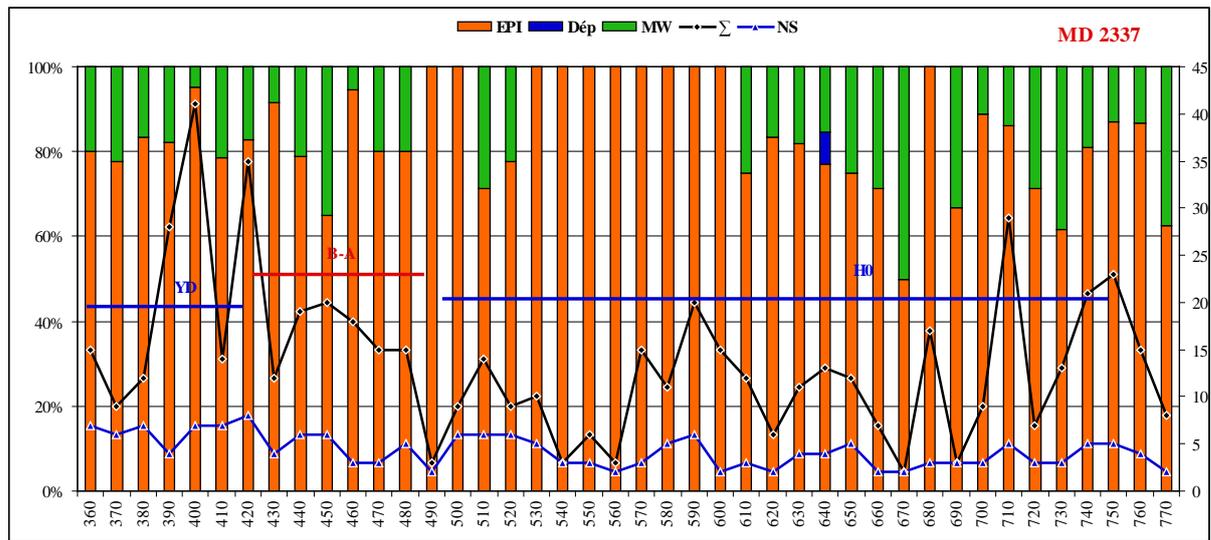


Figure I-11: Assemblages d'ostracodes dans la carotte MD99-2337. Chaque échantillon est référencé en cm (abscisses). EPI: faune épibathyale ; MW: espèces typiques de la MOW ; Dép: faune déplacée de la plateforme continentale; Σ : nombre total d'individus ; NS: nombre d'espèces.

CHAPITRE II:
FACIES CONTOURITIQUES

II.1 Résumé

Les associations des faciès des carottes prélevées dans la partie profonde du Golfe de Cadix, et situées sous l'influence de la branche inférieure de la Veine d'Eau Méditerranéenne (VEM), sont étudiés et interprétés en utilisant le concept classique de modèle contouritique et en se basant sur des données incluant des analyses granulométriques et des lames minces de sédiments indurés. Les carottes montrent à la fois des environnements de faible énergie (drifts contouritiques) ou de forte énergie (chenaux).

L'étude des distributions granulométriques et des lames minces montre que les faciès argileux - silt fins et la sable - silt grossiers, sont les faciès les plus communs dans les séquences étudiées, tandis que les faciès grossiers et graveleux sont moins fréquents. Les courbes de distributions des tailles de grains sont unimodales dans les faciès des grains fins et bi-ou trimodaux dans les faciès plus grossiers. Ce changement dans la composition granulométrique est en relation d'une part avec l'élimination partielle de la fraction fine et d'autre part avec l'arrivée de nouveaux types de particules grossières. En outre, la plupart des contacts entre les faciès sont nets plutôt que transitionnels.

Ceci suggère que la séquence contouritique n'est qu'en partie liée à des changements dans la vitesse et la compétence de l'écoulement sur le fond marin, mais peut aussi être en relation avec l'arrivée d'un stock des particules terrigènes plus grossière, soit en raison de l'intensification de l'érosion au niveau des flancs de chenaux contouritiques qui confinent localement la VEM (clastes argileux), ou en raison de l'augmentation des apports sédimentaires par les fleuves (grains de quartz) et le transport en masse (glissements) depuis le plateau continental et le talus supérieur. Ainsi, les associations de faciès qui forment la contourite classique doivent être interprétées avec discernement car il se peut qu'elle ne soit pas contrôlée uniquement par la vitesse du courant, mais aussi par l'accumulation d'événements sédimentaires successifs. N'utiliser que la taille de grain moyenne ou modale pour interpréter les faciès contouritiques en termes de dynamique des courants de fond peut s'avérer dangereux. Il est plus raisonnable d'utiliser l'évolution verticale des populations granulométriques au sein de la succession de faciès constituant la séquence contouritiques.

II.2 ARTICLE “CONTOURITES IN THE GULF OF CADIZ: A CAUTIONARY NOTE ON POTENTIALLY AMBIGUOUS INDICATORS OF BOTTOM CURRENT VELOCITY”

Thierry Mulder, Rim Hassan, Emmanuelle Ducassou, Sébastien Zaragosi, Eliane Gonthier, Vincent Hanquiez, Elodie Marchès, Samuel Toucanne

(Received: 26 November 2012/Accepted: 26 May 2013/Published online: 16 June 2013-Geo-Mar Lett (33). P 357-367.

T. Mulder: R. Hassan: E. Ducassou: S. Zaragosi: E. Gonthier: et V. Hanquiez

Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Avenue des facultés,
33405 Talence cedex, France

E-mail: t.mulder@epoc.u-bordeaux1.fr

E. Marchès

Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), rue du Chatellier,
29228 Brest cedex 2, France

S. Toucanne

Ifremer, Géosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané, France

Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity

Thierry Mulder, Rim Hassan, Emmanuelle Ducassou, Sébastien Zaragosi, Eliane Gonthier, Vincent Hanquiez, Elodie Marchès, Samuel Toucanne

Abstract

Facies associations in cores collected in the deep part of the Gulf of Cadiz, which is under the influence of the lower branch of the Mediterranean Outflow Water, are investigated in terms of the classical contourite model using grain-size analyses and thin sections of indurated sediment. The thin sections and grain-size distributions show that clayey fine silts and sandy coarse silts are the most common facies associations in the studied contourite sequences, while coarse-grained, gravelly contourites are less common. Grain-size distributions are unimodal in the fine-grained and bi- or trimodal in the coarser-grained contourites. This change in grain-size composition is related both to the partial removal of the fine-grained fraction and to the replenishment of the coarser-grained one. In addition, most of the contacts between individual facies are sharp rather than transitional. This suggests that the contourite sequence is only in part related to changes in bottom current velocity and flow competency, but may also be related to the supply of a coarser terrigenous particle stock, provided by either increased erosion of indurated mud along the flanks of confined contourite channels (mud clasts), or by increased sediment supply by rivers (quartz grains) and downslope mass transport on the continental shelf and upper slope. The classical contourite facies association may therefore not be solely controlled by current velocity, but may be the product of a variety of depositional histories. The classical contourite depositional sequence should therefore be interpreted with greater care and in the light of the regional sedimentological background. In addition, the wisdom of exclusively using mean or modal particle size for the interpretation of depositional contourite processes is questioned. Instead, it is proposed that the vertical evolution of grain-size populations in the facies successions forming contourite sequences be assessed

Introduction

The classical contourite sequence depicting a model for deposition from deep-marine contour currents (Hollister 1967) was originally proposed by Gonthier et al. (1984) and

Faugères et al. (1984) using data on cores collected from the Faro Drift in the Gulf of Cadiz off the SW

Iberian Peninsula (Figs. 1, 2a). It was first defined for deposits related to sediment transport and deposition by thermohaline circulation or geostrophic currents (Stommel 1958) related to deep-water masses of different temperatures and salinities (Heezen et al. 1966) and known as the “conveyor belt” (Broecker 1991). These deposits form most of the sediment drifts. The contourite concept was extended later to deposits reworked by other deep-sea currents including wind-driven currents, internal tides and other loop currents related to cyclones (see related references in Shanmugan 2012). The model was first applied to clay- and silt-dominated (Muddy) contourites (mud contents of up to 95 %) and later extended to sandy contourite facies by Stow (1994) and used to build a conceptual, idealized contourite sequence model (Stow and Faugères 2008).

The classical scheme comprises two superposed units: a basal coarsening-up unit grading from fine homogeneous mud (clayey fine silt) to mottled coarser silt and finally sandy silt/silty sand, followed by a fining-up unit showing the same facies succession in reverse order (Fig. 2a). This is nicely illustrated in Fig. 2b, which shows a section of a core recovered by T. Mulder and colleagues from the Faro Drift (Cadisar cruise 2, 2004, core CADI2KS08). In the corresponding upcore grain-size distributions (Fig. 2c), curves A and D represent the basal/top mud facies having a typical bimodal shape reflecting the mixing of a subordinate sandy coarse silt and a dominant clayey fine silt population. This bimodal distribution in the terrigenous silt fraction was already underlined by Robinson and McCave (1994), McCave et al. (1995a, b), and Bianchi and McCave (2000). Curves B and C are also bimodal but with a dominant sandy silt/silty sand and a subordinate clayey fine-silt population. This so-called mottled facies corresponds to a sandy mud facies containing coarse silt lenses resulting from infilled polychaete burrows.

Using mean grain size as indicator, the change in sediment composition has hitherto been interpreted as being associated with a change in bottom current competency and velocity. This idea emerged because, differently to what happens in turbidity currents, contour currents (whatever their origin) act as a winnowing machine generating sediment resuspension by tractive (bed load) transport (Allen 1984) of already deposited particles. The sorting of particles is particularly efficient (Shanmungan 2012). Thus, winnowing intensity and current competency can both be related to current speed, although this concept must be applied with care when dealing with aggregation processes affecting fine-grained cohesive particles. This interpretation is based on the “sortable silt” concept of McCave et al. (1995b),

who considered that the non-flocculated fraction can be used as a proxy for current velocity and that the mean (modal) grain size can serve to reconstruct current strength and be interpreted in terms of climate variation (McCave 1995a, b; Bianchi and McCave 1999; Bianchi et al. 2001). This model has been successfully applied to fine-grained sequences examined by Toucanne et al. (2007) in a core collected in the neighbourhood of the present study area, in the low-energy Faro-Cadiz sheeted drift. It shows silt–clay facies (most abundant), clayey silt (mottled) facies and rare clayey sand facies. All the facies have a bimodal grain-size distribution, and are organized into vertical coarsening- and then fining-up sub-sequences bounded by progressive contacts.

They have been interpreted as classical contourites deposited by a current with initially steadily increasing velocity, followed by a decrease in velocity. During periods of increasing current velocity, the coarser mode becomes predominant while the finer diminishes, suggesting significant winnowing of fine particles during periods of enhanced bottom current activity (Hernández-Molina et al. 2003, 2006; Llave et al. 2006). Stow and Faugères (2008) extended the model to sandy contourites and published a generalized composite contourite model consisting of the superposition of a negatively graded lower sub-sequence (mud + mottled silt and mud units), a middle sandy silt unit and an upper positively graded sub-sequence (mottled silt and mud + mud units). They again underlined the destruction of primary sedimentary structures by thorough bioturbation, and the rarity of sand. As emphasized by Shanmugan (2012), Stow and Faugères (2008) also stated that this idealized conceptual sequence is never found in totality in natural depositional environments and that, commonly, only base- and top-cut sequences with respectively sharper base and top contacts are encountered, reflecting the abrupt change in current velocity or the presence of a complex seafloor topography which locally modifies the current speed. Upper contacts related to current intensification are more frequent than lower contacts (Hollister 1967).

Although the entire sequence is fully bioturbated, the grain-size signal has evidently been retained, suggesting that it represents longer-term (5,000–20,000 years) fluctuations (acceleration and deceleration) in mean current velocity (Lovell and Stow, 1981; Stow et al. 1986) in most terrigenous or mixed drifts. The recurrence intervals of these oscillations might be greater (20,000–40,000 years) in bioclastic accumulations (Stow and Faugères 2008). Such long-term oscillating energy conditions are one of the main differences between contour currents and waning turbidity currents moving downslope along continental margins (Shanmugan 2012). In fact, Faugères and Stow (1993), Stow et al. (2002), and Stow and Faugères (2008) suggest that most of the sandy contourites can be interpreted as bottom

current-modified turbidites. Shanmugam (2006) underlined that the predominance of mud in the Faro Drift could be misleading when attempting to define a generalized contourite facies model. Other authors (e.g. Dalrymple and Narbonne 1996) criticised the use of bioturbation as a diagnostic feature of contourites, although most contourites do show intense bioturbation given the low sedimentation rate and the loading with oxygen and nutrients by bottom currents (Chough and Hesse 1985). For example, Tucholke et al. (1985) prefer to relate the intensity of bioturbation to the current intensity along the seafloor. Masson et al. (2010) showed that the muddy sand contourite collected in the Faroe-Shetland Channel could result from the incomplete winnowing of underlying sand and that along slope transport is minor. Other sedimentary sequences related to contour currents are the gravel-lag contourites resulting from the complete winnowing of particles ranging in size from mud to sand by powerful bottom currents (Stow et al. 1996), resulting in the preservation of the base-only sequence of the generalized Stow and Faugères (2008) model and biogenic contourites (Kidd and Hill 1986).

Other studies close to the Gulf of Cadiz—for example, on the Galicia margin (e.g. Bender et al. 2012) or in the Mediterranean (e.g. Verdicchio and Trincardi 2008)—have provided evidence for recent (post-Last Glacial Maximum) sedimentation on continental slopes resulting from increased sediment availability (including variations in detrital input, marine productivity and sea-level stands, as well as current velocities). Contourite deposition, however, has been more strongly affected by climatic and sea-level changes rather than tectonics since the Mid-Pleistocene Revolution (Llave et al. 2011). The formation of coarse-grained contourites in the Gulf of Cadiz over the last 50,000 years is thus interpreted to be the result of an intensification of MOW formation and current velocity during cold periods. Sandy-silt contourites are related to the Younger Dryas, Heinrich events (in particular H1 and H2) and stadial Dansgaard-Oeschger events (Mulder et al. 2002; Hanquiez 2006; Llave et al. 2006; Voelker et al. 2006; Toucanne et al. 2007). Conversely, fine-grained contourites are related to warm periods (Bølling-Allerød and Dansgaard-Oeschger interstadials). Such fluctuations in the MOW and other bottom currents, and their implication for late Quaternary climate forcing on slope sedimentation, have also been recorded in the northernmost areas of MOW activity, i.e. along the Rockall Trough and Porcupine Bank, and off Ireland (Øvrebø et al. 2005, 2006). However, an increase in bottom current velocity during sea-level lowstands is not a general rule, but also depends on regional tectonic activity and the presence of a nearby englacial continental margin (Brackenridge et al. 2011).

The fact that the Gulf of Cadiz is located close to the outflow of the Strait of Gibraltar (Fig. 1) makes it a prime target for the study of contourites, i.e. sedimentary beds deposited by bottom currents following bathymetric contours. Within this context, the main aim of the present paper is to call for caution in interpreting the classical contourite model characterized by a coarsening- and fining-up depositional sequence solely in terms of changes in current velocity because other factors can also explain changes in the grain-size composition of the sediment. It is also demonstrated that mean grain size alone is insufficient for the reconstruction of contourite formation mechanisms and that the temporal (vertical) evolution of the whole grain-size distributions yields much more information for comprehensive interpretations.

Physical setting

The continental margin of the Gulf of Cadiz is exposed to the action of a strong, warm (13 °C) and saline (>37 g l⁻¹) current called the Mediterranean Outflow Water (MOW), which forms in the Alboran Sea (western Mediterranean) and flows into the North Atlantic Ocean (Fig. 1). In detail, the MOW is formed by the superposition of two major flow systems: the Mediterranean Upper Water (MUW; salinity 36.1 g l⁻¹, temperature 11.5 °C; Ambar 1983), which forms the uppermost core funnelled through the Alvarez Cabral Channel, and the Mediterranean Lower Water (MLW; salinity 37.4 g l⁻¹, temperature 13.6 °C; Ambar 1983), which comprises three branches—the Intermediate Branch (IMB) which flows between 700 and 900 m water depth, the Principal Branch (PMB) between 900 and 1,000 m water depth, and the Southern Branch (SMB) between 1,000 and 1,200 m water depth. Just after the Strait of Gibraltar is passed, part of the MOW is sharply deflected towards the Spanish and Portuguese margins under the effect of the Coriolis force (Madelain 1970). When flowing through the Strait of Gibraltar the velocity of the MOW exceeds 2 m s⁻¹ (Fig. 1). Although the mean velocity then rapidly decreases, obstacles can locally accelerate the current along the seabed (García et al. 2009). On average, the velocity reaches only 0.2 m s⁻¹ off Cape St. Vincent (southwest Portugal), where the MOW lifts off the seafloor at about 1,400 m water depth. The bathymetric map (Fig. 1) shows that the seafloor morphology in the eastern part of the Gulf of Cadiz is strongly affected by the MOW. In addition, the regional sedimentation patterns have been controlled by the MOW since Messinian times, and the long depositional history therefore excellently reveals the general sedimentary regime in the Gulf of Cadiz. The resulting sedimentary system has been called the Cadiz contourite depositional system (CDS)

by Hernández-Molina et al. (2003, 2011). The MOW captures particles supplied by Spanish rivers and also erodes material from the continental shelf (Grousset et al. 1988).

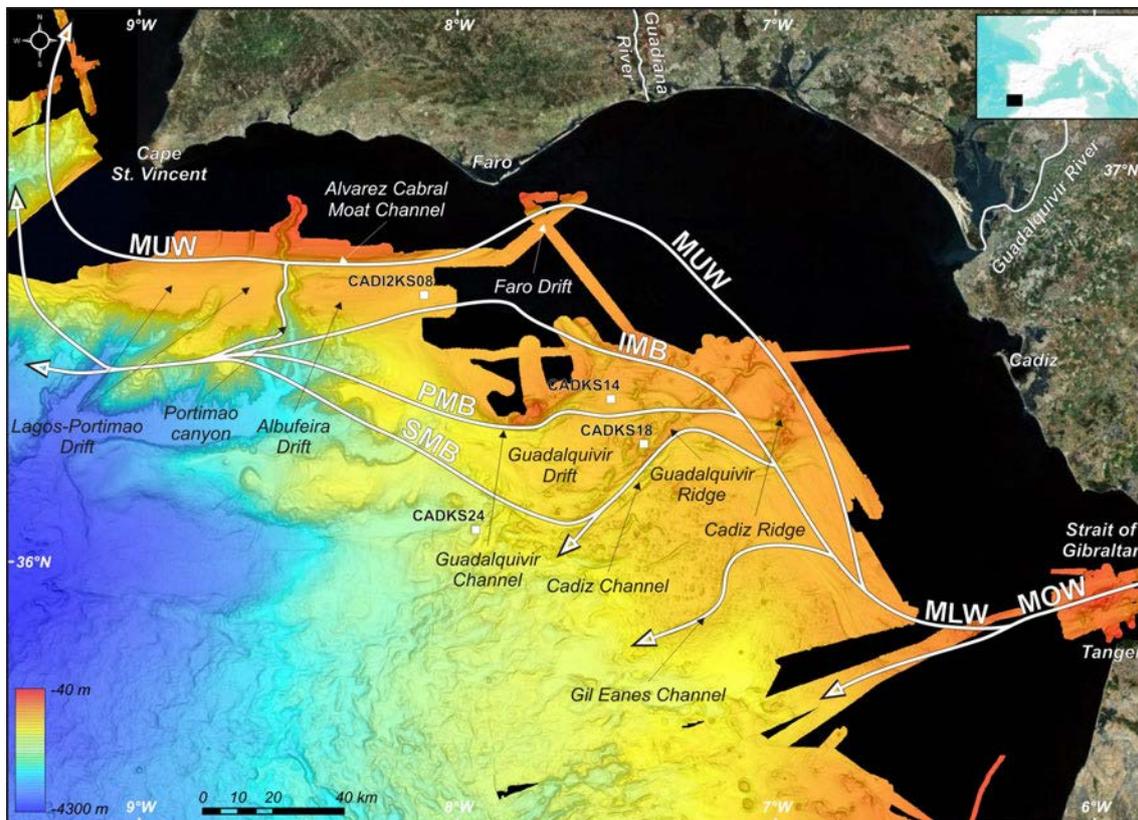


Fig. 1 The study area in the Gulf of Cadiz, with an overview of Mediterranean Outflow Water (*MOW*) circulation, the main morphological features (including the Guadiana and Guadalquivir rivers), and the locations of the four cores selected for the study. The bathymetry (EM 300, Cadisar 1 and 2 cruises) is extracted from Mulder et al. (2003, 2006). *MUW* Mediterranean Upper Water, *MLW* Mediterranean Lower Water, *IMB* Intermediate MOW Branch, *PMB* Principal MOW Branch, *SMB* Southern MOW Branch

Seafloor morphology strongly influences the circulation pattern of the MOW, as is also known from other contourite depositional systems such as those in the Mediterranean (e.g. Palomino et al. 2011). Close to Gibraltar, a gravel lag and large-scale erosional structures (furrows) have been observed (Kenyon and Belderson 1973). Downflow, the deposits become silty with sand patches and sand waves, which is in agreement with the progressive decrease in MOW energy (Kenyon and Belderson 1973; Mélières 1974; Faugères et al. 1985a; Nelson et al. 1993, 1999). The sedimentary bodies, which occur mainly in valleys between adjacent ridges through which the MOW is channelized, show a progressive downflow decrease in

grain size. On the seaward side of the channels, the MOW velocity decreases sharply and fine particles are deposited to form thick successive sediment accumulations, so-called contourite drifts (Mougenot and Vanney 1982).

Of these, the Faro, Albufeira, Portimao and Lagos drifts are formed by the MUW, whereas the Guadalquivir Drift is formed by the MLW (Llave et al. 2007; García et al. 2009). The drifts are composed of muddy sediments and grew in size from the Messinian to the Present after the Mediterranean–Atlantic connection was formed (Faugères et al. 1985b). Despite the presence of erosional surfaces within the drift sequences (Llave et al. 2006), deposition in the contourite drifts is mostly continuous, thus enabling good palaeoceanographic reconstructions (e.g. Voelker et al. 2006; Toucanne et al. 2007). It is for this reason that the original contourite type sequence was described from this region (Gonthier et al. 1984; core CADI2KS08, Figs. 1 and 2). In the western part of the Gulf of Cadiz, the energy of the MOW is low and sedimentation therefore dominated by downslope gravity processes responsible for creating the classical seafloor morphology characterized by canyons and gullies.

Another part of the MOW flows westwards and, after spilling over a topographic high, strongly decelerates to deposit its load in the form of extensive fields of sediment waves in the 1,000–1,200 m depth interval (Fig. 1). This flow may be partly channelled through large conduits such as the Gil Eanes Channel. The deceleration after spillover results in high sedimentation rates forming the giant contouritic levee identified by Mulder et al. (2003). These high sedimentation rates in association with active seismicity in the Gulf of Cadiz and neighbouring areas (Zitellini et al. 1999; Gutscher et al. 2002) have generated numerous slope failures on the leeward side of the levee (Mulder et al. 2009).

Material and methods

This study is based on grain-size analyses and indurated thin sections of four Kullenberg cores collected along the pathway of the MLW during two cruises aboard the RV *Suroît* (see Fig. 1 for locations): core CADI2KS08 (cf. above, Cadisar 2 cruise, September 2004), and cores CADKS14, 18 and 24 (Cadisar 1 cruise, August 2001). Mulder et al. (2003, 2006) have provided some preliminary information on the physical setting characterizing these cores.

The typical contourite sequence (Fig. 2) sampled in core CADI2KS08 (36°40.890'N, 08°06.240'W, water depth 789 m) is from the sheeted part of the Faro Drift affected by the MLW/IMB. This sequence is dated from the Younger Dryas (Gonthier et al. 2010). Core

CADKS14 (36°24.998'N, 07°31.044'W, water depth 738 m) is located on the Guadalquivir Drift close to the Guadalquivir Channel affected by the MLW/PMB.

The studied sequence in this core is dated from Marine Isotopic Stage 3 (Gonthier et al. 2010). It should represent classical sedimentation within a contourite drift, similar to core CADI2KS08 from the Faro Drift.

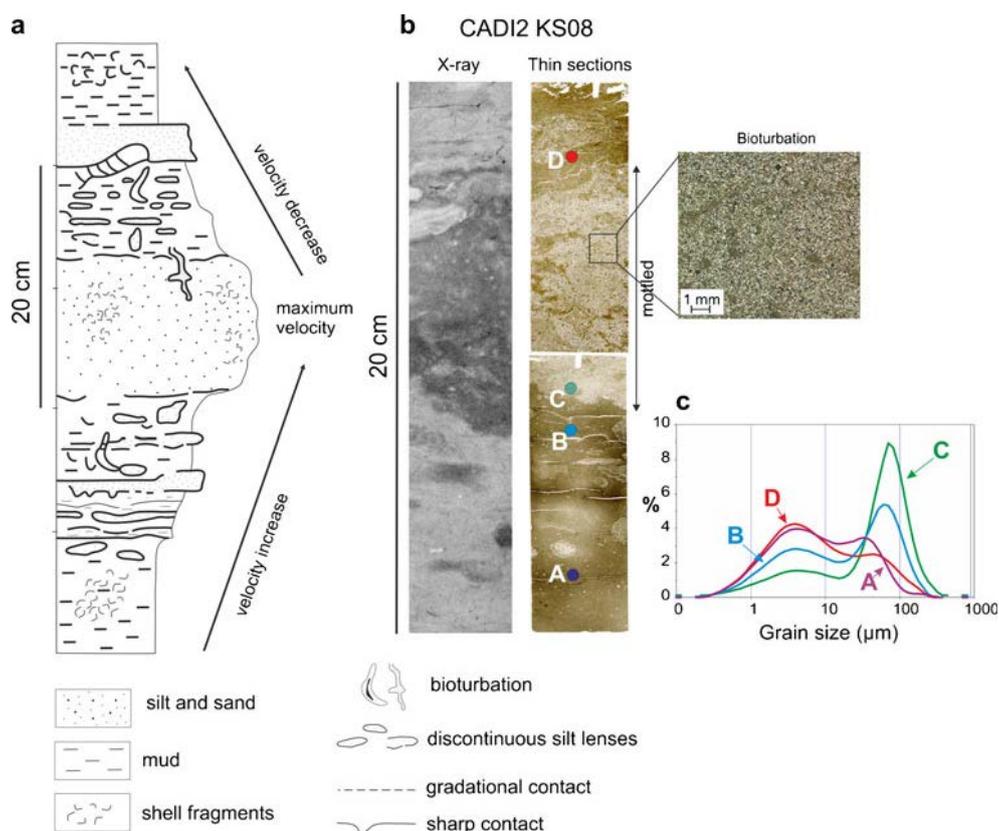


Fig. 2 Classical contourite sequence. a Conceptual scheme (extracted from Gonthier et al. 1984). b Core CADI2KS08, Faro Drift (see Fig. 1 for core location): X-ray image and indurated thin sections. c Typical grain-size distributions.

It was chosen for this study because it is affected by the same water mass as cores CADKS18 and CADKS24, i.e. the MLW. Core CADKS18 (36°18.08'N, 07°24.78'W, water depth 1,001 m) is located southeast of the Guadalquivir diapiric ridge, in a circular topographic low interpreted as a dissolution depression, and is affected by the MLW/SMB. No clear dating could be obtained on this core because of intense reworking. Core CADKS24 (36°04.944'N, 07°56.523'W, water depth 1,316 m) is located in the very distal part of the

Cadiz CDS, in the south-western sector of the Cadiz Channel, and also affected by the MLW/SMB. The thin section has been deposited during the Last Glacial Maximum (Gonthier et al. 2010). Core interpretation shows the superposition of muddy contourites with silty sand intercalations.

Indurated 30- μm thin sections of soft sediment were obtained according to the impregnation protocol described by Zaragosi et al. (2006). Fresh core samples were dehydrated sequentially in acetone, and hardened with an epoxy resin. Fluorescent dye was added to the resin to enable subsequent fluorescent light analysis by which indurated and non-indurated parts can be distinguished. The bonded blocks were cut to approximately 100 μm using a precision saw and thereafter hand polished to a thickness of 30 μm by means of a rotating lapidary unit. Thin-section images were acquired under a fully automated Leica DM6000 B digital microscope at multiple magnifications. Bulk sediment subsamples were taken for grain-size measurements using a Malvern Master Sizer S (0.05 to 878.67 μm). Mud is defined as the <63 μm fraction, i.e. silt and clay (Twenhofel 1937; cf. also Flemming 2000).

Results

In the selected cores, three contourite facies are observed: muddy contourites (Fig. 3, core CADKS24), silty contourites (Figs. 4 and 5, cores CADKS14 and CADKS18) and gravelly contourites (Fig. 5, core CADKS18). Muddy and silty-sandy contourites represent the typical facies of the base/top and middle contourite sequences respectively (cf. Fig. 2, core CADI2KS08). Gravelly contourites represent a more unusual facies in higher-energy environments (Stow and Faugères 2008). An intermediate facies composed of sand is not represented in the available data. Such a facies would represent lag deposits in contourite channels (Hernández-Molina et al. 2003; Hanquiez et al. 2007). Sandy contourites also form cm-thick beds in cores recovered from essentially fine-grained contourite drifts (Gonthier et al. 1984) and correspond to periods of increased MOW velocity (colder climate periods) or represent coarse-grained deposits within contourite channels mostly in the so-called ridge and channel sector of the CDS (Hernández-Molina et al. 2003; Hanquiez et al. 2007, 2010). These would be interpreted in a similar way as the gravelly contourite facies illustrated in this paper. Most of the deposits in contourite drifts are composed of muddy sediment (Fig. 3; Gonthier et al. 1984). This is also the most common facies found in the classical contourite sequence (Fig. 2). The muddy contourites are composed of clay and fine silt with subordinate

contributions of coarse silt and sand. Grain-size analyses (Fig. 3) show distributions with a high peak located in the clay–fine silt range extending from 3 to 30 μm .

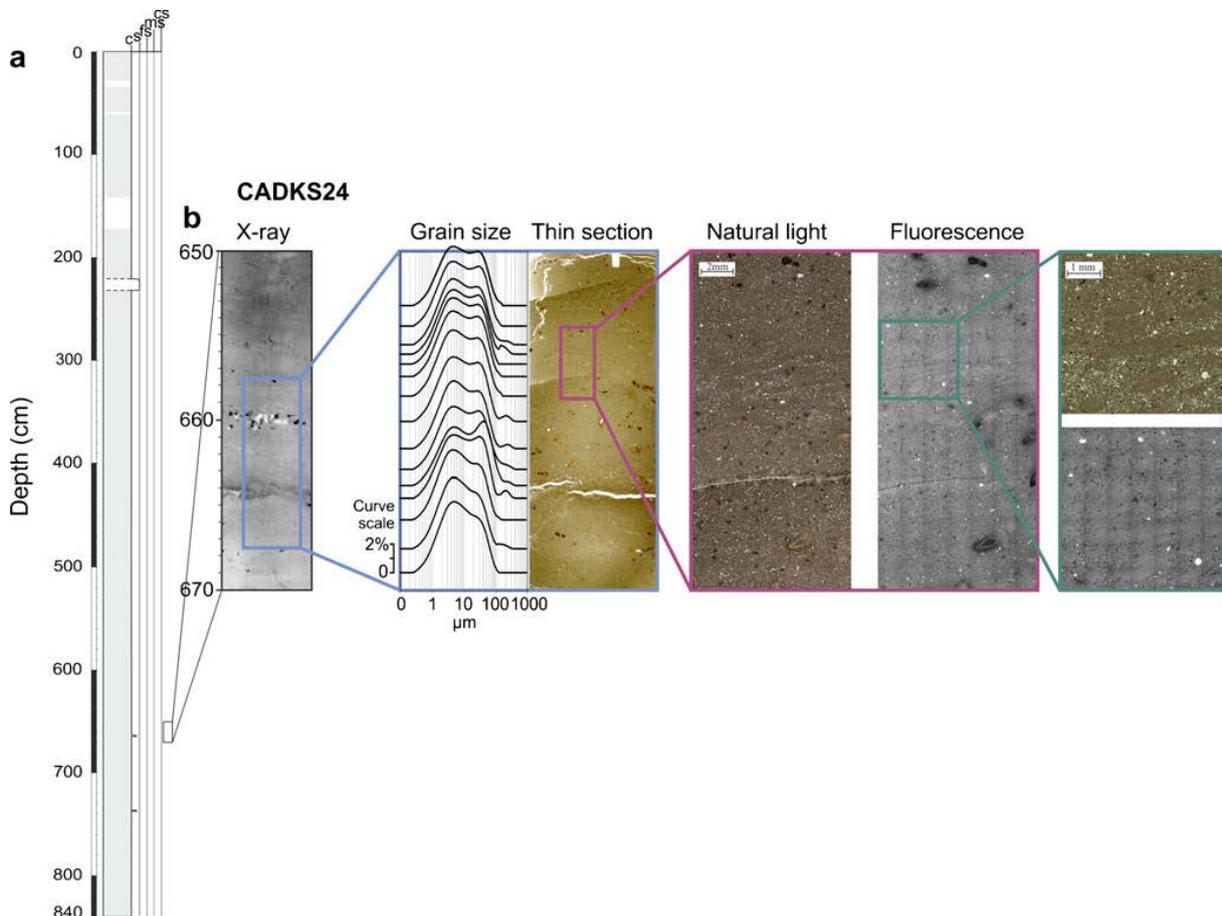


Fig. 3 Core CADKS24, distal sector of Cadiz contourite depositional system. a Core log (c clay, s silt, fs fine sand, ms medium sand, cs coarse sand; see Fig. 1 for core location). b Muddy contourite: X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence.

The silty contourites (Fig. 4) show a vertical superposition of clayey fine silts alternating with coarse silt–fine sand, the former corresponding to the so-called mottled facies. Thin sections clearly show that the transitions between the two facies are sharp rather than continuous (c1 and c2 in Fig. 4). Grain-size measurements along the thin sections confirm the sharp transition between the mottled mud and the coarse silt–fine sand facies. Below the sharp c1 contact, the quartz particles have a modal diameter of about 10 μm (fine silt), whereas above the sharp c1 contact the grain-size distribution curves are bimodal with a

second peak around 40 μm (medium to coarse silt), thus revealing the arrival of a coarser quartz silt population at this study site.

This change in sediment composition corresponds to the transition from the fine-grained mud facies to the muds containing silt lenses within the mottled facies. The silt deposits are laminated, the laminations being enhanced by several millimetre-long elongated clasts of mollusc shells (ms in Fig. 4).

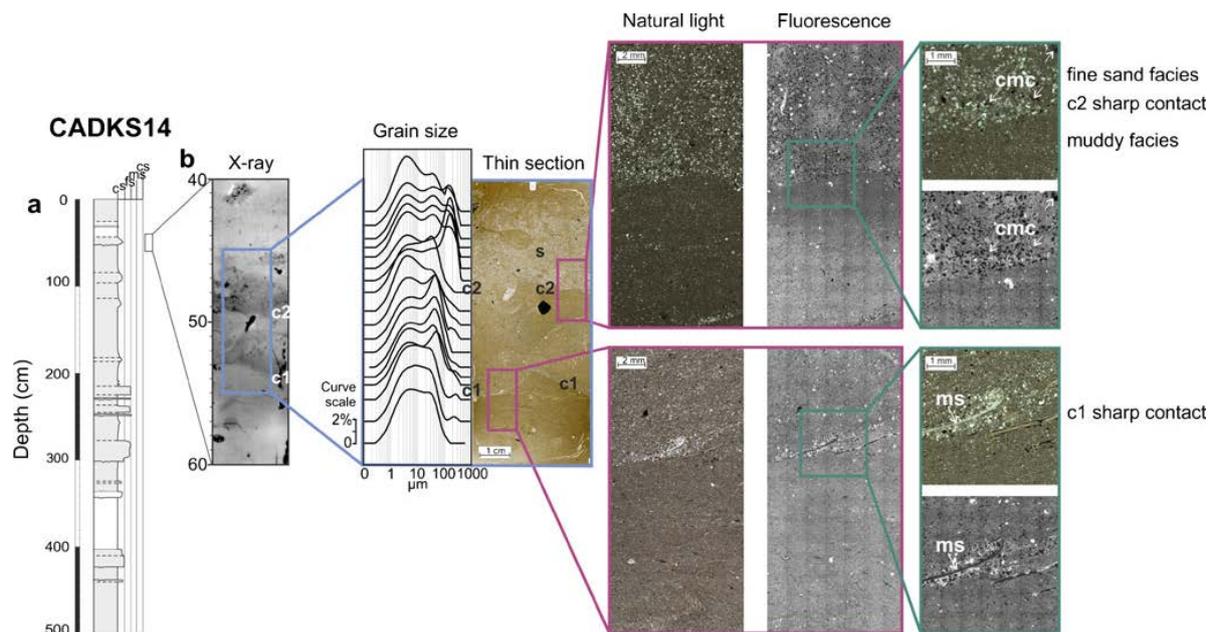


Fig. 4 Core CADKS14, Guadalquivir Drift. a Core log (see Fig. 1 for core location and Fig. 3 for legend). b Silty contourite: X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence; c1, c2 sharp contacts, s sand, ms mollusc shell, cmc consolidated mud clasts

Above the sharp c2 contact, the grain-size distribution becomes trimodal, signifying the arrival of a third particle group having modal diameters ranging from 100 to 110 μm . This population also consists of quartz grains and includes a few indurated sand-sized mud clasts. Figure 5 shows a thin section with a similar superposition of several alternating laminae composed of mud and very fine sand. In these silt-dominated contourites, the grain-size distribution is bimodal, the second particle group having a well-defined modal diameter >110 μm (very fine–fine sand). It is composed of quartz and a few sand-sized indurated mud clasts.

In addition to the change in grain-size composition, the fluorescence analysis revealed a change in the nature of the grains below and above the sharp contacts (Figs. 3, 4, 5). In the muddy facies below, the dark grains in the fluorescence image consist entirely of quartz. In the silty facies above, by contrast, the dark grains are formed by quartz and sand/silt-sized

indurated mud clasts, suggesting that consolidated mud has been eroded along the path of the MOW and subsequently redeposited in the contourites.

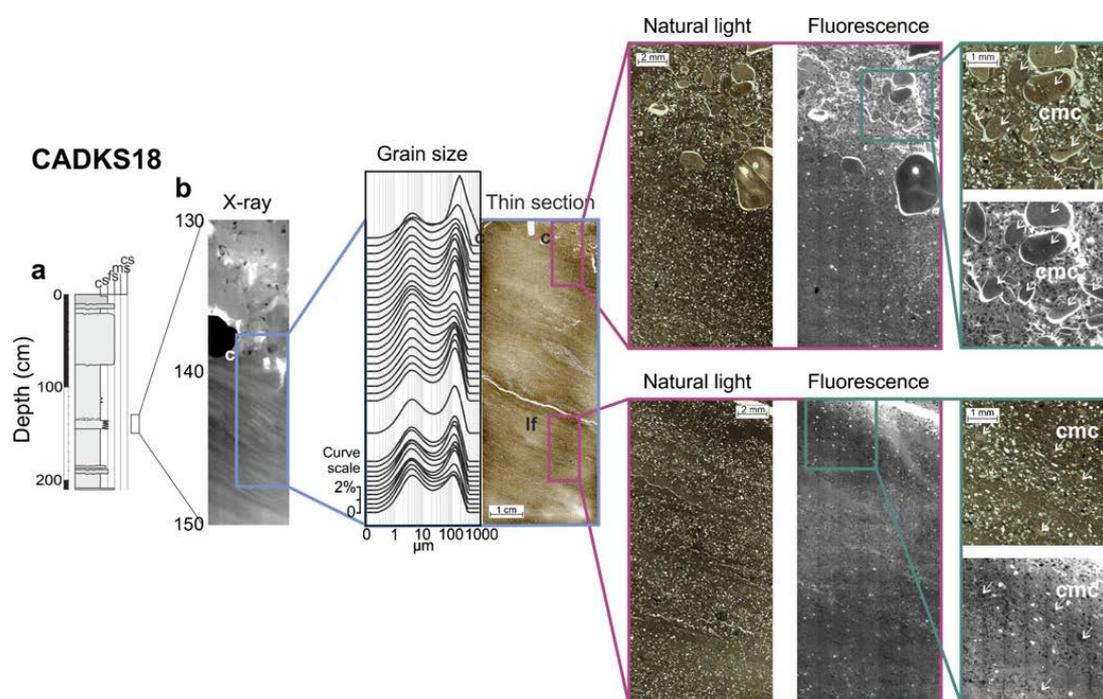


Fig. 5 Core CADKS18, topographic low near Guadalquivir Ridge. A Core log (see Fig. 1 for core location and Fig. 3 for legend). b Laminated and gravely contourite (lower right panel extracted from Faugères and Mulder 2011): X-ray, grain size, and indurated thin sections under natural light and fluorescence; c contact, lf laminated facies, cmc consolidated mud clasts

This is an indication that the facies change corresponds to an increase in flow velocity/competency accompanied by a new input of one or more grain-size populations derived from either an autochthonous source represented by bottom sediment erosion (indurated sand/silt-sized mud clasts) or an allochthonous (external or remote) source supplying sand-sized quartz particles (e.g. by slope failure and turbidite activity, increased

river discharge). For example, Rosa et al. (2011) have shown that, during periods of sea-level lowstands, the Guadiana River discharges its bed load directly onto the SW Iberia Shelf. During sea-level highstands, by contrast, the bed load drops out at the river mouth, whereas the suspended load is carried out to sea.

Figure 5 also shows a thin section with a sharp contact between a silty contourite (coarse silt and fine sand) and a gravelly contourite. In the very coarse part above the sharp contact, mm-size grains float in a sandy matrix without showing any preferred grain orientation. Three grain-size populations are observed. The grain-size distributions of the two finest ones have been measured by means of a Malvern micro-granulometer and are visible as discrete peaks on the grain-size curves. The coarsest grain-size population is made of aggregated and slightly lithified (darker on the fluorescence image) mud clasts which are visible only in the thin section. This population is still associated with fine grains but in much lower concentrations compared to the mud facies.

Discussion

Thin section analysis shows that most of the contacts between the classical contourite facies (mottled, fine sand, coarse sand) are sharp. This suggests that the facies transitions do not reflect a steady increase in current competency but rather the response to sudden events, consistent with suggestions by Stow and Faugères (2008). The contacts may indicate periods of sediment bypassing with eventual erosion of the bed itself.

In most cases the clayey fine silt population (5–8 μm) remains present in all the facies (Fig. 3). Consequently, the increase of the mean grain size in contourite facies is not necessarily the result of winnowing of the finest fraction but possibly a consequence of the supply of additional coarser silt particles which change the proportional composition in favour of the coarser fraction. The presence of laminations enhanced by shell fragments and the concentration of quartz grains suggest a discrete grain (sortable silt) input as bed load at the base of the contour current (cf. McCave, 2008; Masson et al. 2010). This confirms that bed load transport is a major characteristic of contour current deposition (Shanmugan 2012).

In other cases (Fig. 4b), the grain-size evolution in the superposed facies forming the contourite sequence suggests either a progressive removal of the clayey fine silt population, and a corresponding proportional enhancement of the coarser silt population without the input of new material, or simply a replenishment of the coarser silt population with additional material resulting in its proportional growth relative to the finer population. But once again, the sharp transition between facies suggests that this replacement is not a continuous process.

This interpretation—mud and sand are both transported and deposited by contour currents during periods of increased current velocity combined with increased sand particle supply—is consistent with the hypothesis of Masson et al. (2010). This is also consistent with the clean sand concentrations observed in all channels of the Gulf of Cadiz (Hanquiez et al. 2007), and explains the better sorting of sandy contourites when compared to sandy turbidites as suggested by Shanmugan (2012).

Classical interpretations using Hjulström- or Shields-type diagrams suggest that a progressive increase in flow velocity is necessary to erode and transport particles corresponding to non-cohesive clay and fine silt, coarse silt, fine sand, cohesive mud and coarse sand, in that order. This is consistent with the classical interpretation of the increase in the mean grain size in contourite sequences. However, the fact that the increase in mean grain size can result from both the removal of the finer fraction and/or a new supply of coarser grains suggests that contourite sequences cannot only be interpreted as simply reflecting an increase in flow competency. A slight increase in flow velocity can certainly be responsible for the progressive removal of the finest grains if these are non-cohesive. In addition, a more substantial increase in current velocity may involve the mobilisation and downstream transport of “new” particles which may consist (1) of autochthonous indurated mud clasts eroded from upstream contourite channel flanks, and/or (2) of allochthonous sand- and silt-sized quartz grains derived from more remote (external) sources.

In areas where the current velocity is low, eroded mud clasts would be mixed with the pre-existing particles.

The laminated facies (lf in Fig. 5, core CADKS18) suggests that the coarse particle stock is mobilized or supplied rhythmically within the period of contourite deposition. This rhythm is probably masked by the bioturbation in most of the contourite sequences, as represented in particular by the mottled facies where primary structures are rarely preserved. In the case of core CADKS18, however, primary sedimentary structures are preserved because of a lack of bioturbation and erosion, consistent with the core being located in a topographic depression. Although this situation is quite rare, it nevertheless contributes towards a better understanding of how contourite sequences can be generated.

Conclusions

The classical model of a contourite sequence described from the deeper parts of the Gulf of Cadiz, and which has been interpreted as the response to a successive increase and

decrease in contour current velocity and competency, is here shown to be potentially more complex than that. This paper also shows that the vertical grain-size evolution and the intensity of bioturbation are good diagnostic criteria for the recognition of contourites. Detailed analyses of grain-size distributions and the identification of grain-size populations have thus revealed a number of additional potential sedimentary processes involved in contourite deposition.

1. An increase in flow velocity can result in the progressive removal of the finest particles, while rhythmic velocity pulses produce alternations of silt- and clay-dominated mud laminae.
2. Rare preserved laminae confirm the importance of bed load transport in contourite deposition.
3. The finer/coarser grain alternations and all primary sedimentary structures can be destroyed by bioturbation, making process–response interpretations difficult but indicate that the deposition of the whole sequence has taken a considerable length of time.
4. Increases in current velocity result in periods of sediment bypassing which are recorded by sharp contacts at the top of the underlying mud facies; these sharp contacts are enhanced by a new supply of coarse particles which are derived either from the erosion of local upstream deposits or from an input of sediment from external sources (e.g. downslope processes).
5. With increasing MOW velocity and, hence, competency, the same facies succession can be derived by either the selective removal of the finer fraction or a supply of new sediment which may be eroded from an upstream autochthonous source (e.g. the side walls of contourite channels (indurated muddy clasts) and/or an external allochthonous source supplying a new stock of coarser-grained quartz derived from remote sources such as high river loads during cold periods. Either process enhances the proportional contribution of one population relative to the other.
6. The concept of sortable silt can be used in interpreting grain-size distributions in contourites but should be associated with a determination of the nature of the grains and/or clasts constituting the deposits.

Acknowledgements

We thank the crew of the RV *Le Suroît* for technical assistance during the Cadisar 1 and 2 cruises, and F.J. Hernández-Molina and R.G. Lucchi for reviews of the manuscript. We are grateful to B. Martin for the realisation of thin sections on indurated sediments. We thank the editors of *Geo-Marine Letters* for editorial and language correction on the manuscript.

References

- Allen JRL (1984) *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, vol I
- Ambar I (1983) A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Res A* 30(6):677–680
- Bender VB, Hanebuth TJJ, Mena A, Baumann K-H, Francés G, von Dobeneck T (2012) Control of sediment supply, palaeoceanography and morphology on late Quaternary sediment dynamics at the Galician continental slope. *Geo-Mar Lett* 32:313–335
- Bianchi GG, McCave IN (1999) Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397:515–517
- Bianchi GG, McCave IN (2000) Hydrography and sedimentation under the deep western boundary current on Björn and Gardar Drifts, Iceland Basin. *Mar Geol* 165:137–169
- Bianchi GG, Vautravers M, Shackleton NJ (2001) Deep flow variability under apparently stable North Atlantic Deep Water production during the last interglacial of the subtropical NW Atlantic. *Paleoceanography* 16:306–316
- Brackenridge R, Stow DAV, Hernández-Molina FJ (2011) Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework. *Geo-Mar Lett* 31:343–360
- Broecker WS (1991) The great ocean conveyor. *Oceanography* 4:79–89
- Chough SK, Hesse R (1985) Contourites from the Eirik Ridge, South of Greenland. *Sed Geol* 41:185–199
- Dalrymple RW, Narbonne GM (1996) Continental slope sedimentation in the Sheepbed Formation (Neoproterozoic, Windermere Supergroup), Mackenzie Mountains, N.W.T. *Can J Earth Sci* 33:848–862
- Faugères J-C, Mulder T (2011) Contour currents and contourite drifts. In: Hüneke H, Mulder T (eds) *Deep-sea sediments*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, vol 63, pp 149–214
- Faugères J-C, Stow DAV (1993) Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sed Geol* 82:287–297
- Faugères J-C, Gonthier E, Stow DAV (1984) Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12:296–300
- Faugères J-C, Frappa M, Gonthier E, Grousset FE (1985a) 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, Cremer M, Monteiro H, Gaspar L (1985b) Essai de reconstitution des processus d'édification de la ride sédimentaire du Faro (marge sud-portugaise). *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 37:229–258
- Flemming BW (2000) A revised textural classification of gravel-free muddy sediment on the basis of ternary diagrams. *Cont Shelf Res* 20(10):1125–1137
- García M, Hernández-Molina FJ, Llave E, Stow DAV, León R, Fernández-Puga MC, Díaz del Río V, Somoza L (2009) Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and oceanographic implications. *Mar Geol* 257:24–40
- 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* 15:275–292
- Gonthier E, Marchès E, Hanquiez V, Hassan R, Ducassou E, Mulder T, Zaragosi S (2010) Influence of sea-level and climate on the contourites deposits in the Gulf of Cádiz. In: *Proc Congr Deep-water Circulation: Processes & Products*, 16–18 June 2010, Baiona. *Geo-Temas* 7:53–54
- Grousset FE, Joron JL, Biscaye PE, Latouche C, Treuil M, Maillet N, Faugères JC, Gonthier E (1988) Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P.: mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Mar Lett* 8:25–34
- Gutscher M-A, Malod J, Rehault J-P, Contrucci I, Klingelhoefer F, Mendes-Victor L, Spakman W (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30(12):1071–1074
- Hanquiez V (2006) Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. PhD Thesis, Université Bordeaux 1
- Hanquiez V, Mulder T, Lecroart P, Gonthier E, Marchès E, Voisset M (2007) High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Mar Geol* 246:42–59
- Hanquiez V, Mulder T, Toucanne S, Lecroart P, Bonnel C, Marchès E, Gonthier E (2010) The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: gravity processes forced by contour current processes. *Sed Geol* 229:110–123
- Heezen BC, Hollister CD, Ruddiman WF (1966) Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science* 152:502–508
- 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 p.
- Hernández-Molina FJ, Llave E, Stow DAV, Garcia M, Somoza L, Vazquez JT, Lobo FJ, Maestro A, Diaz del Rio V, 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 Res II Topical Studies Oceanogr* 53(11/13):1420–1463p.
- Hernández-Molina FJ, Serra N, Stow DAV, Llave E, Ercilla G, Van Rooij D (2011) Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Mar Lett* 31:315–341
- Hollister CD (1967) Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic. PhD dissertation, Columbia University, New York
- Kenyon NH, Belderson RH (1973) Bed-forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sed Geol* 9:77–99
- Kidd RB, Hill P (1986) Sedimentation on mid-ocean sediment drifts. In: Summerhayes CP, Shackleton NJ (eds) *North Atlantic paleoceanography*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 21:87–102
- Llave E, Schönfeld J, Hernández-Molina FJ, Mulder T, Somoza L, Díaz del Río V, Sánchez-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. *Mar Geol* 227(3/4):241–262
- Llave E, Hernández-Molina FJ, Somoza L, Stow DAV, Díaz Del Río V (2007) Quaternary evolution of the contourite depositional system in the Gulf of Cádiz. *Geol Soc Lond Spec Publ* 276:49–79
- Llave E, Matias H, Hernández-Molina FJ, Ercilla G, Stow DAV, Medialdea T (2011) Pliocene–Quaternary contourites along the northern Gulf of Cadiz margin: sedimentary stacking pattern and regional distribution. *Geo-Mar Lett* 31:377–390
- Lovell JPB, Stow DAV (1981) Identification of ancient sandy contourites. *Geology* 9:347–349
- 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* 22:43–61
- Masson DG, Plets RMK, Huvenne VAI, Wynn RB, Bett BJ (2010) Sedimentology and depositional history of Holocene sandy contourites on the lower slope of the Faroe-Shetland Channel, northwest of the UK. *Mar Geol* 268:85–96

- McCave IN (2008) Size sorting during transport and deposition of fine sediments: sortable silt and flow speed. In: Rebesco M, Camerlenghi A (eds) *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, vol 60, pp 121–142
- McCave IN, Manighetti B, Beveridge NAS (1995a) Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature* 374:149–152
- McCave IN, Manighetti B, Robinson SG (1995b) Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10:593–610
- Mélières F (1974) *Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne)*. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris 6, no A10206
- Mougenot D, Vanney JR (1982) Les rides de contourites plio-quadernaires de la pente continentale sud-portugaise. *Bull Inst Géol Bassin Aquitaine* 3:131–139
- Mulder T, Lecroart P, Voisset M, Schönfeld J, Le Drezen E, Gonthier E, Hanquiez V, Zahn R, Faugères J-C, Hernandez-Molina FJ, Cadisar scientific party (2002) Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record - Gulf of Cadiz. *EOS, Am Geophys Union Trans* 83(43):481–488
- Mulder T, Voisset M, Lecroart P, Le Drezen E, Gonthier E, Hanquiez V, Faugères J-C, Habgood E, Hernandez-Molina FJ, Estrada F, Llave-Barranco E, Poirier D, Gorini C, Fuchey Y, Voelker A, Freitas P, Lobo Sanchez F, Fernandez LM, Kenyon NH, Morel J (2003) The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Mar Lett* 23:7–18
- 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 (2006) The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Mar Lett* 26:31–41
- Mulder T, Gonthier E, Lecroart P, Hanquiez V, Marchès E, Voisset M (2009) Sediment failures and flows in the Gulf of Cadiz (eastern Atlantic). *Mar Petrol Geol* 26:660–672
- 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*. *Sed 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.

- Øvrebø LK, Haughton PDW, Shannon PM (2005) Temporal and spatial variations in Late Quaternary slope sedimentation along the undersupplied margins of the Rockall Trough, offshore west Ireland. *Norw J Geol* 85:279–294
- Øvrebø LK, Haughton PDW, Shannon PM (2006) A record of fluctuating bottom currents on the slopes west of the Porcupine Bank, offshore Ireland – implications for late Quaternary climate forcing. *Mar Geol* 255:279–309
- Palomino D, Vázquez J-T, Ercilla G, Alonso B, López-González N, Díaz-del-Río V (2011) Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Mar Lett* 31:465–479
- Robinson SG, McCave IN (1994) Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic, during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography* 9:943–972
- Rosa F, Dias JA, Mendes I, Ferreira Ó (2011) Mid to late Holocene constraints for continental shelf mud deposition in association with river input: the Guadiana Mud Patch (SW Iberia). *Geo-Mar Lett* 31:109–121
- Shanmugan G (2006) Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier, Amsterdam, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol 5
- Shanmugan G (2012) New perspectives on deep-water sandstones: origin, recognition, initiation and reservoir quality. Elsevier, Amsterdam, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol 9
- Stommel H (1958) The abyssal circulation. *Deep-Sea Res* 5:80–82
- Stow DAV (1994) Deep-sea processes of sediment transport and deposition. In: Pye K (ed) *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell, Oxford, pp 257–291
- Stow DAV, Faugères J-C (2008) Contourite facies and the facies model. In: Rebesco M, Camerlenghi A (eds) *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, vol 60, pp 223–256
- 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
- Stow DAV, Reading HG, Collinson J (1996) Deep seas. In: Reading HG (ed) *Sedimentary environments*, 3rd edn. Blackwell, Oxford, pp 395–453
- Stow DAV, Faugères J-C, Howe JA, Pudsey CJ, Viana AR (2002) Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow DAV, Pudsey CJ, Howe JA, Faugères J-C, Viana AR (eds) *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. *Geol Soc Lond Mem* 22:7–20

- Toucanne S, Mulder T, Schönfeld J, Hanquiez V, Gonthier E, Duprat J, Cremer M, Zaragosi S (2007) Contourites of the Gulf of Cadiz: a high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 246:354–366
- Tucholke BE, Hollister CD, Biscaye PE, Gardner WD (1985) Abyssal current character determined from sediment bedforms on Nova Scotian continental rise. *Mar Geol* 66:43–57
- Twenhofel WH (1937) Terminology of the fine-grained mechanical sediments. National Research Council, Report of the Commission on Sedimentation for 1936-1937, pp 81–104
- Verdicchio G, Trincardi F (2008) Mediterranean shelf-edge muddy contourites: examples from the Gela and South Adriatic basins. *Geo-Mar Lett* 28:137–151
- Voelker AHL, Lebreiro SM, Schönfeld J, Cacho I, Erlenkeuser H, Abrantes F (2006) Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic? *Earth Planet Sci Lett* 245:39–55
- Zaragosi S, Bourillet J-F, Eynaud F, Toucanne S, Denhard B, Van Toer A, Lanfumey V (2006) The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar Lett* 26(6):317–329
- Zitellini N, Chierici F, Sartori R, Torelli L (1999) The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Ann Geofis* 42:49–55

CHAPITRE III :
SYNTHESE DE LA BIOTURBATION
DANS LE GOLFE DE CADIX

Les structures de bioturbation sont produites par des organismes benthiques qui constituent des indicateurs autochtones des modifications du milieu en un lieu donné. De nombreux auteurs distinguent les traces ‘fossiles’ qui ont des contours nets et des traces indéterminées ou traces de biodéformation qui détruisent les structures sédimentaires pré-existantes dans les sédiments (Werner and Wetzel, 1982; Wetzel, 1983; 1984; Wetzel et al., 2011; Löwemark, 2003; Löwemark et al., 2004). Dans les premiers centimètres de sédiment, la bioturbation peut être importante et organisée en « étages » ou « tiers » (Wetzel, 1982). La présence ou l’absence d’un de ces étages pourrait alors s’interpréter en termes de processus sédimentaires (Löwemark et al., 2006). Les principaux facteurs qui contrôlent l’apparition de ces structures sont la disponibilité de l’oxygène, le taux de sédimentation, la richesse en substances nutritives, la granulométrie et les conditions d’oxydoréduction du sédiment.

III.1 PRINCIPALES TRACES FOSSILES RECONNUES DANS LE GOLFE DE CADIX

Nous avons étudié les traces fossiles présentes dans les carottes des missions Cadisar 1 (2001), Cadisar 2 (2004) et IMAGESV-GINNA (1999). Ce travail repose sur l’analyse visuelle des carottes, l’analyse des images obtenues à partir de la radiographie SCOPIX (160 kV, 19 mA), la taille des grains obtenues à partir d’une granulométrie laser, Malvern Master Sizer (S5004) et complétée par l’étude de lames minces de sédiment induré.

Nous avons effectué une analyse systématique des traces fossiles présentes dans les carottes en nous basant sur les travaux de nombreux auteurs (Wetzel, 1983 et 1984; Löwemark, 2003; Löwemark et Schäfer, 2003; Löwemark et al., 2012). Huit types de traces fossiles (Hassan et al. à soumettre) ont été reconnus: *Chondrites*, *Nereites*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Thalassinoïdes*, *Zoophycos et filament (Trichichnus, Mycellia)*. Quand les traces n’étaient pas reconnaissables nous les avons décrites sous le terme de traces indistinctes ou indéterminées.

Nous présentons les principales traces fossiles reconnues dans toutes les carottes (Tab. III-1). Les traces fossiles les plus abondantes dans les carottes sont les filaments, les *Zoophycos*, les *Palaeophycus*, les *Chondrites* et les *Nereites*.

<i>Zoophycos</i>	<i>Palaeophycus</i>	<i>Phycosiphon</i>	<i>Thalassinoides</i>	<i>Diplocrateron</i>	<i>Nereites</i>	<i>Chondrites</i>	<i>Filament</i>
CADKS07	CADKS04	CADI2KS07	CADI2KS05	CADI2KS05	CADKS17	CADKS07	CADKS06
CADKS22	CADKS07	CADI2KS08	CADI2KS24	CADI2KS18	CADKS23	CADKS24	CADKS09
CADKS23	CADKS25	CADI2KS19	MD9923-39	MD9923-39	CADKS24	CADKS25	CADKS11
CADKS24	CADI2KS05	CADI2KS20			CADI2KS05	CADI2KS01	CADKS13
CADKS25	CADI2KS18	MD9923-39			CADI2KS07	CADI2KS05	CADKS16
CADI2KS01	CADI2KS20				CADI2KS24	CADI2KS18	CADKS17
CADI2KS05	CADI2KS22				MD9923-39	CADI2KS24	CADKS20
CADI2KS18						MD9923-39	CADKS21
CADI2KS20							CADKS22
CADI2KS23							CADKS23
CADI2KS24							CADKS24
MD9923-39							CADKS25
							CADI2KS01
							CADI2KS05
							CADI2KS07
							CADI2KS08
							CADI2KS21
							CADI2KS24

Tableau III-1: Répartition des traces fossiles dans les carottes.

1) *Zoophycos* sont des traces de remplissage en forme de spiralee très variables en taille (Wetzel, 1984). Elles sont associées à des taux de sédimentation modérés ou forts. Elles traduisent la présence d'organismes vivant dans des milieux bien oxygénés près du fond (Wetzel et al., 2011; Löwemark, 2003).

La reconnaissance de *Zoophycos* dans le Golfe de Cadix est la plus facile. Les traces sont visibles dans des faciès argilo-silteux avec des épaisseurs variables, de 5 mm à 1 cm.

Souvent, les traces de *Zoophycos* sont isolées ou en alternance avec d'autres traces fossiles (*Zoophycos* + *Diplocraterion*, *Zoophycos*+*Chondrites*+*Palaeophycus* et *Zoophycos* + *Palaeophycus*; Fig. III-1). Par exemple, dans les carottes CADI2KS18 au débouché du Chenal de Tasyo à l'ouest du Chenal de Gil Eanes et CADKS14 sur le Drift de Guadalquivir.

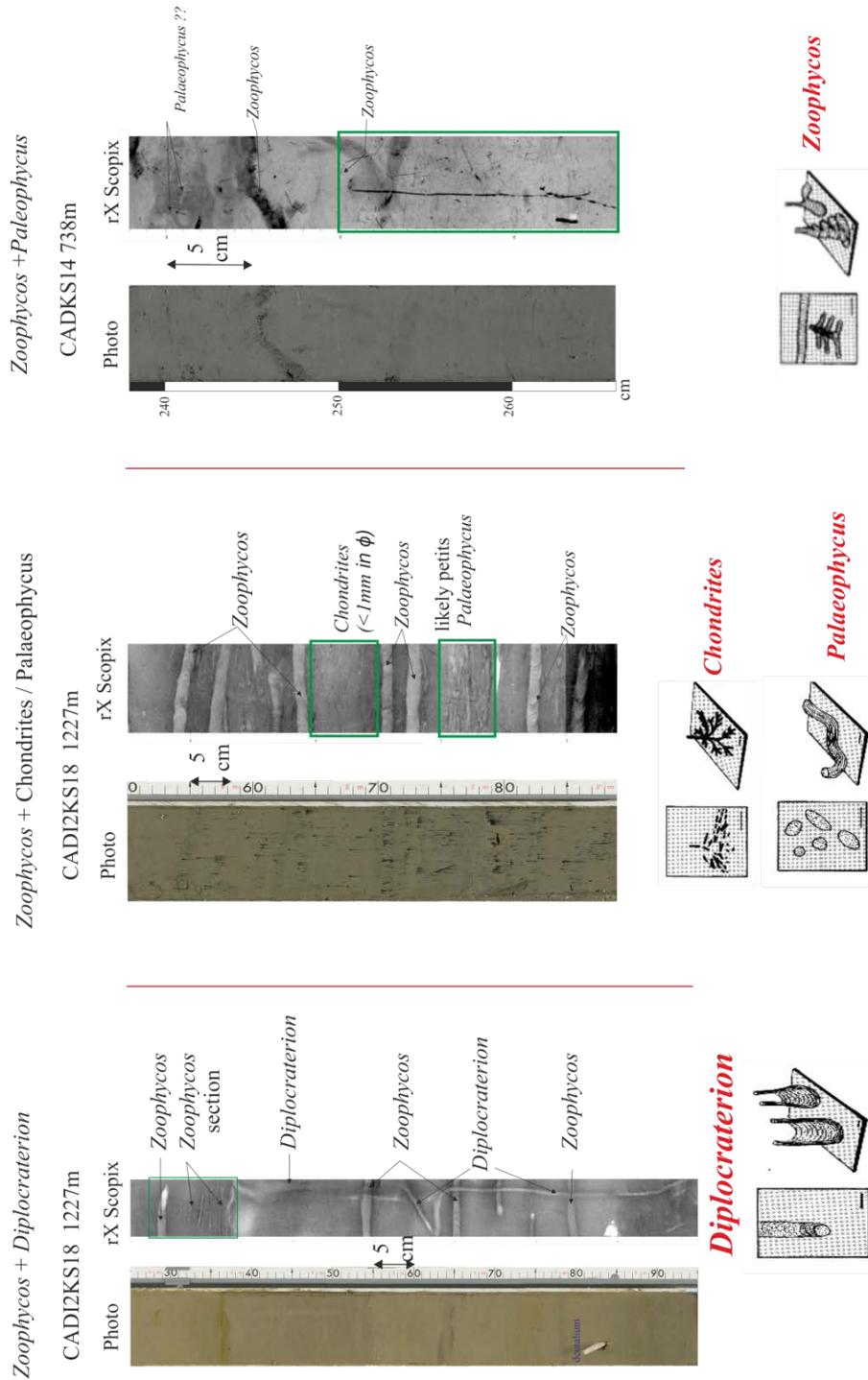


Figure III-1 : Traces fossiles de *Zoophycos*, *Diplocraterion*, *Chondrites*, et *Palaeophycus* dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).

2) *Chondrites* sont des traces très complexes. Elles ont le plus souvent une structure radiculaire et un pédoncule qui s'ouvre vers la surface (Wetzel, 1983; Löwemark et al., 2004). Les *chondrites* traduisent une activité chimiosynthétique dans les sédiments.

Quand ces traces sont abondantes elles traduisent la présence d'organismes vivant dans des milieux pauvres en oxygène (Löwemark et al., 2004; Löwemark et al., 2012).

3) *Nereites* sont des traces sinueuses (\varnothing 2–4 mm) remplies de particules plus denses que le sédiment environnant et entourées de particules plus grossières. Les organismes responsables de leur formation se situeraient dans la zone à oxygène minimum (Löwemark et al., 2012). Généralement leur présence peut indiquer des conditions de sédimentation faible et un milieu bien oxygénés (Frey et Pemberton, 1984).

Les traces fossiles de *Chondrites* et de *Nereites* dans les carottes se trouvent dans des faciès argilo-silteux et sont le plus souvent soulignées par la présence de monosulfures dont la couleur noire peut disparaître rapidement après l'ouverture des carottes (Fig. III-2).

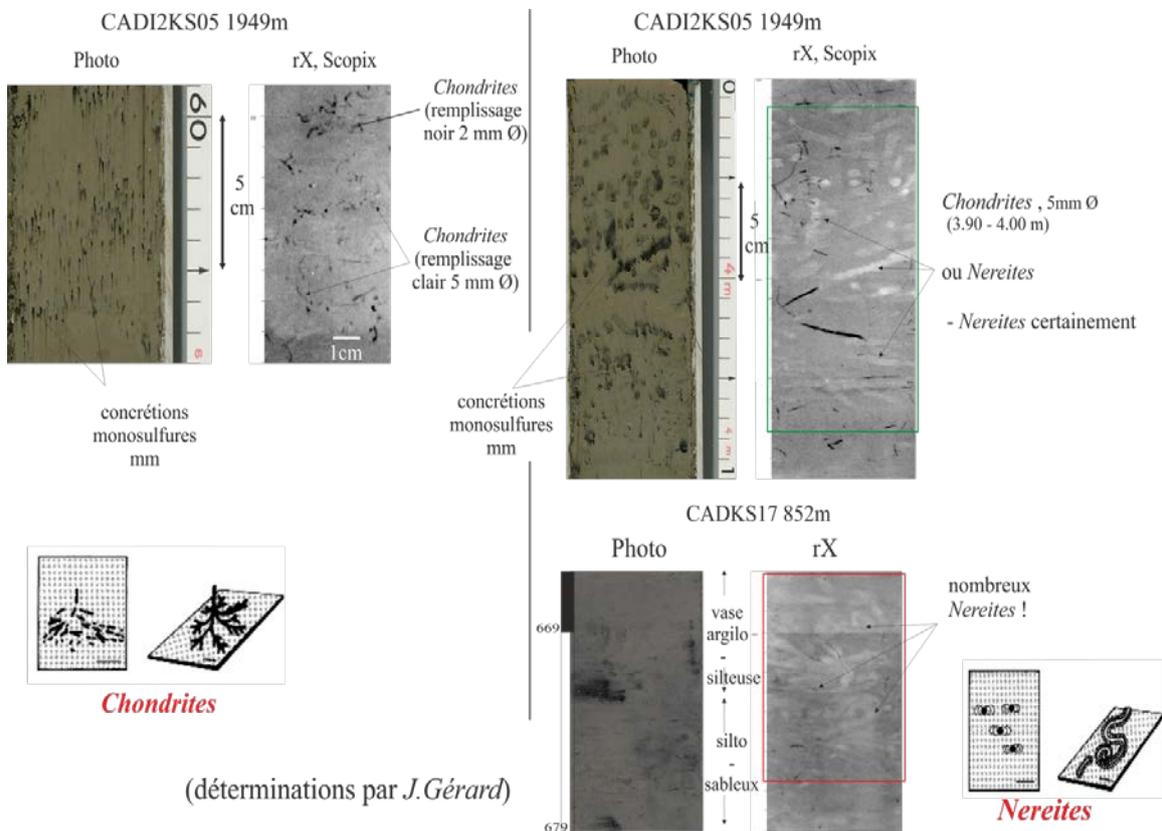


Figure III-2 : Traces fossiles de *Chondrites* et *Nereites* dans des sédiments argilo-silteux.

4) *Thalassinoïdes* les traces dans les sédiments forment des réseaux branchus avec des connexions ouvertes à la surface, les axes des branches peuvent être verticaux ou inclinées. Les organismes responsables supporteraient des conditions d'oxygénation variables mais ne vivent jamais dans des milieux pauvres en oxygène (Bromley, 1996; Löwemark et al., 2004).

Thalassinoïdes se rencontrent dans des sédiments argilo-silteux et sont visibles à l'ouverture des carottes par un changement de couleur du sédiment (Fig. III-3). Elles sont le plus souvent de taille centimétrique.

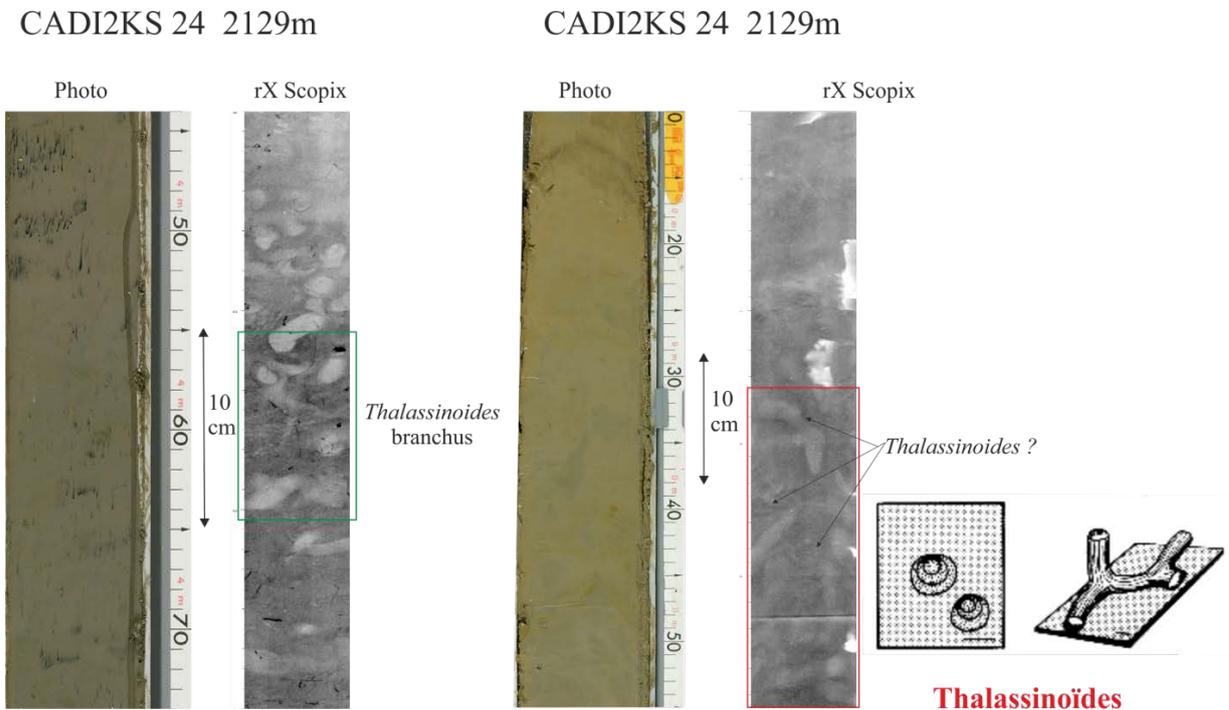


Figure III-3 : Traces fossiles de *Thalassinoïdes* dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gerard).

5) *Palaeophycus* sont des terriers lisses, La distinction entre *Palaeophycus* et *Planolites* est controversé (Pemberton and Frey, 1982). Il indique des conditions oxique du fond marin (Virtasalo et al., 2006). Les traces fossiles peuvent être non ramifiées cylindriques et peuvent être confondues avec des *Planolites*. Elles peuvent être de formes allongées remplies de particules différentes de celles du milieu environnant. Les organismes

responsables de ces traces vivent dans de bonnes conditions d’oxygénation (Virtasalo et al., 2006).

Les traces fossiles de *Paleophycus* se rencontrent également dans des sédiments argilo-silteux et se confondent lors de l’ouverture des carottes avec les traces de *Thalassinoïdes*. En outre, elles ne sont pas immédiatement visibles (Fig. III-4).

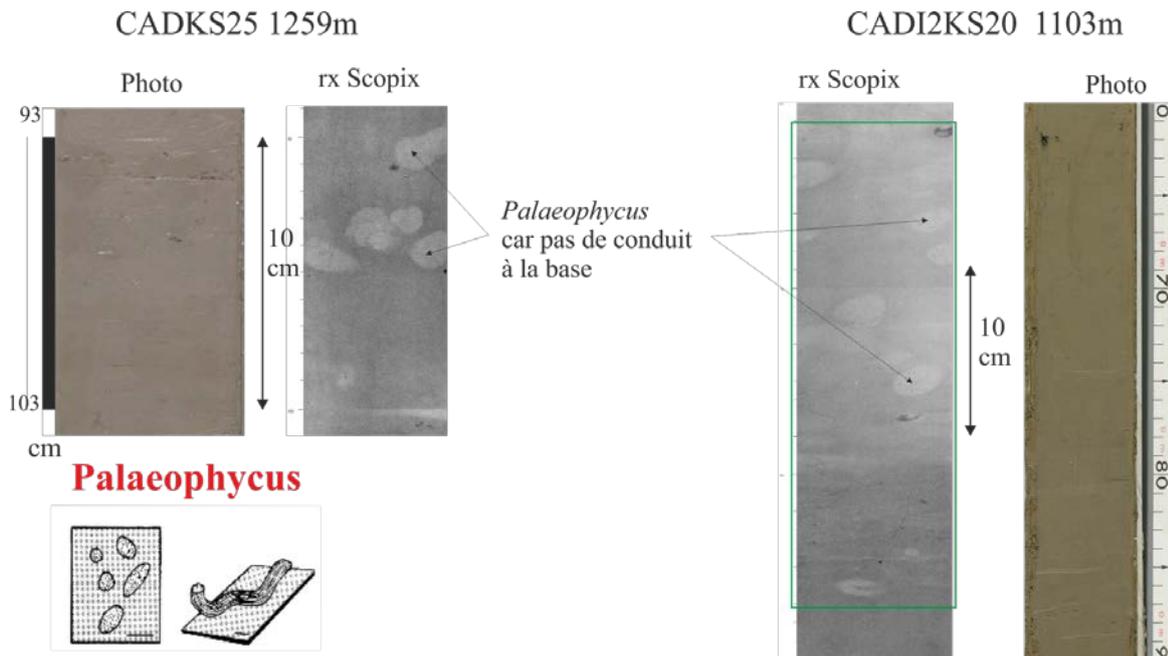


Figure III-4 : Traces fossiles de *Paleophycus* dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).

6) *Phycosiphon* Les traces ont un tracé sinueux formant des tunnels, obliques ou parallèles au litage, ou forment des petits filaments 0.2-0.5 mm). Les organismes responsables de leur formation tolèrent un milieu sous-oxygéné mais préfèrent un milieu oxygéné (in : Ekdale et Mason, 1988; Löwemark et al., 2012).

Les traces fossiles de *Phycosiphon* sont très difficiles à reconnaître, car elles peuvent être confondues avec des petits filaments ou avec des lentilles silteuses millimétriques. Ces traces se rencontrent dans des sédiments argilo-silteux ou des sédiments *mottled* (Fig. III-5).

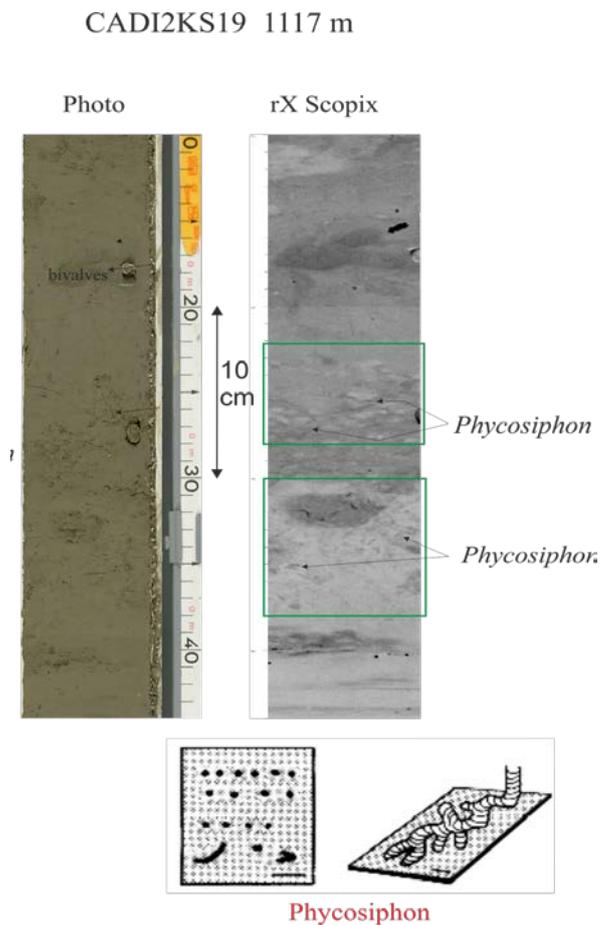


Figure III-5 : Traces fossiles de *Phycosiphon* dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).

- 7) Différents types de filaments ont été décrits. Le premier type *Trichichnus* est généralement de forme cylindrique orienté verticalement, et parfois ramifié. Il peut atteindre plusieurs dizaines de cm de longueur et a un diamètre normalement inférieur à 1 mm (Fig. III-6). Il traduit la présence de transformations de chimiosynthèse.
- 8) Le second type appelé “*Mycellia*” (Blanpied and Bellaiche, 1981; Wetzel, 1983), correspond davantage à des petits filaments sans orientation (Fig. III-6). Ils peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur et quelques dixièmes de mm d'épaisseur.

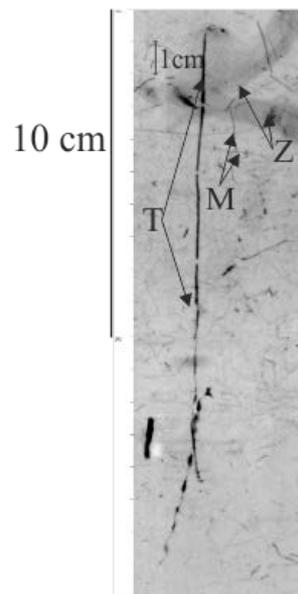


Figure III-6 : Traces fossiles de *Trichichmus* et *Mycellia* dans des sédiments argilo-silteux (détermination J. Gérard).

- 9) Les bioturbations indéterminées : dans de nombreuses carottes, les traces fossiles ne sont pas aisément reconnaissables et il sera nécessaire de compléter cette étude par une analyse bibliographique plus approfondie. Nous donnons trois exemples à partir des figures III-7 a- b- et c.

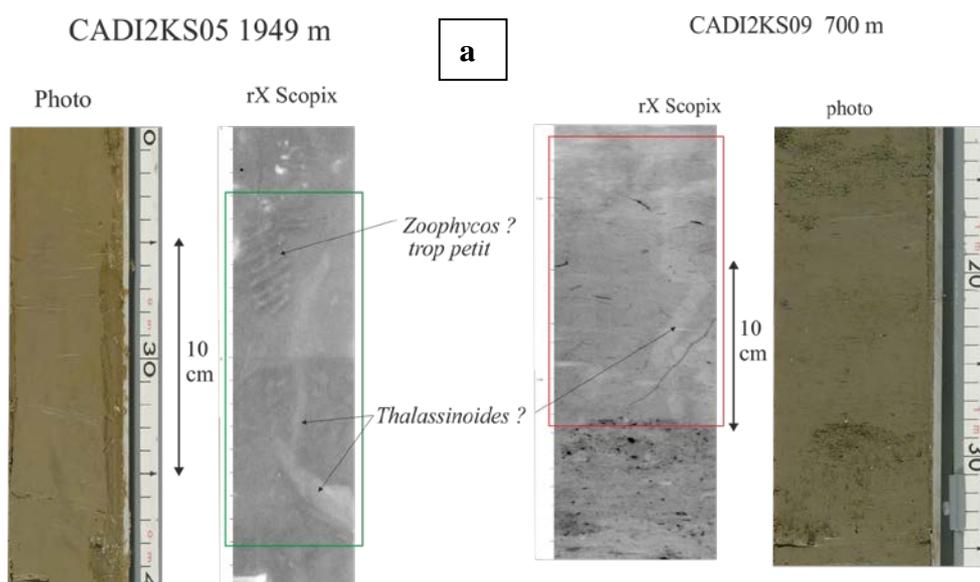


Fig III-7a : Traces fossiles non déterminées de *Zoophycos* ou de *Thalassinoides* ?

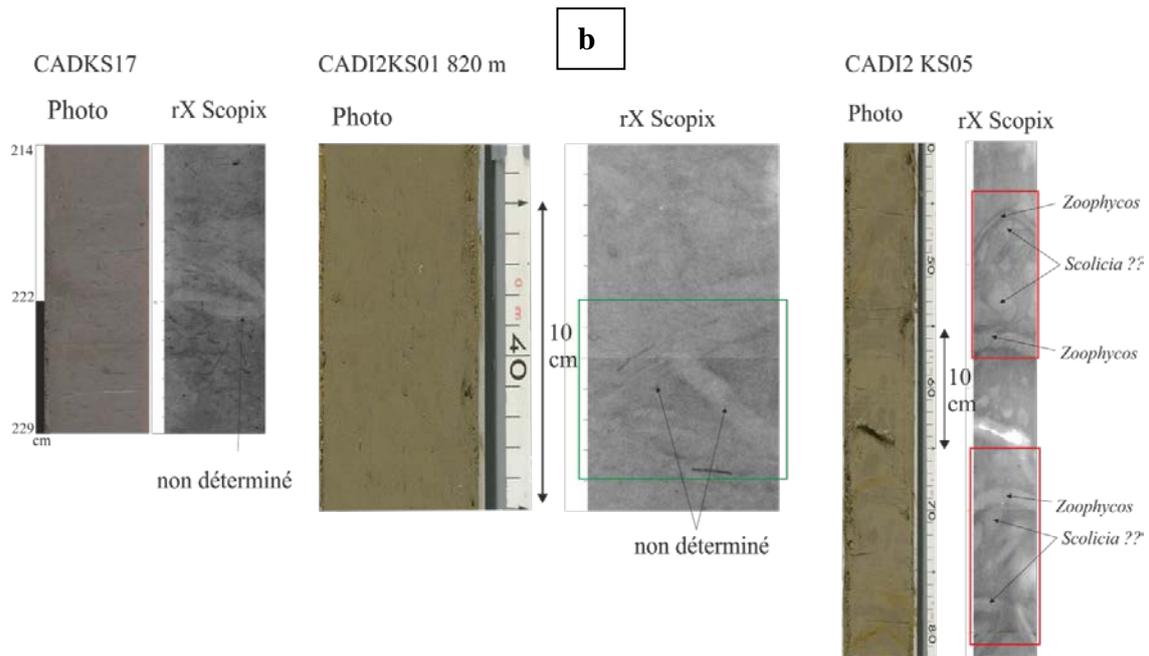


Fig III-7b : Traces fossiles non déterminées de Zoophycos, Scolicia ou Planolites ?

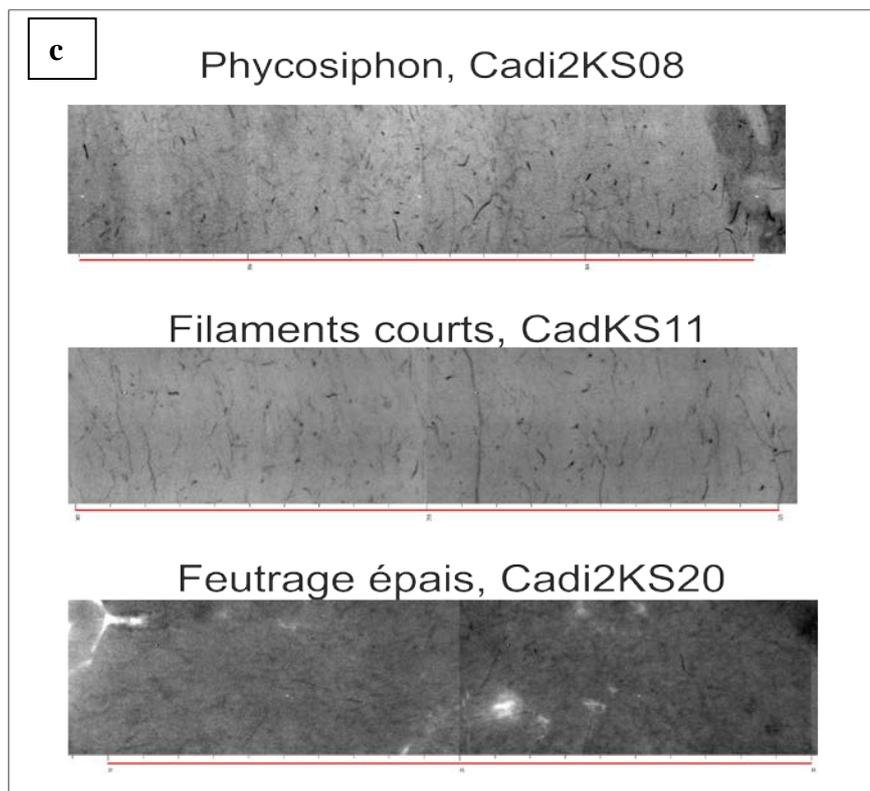


Fig III-7c : Traces fossiles non déterminées de *Chondrites*, de *Thalassinoïdes* ou de filaments ?

III.2 IMPORTANCE DES TRACES FOSSILES SOUS LA CIRCULATION DE LA MOW ET DANS LE TEMPS

Sous l'influence de la circulation de la VEM, les traces fossiles sont peu diversifiées et souvent isolées à l'exception des bioturbations rencontrées dans les pics contouritiques où elles sont abondantes et visibles en lames minces (Toucanne, 2005) mais le plus souvent indéterminées. Elles se présentent alors sous formes de lentilles ovoïdes (5-6 mm) plus ou moins argilo-silteuses ressemblant à des pellets ou comme de larges traces discontinues remplies de sédiments fins (Fig. 2, Mulder et al., 2013).

La répartition des *Zoophycos* modernes dans les sédiments marins quaternaires, notamment sur la marge ouest Portugal, est différente de la répartition des *Zoophycos* décrits dans les séries fossiles mésozoïques et paléozoïques (Löwemark et Schäfer, 2003; Gerard et Bromley, 2008). Les traces modernes se construisent vers le haut hélicoïdalement et sont connectées à l'interface à partir d'un tube central. Les particules de la surface peuvent être stockées dans les spirales inférieures pendant de longues périodes de temps. De plus, l'analyse détaillée de leur bathymétrie et de leur situation géographique montre que les traces sont aujourd'hui beaucoup plus abondantes dans des environnements profonds, où la sédimentation est calme et où les apports latéraux ou advectés sont sporadiques. Sur la marge ouest portugaise, les conditions de circulation des eaux près du fond sont contrôlées à la fois par la position bathymétrique et les fluctuations de vitesse de la MOW et par les changements de la circulation des masses d'eau présentes dans l'Atlantique Nord. De plus, pendant l'été, des vents forts provoqueraient des mouvements d'upwellings sur cette marge (Löwemark et Schäfer, 2003). Ces upwellings seraient plus fréquents depuis l'événement d'Heinrich 2 jusqu'au Younger Dryas. Pendant l'Holocène ces upwellings diminueraient pour s'intensifier à nouveau durant les derniers 4 ka BP (Löwemark et Schäfer, 2003).

Dans ce travail nous avons comparé la répartition des traces fossiles de *Zoophycos* dans le temps observées dans le Golfe de Cadix à celles observées sur la marge ouest Portugaise et dans le Golfe de Cadix, très à l'ouest de la levée contouritique (carotte M39029-4-8 in Löwemark et Schäfer, 2003; Löwemark et al, 2004). Ces auteurs décrivent de nombreuses traces fossiles de *Zoophycos* de l'événement H4 à l'interstadias H4-H3. Ces traces disparaissent jusqu'à la fin du LGM, puis sont très nombreuses pendant la terminaison I (Bölling-Alleröd et Younger Dryas) jusqu'au début de l'Holocène inférieur. Les organismes responsables de ces traces fossiles peuvent vivre à l'interface eau-sédiment si les conditions du milieu ne deviennent pas dysoxiques et si des particules fines sont disponibles (Löwemark et Schäfer, 2003).

Ces conditions optimum seraient plus réalisées pendant la phase de remontée du niveau marin. Cependant pendant le LGM de nombreux auteurs montrent une activité plus grande de la MLW dans la partie orientale du Golfe de Cadix.

Au niveau du chenal-levée de Tasyo dans la partie orientale du Golfe de Cadix (Fig. III-8) les traces de *Zoophycos* sont nombreuses dès le LGM, alors qu'elles sont isolées dans la zone située à la limite de l'influence de la branche SMB de la VEM. Lors de la phase de remontée rapide du niveau marin pendant l'événement H1 des traces isolées de *Zoophycos* sont toujours présentes à l'est, apparaissent au niveau de la pente continentale et sont présentes au niveau du diapir de boue. Les traces les plus abondantes pendant le Bölling-Alleröd sont situées à l'ouest du Golfe de Cadix, hors de l'influence de la VEM. Ce schéma est encore valable pendant le Younger Dryas et au début de l'Holocène inférieur.

Il apparaît qu'au niveau du chenal-levée de Tasyo des traces de *Zoophycos* sont présentes du LGM jusqu'au début de l'Holocène. Ce n'est donc pas la remontée du niveau marin qui est le facteur principal pour expliquer la présence des traces fossiles de *Zoophycos* mais des remontées d'eau froide lors de processus d'upwelling pourraient expliquer leur présence au LGM.

Pendant le LGM au niveau du chenal-levée de Tasyo, les traces fossiles de *Zoophycos* alternent avec des traces fossiles soit de *Paleophycus* soit de *Chondrites*. Les traces fossiles de *Zoophycos* et de *Paleophycus* traduisent la présence au niveau du fond d'environnements où la circulation est bien oxygénée. Par contre les traces fossiles de *Chondrites* indiqueraient une dégradation de la matière organique en milieu anaérobie par des organismes qui se nourrissent de bactéries sulfato-réductrices (Fig. III-8) à la limite des zones oxiques et disoxiques. Ces traces fossiles indiqueraient en conséquence des organismes supportant la circulation d'eaux peu oxygénées (Löwemark et al., 2006). Ce schéma est valable pour la répartition des traces fossiles au niveau de la levée contouritique en général. Par contre, sous la circulation de la branche IMB (CADI2KS08) ou de la branche PMB, des conditions favorables au développement des organismes benthiques apparaissent sur de courtes périodes de temps (présence de *Phycosiphon*). Vers l'ouest au contraire, dans la zone en dehors de la circulation de la VEM, les traces fossiles de *Nereites* alternent avec des traces fossiles de *Chondrites* ou des filaments. La présence massive de *Nereites* sur des épaisseurs centimétriques à décimétriques suggèrent des conditions favorables qui se maintiennent stables sur de relativement longues périodes de temps. Il semblerait que les organismes responsables de ces traces fossiles puissent vivre dans des environnements où les eaux de

fond sont bien oxygénées, c'est-à-dire où la limite entre les zones oxiques et anaérobie serait à une dizaine de centimètres sous la surface (Werner et Wetzel, 1982).

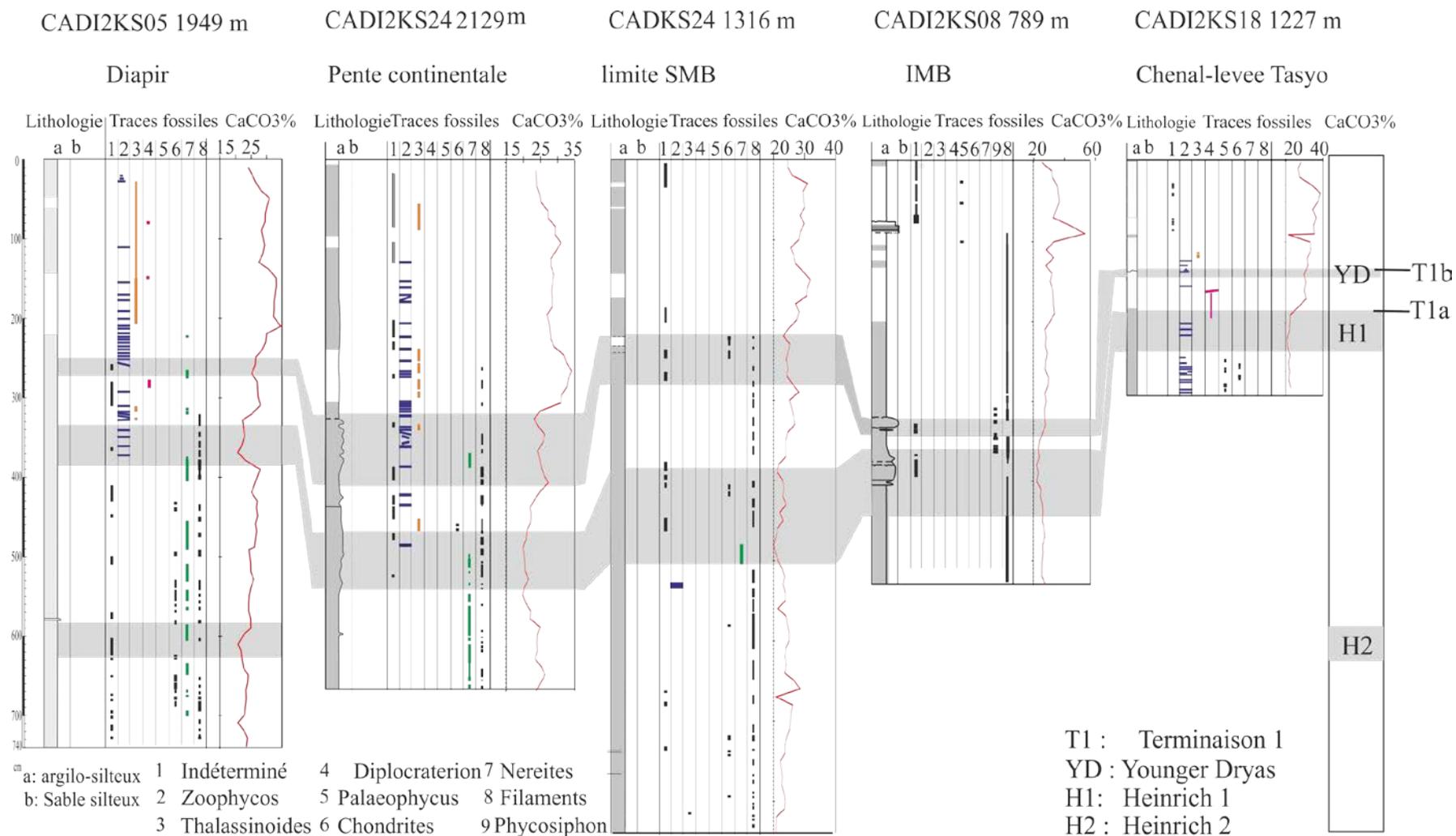


Figure III-8: Synthèse des variations des traces de bioturbations dans différents environnements.

Il est intéressant de noter que la répartition des *Nereites* est présente sporadiquement pendant les événements H2, H1, au BA. Et pendant l'YD dans les environnements hors circulation de la VEM. Sous l'influence de la circulation de la VEM les traces fossiles de *Nereites* ne sont pas très abondantes et se rencontrent en traces isolées aussi bien pendant les événements froids que pendant les périodes plus tempérées mais elles sont absentes pendant tout l'Holocène.

Des traces fossiles isolées de *Thalassinoides* apparaissent dans la zone hors influence de la circulation de la VEM dès le BA, sont très rares pendant l'YD, puis deviennent très abondantes après le début de l'Holocène inférieur au niveau du diapir de boue, et à nouveau moins abondantes au niveau de la pente continentale. Les organismes responsables de ces traces seraient des crustacés vivant dans des eaux très bien oxygénées pendant l'YD, (Löwemark et al., 2004).

Par contre, à l'est, la circulation de la VEM diminue après l'YD et pendant l'Holocène. On observe des traces indistinctes et principalement des filaments diagénétisés par des sulfures de fer (de type greigite, FeS, de couleur noire ou de type pyrite, FeS₂, de couleur plus jaune) qui disparaissent vers l'Holocène terminal. Cette disparition des filaments pourrait s'expliquer par le déplacement du front rédox sous l'interface eau-sédiment et une diminution de l'oxygénation des eaux de fond (Löwemark, 2003).

Bien que la ventilation et l'oxygénation des fonds marins soient liées à la circulation des eaux profondes, le nombre de traces fossiles et leur diversité sous la circulation de la VEM étant relativement faible par rapport aux zones hors circulation pourrait s'expliquer par des événements froids (stadaire de Heinrich) ou trop faibles (Holocène inférieur) plus que par une diminution de l'oxygène dans cette masse d'eau.

III.3 RESUME

Les traces fossiles sont peu diversifiées quand elles se trouvent directement sous la circulation de la veine d'eau et plus diversifiées hors circulation. Nous présentons les principaux résultats de l'étude des traces fossiles dans l'article ci-dessous qui est en cours de préparation à soumettre dans le journal *Marine Geology*.

III.4 ARTICLE “TIME AND SPATIAL DISTRIBUTION OF BIOTURBATIONS INFLUENCED BY THE MEDITERRANEAN OUTFLOW WATER. EFFECTS ON CONTOURITES DEPOSITS IN THE GULF OF CADIZ”

Rim Hassan, Emmanuelle Ducassou, Eliane Gonthier, Thierry Mulder, Jean Gérard, and Vincent Hanquiez.

Introduction

The Gulf of Cadiz (Fig. 1) is an appropriate area to study bioturbation resulting from interfering interactions because the environmental factors and their variations are well known (Löwemark et al., 2004; Schönfeld, 1997; 2002), particularly the Mediterranean Outflow Water (MOW) acting as a bottom current flowing from the Mediterranean Sea into the Atlantic Ocean through the Strait of Gibraltar.

West of Gibraltar, this bottom current moves to the northwest along the southern margin of the Iberian Peninsula at a water depth ranging between 600 m and 1500 m (Ambar, 1983; Ambar and Howe, 1979; Ambar et al., 1999; Baringer and Price, 1999; Serra et al., 2005). The MOW is warm ($>13^{\circ}\text{C}$), saline ($> 36.4\text{‰}$), and with a relatively low rate in oxygen ($4.1 - 4.6 \text{ ml O}^2 \text{ l}^{-1}$) (Zenk, 1975). West of $06^{\circ} 20'$, MOW temperature, salinity and velocity decreased as the flow bends north-westward along the western Iberian margin (Zenk, 1975; Baringer and Price, 1999). It simultaneously divides into two major cores (Madelain, 1970; Ambar and Howe, 1979; Gardner and Kidd, 1987; Gardner and Kidd, 1983; Ochoa and Bray, 1991; Johnson and Stevens, 2000; Borenäs et al., 2002) under the influence of both the Coriolis force and the sea floor morphology (Fig. 1) mainly the presence of Cadiz Ridge, the Mediterranean Upper Water (MUW) and the Mediterranean Lower Water (MLW). At about 7° W , the MLW splits into three minor branches (the IMB, PMB and SMB) because of the presence of the Guadalquivir Bank and the Guadalquivir Ridge (Fig. 1), each one follows a separate deep channel (Madelain, 1970; Kenyon and Belderson, 1973; Mélières, 1974; Nelson et al., 1993):

- *The Intermediate Branch (IMB)* moves north-westward through the Diego Cao Channel, flowing between 600-900 m water depth, and a deep core flowing between 900-1200 m water depths (Madelain, 1976).

- *The Principal Branch (PMB)* is considered to transport major flow of the MOW (Madelain, 1970) passing south of the Guadalquivir Bank through the Guadalquivir Channel, flowing between 900 m and 1050 m.

- *The Southern Branch* (SMB) which follows a steep valley toward the southwest through the Cadiz Channel (Hernández-Molina and al., 2003), flows between 1000 m and 1200 m.

At approximately 1300-1500 m water depth in the western part of the Gulf of Cadiz and at the 1200 m water depth in the eastern part, the MOW loses the contact with the seafloor and spreads over the North Atlantic Deep Water (NADW), before continuing westward and northward into the North Atlantic (Ambar and Howe, 1979; Iorga and Lozier, 1999 among others). It becomes water mass intercalated between the deep and the intermediate Atlantic waters (Baringer and Price, 1999; in: Hernández-Molina and al., 2003, 2006) (Fig. 1).

Where the MOW decelerates, a series of sediment drifts developed (Mougenot and Vanney, 1982; Faugères et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2008; Mulder et al., 2002; Mulder et al., 2008; Stow et al., 2002) because of the variations of the MOW density and intensity of the current through time in response to climatic changes since Messinian times, (5.5 Ma) (Baas et al., 1998; Stow et al., 2002).

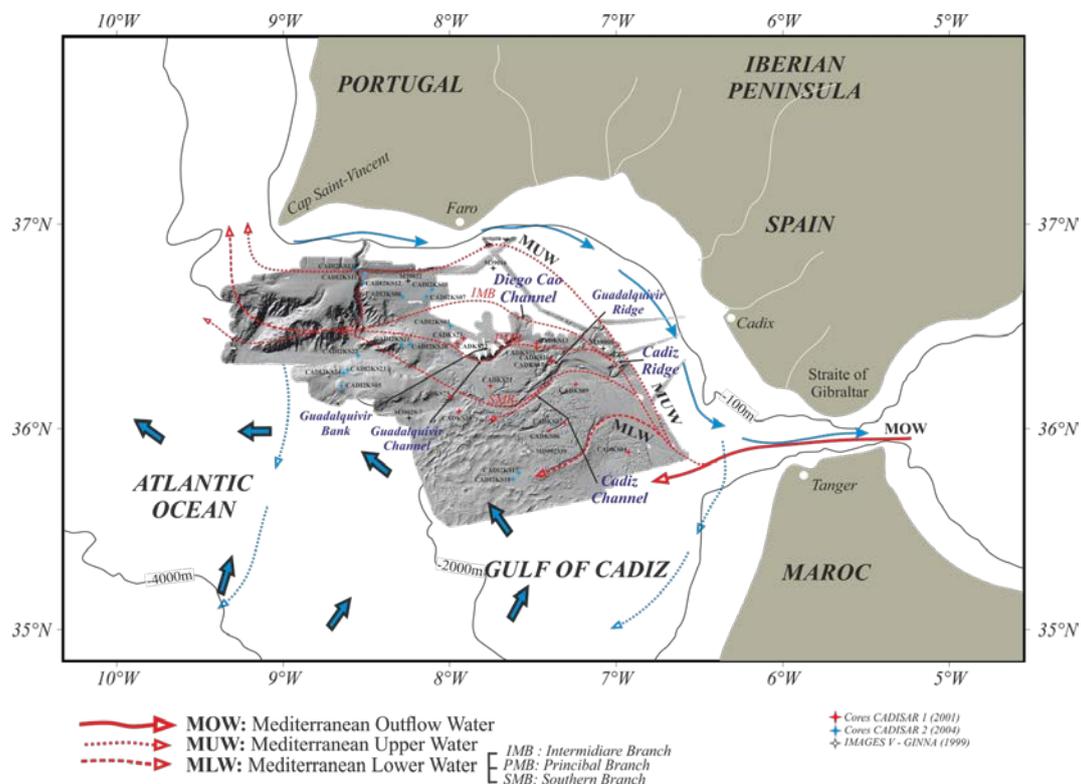


Figure 1: Location of cores on regional bathymetric map of the continental margin of the Gulf of Cadiz and pathway circulation of the MOW location of cores, MOW: Mediterranean Outflow Water; MUW: Mediterranean Upper Water; MLW: Mediterranean Lower Water subdivided into IMB: Intermediate Branch; PMB: Principal Branch and SMB: Southern Branch.

The aim of this study is to evaluate how changes in environmental conditions over the last 50,000 years caused by these variations of circulation are recorded by trace fossils and ichnocoenoses.

Materials and Methods:

24 gravity cores were recovered during Cadisar 1 (2001), Cadisar 2 (2004) and IMAGES V-GINNA (1999) cruise in the Gulf of Cadiz (Mulder et al., 2003; Mulder et al., 2006; Mulder et al., 2008). The cores were collected in the different branches of the MOW described above and far from the MOW circulation (Fig. 1 and Table. 1).

Descriptions of all cores are based on visual observations, digital camera images, grain-size analyses (Malvern Master Sizer S 5004), carbonate content and radiographs. The slabs were analysed using the X-ray radiographs (SCOPIX method; Migeon et al., 1999) in the laboratory CNRS EPOC 5805, to obtain a better resolution of lithology facies (image resolution of the CCD camera: 756*581 pixels), and a detailed analysis of sedimentary structures and biological activity. Some of cores show moderate coring disturbances on the X-ray images in the upper part (CADI2KS24) or in the lowermost part of the cores (CADKS04), for instance. On a limited number of the sediment slabs used for X-ray radiography, microscope observations were performed using thin sections of indurated sediment.

High-resolution geochemical elemental composition records were measured directly on the split-core surface in a non-destructive way, (X-Ray Fluorescence, XRF) with an Avaatech XRF Core Scanner in the laboratory EPOC- UMR 5805, University of Bordeaux. After cleaning and preparation of the core surface, two runs (10 kV and 30 kV) were performed every 5 mm for one core (CADI2KS24) and every 1 cm for four cores (CADI2KS08, CADKS17, CADKS24, and MD99-2339). The elements analyzed include a broad range from aluminum (^{13}Al ϵ) through uranium ^{92}U (Richter et al, 2006; Tjallingii, 2007). In this paper, we focused on selected elements such as calcium (Ca), titanium (Ti), because they characterize the relationship between detrital and biogenic sedimentation (Arz et al., 1998; Adegbe et al., 2003) and iron (Fe) and sulfur (S) to evaluate the importance of diagenetic processes. Fe and S data correspond to the values of element intensity in counts per second (cps), and the ratio Lg Ti/Ca giving information on the relative element concentration.

Radiocarbon datations were obtained using an accelerator mass spectrometry (AMS C^{14}) dating on planktonic foraminifera at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14-Saclay (Paris). All these analyses were done in the frame of the French Artemis program (Table. 2).

The gravity cores studied in the Gulf of Cadiz slope cover the period from 50,000 years to the present Ducassou et al., (submitted).

Mission	Cores	Latitude (N)	Longitude (W)	Depth (m)	Length (m)	Masse of water
CADISAR 1	CADKS04	35°52,92'	6°55,57'	814	6,2	MLW
	CADKS06	35°59,425'	7°24,170'	999	2,29	
	CADKS07	36°01,624'	7°18,664'	1006	4,71	
	CADKS11	36°23,877'	7°28,913'	757	4,62	PMB-SMB
	CADKS16	36°20,04'	7°23,264'	813	5,92	
	CADKS17	36°19,51'	7°23,07'	852	8,75	
	CADKS21	36°12,46'	7°45,51'	1008	3,22	
	CADKS22	36°25,04'	7°57,12'	786	1,66	IMB-PMB
	CADKS23	36°26,375'	7°55,273'	737	2,22	
	CADKS24	36°04,944'	7°56,523'	1316	8,65	SMB
	CADKS25	36°09,05'	08°00,09'	1259	7,52	
CADISAR 2	CADI2KS01	36°30	08°00	820	5,65	IMB-PMB
	CADI2KS05	36°12,50'	08°39,20'	1949	7,62	away MOW
	CADI2KS07	36°38,86'	08°08,50'	786	4,87	MUW
	CADI2KS08	36°40,89'	08°06,24'	789	5,4	
	CADI2KS11	36°45,23'	08°31,63'	938	2,82	
	CADI2KS12	36°42,79'	08°31,39'	1120	2,39	
	CADI2KS13	36°46,80'	08°33,80'	672	2,88	
	CADI2KS18	35°44,98'	07°37,192'	1227	2,97	limite MLW
	CADI2KS20	36°24,70'	08°14,15'	1103	3,25	PMB
	CADI2KS21	36°24,71'	08°17,23'	1140	2,4	
	CADI2KS23	36°17,00'	08°38,60'	2254	7,3	away MOW
	CADI2KS24	36°16,20'	08°38,20'	2129	6,75	
	IMAGES-V/GINNA	MD9923-39	35°52,80'	07°31,80'	1170	18,54

Table 1: Details of cores used during this study.

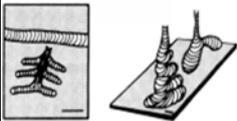
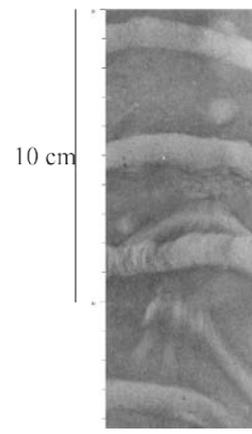
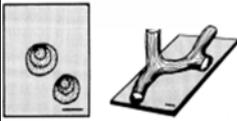
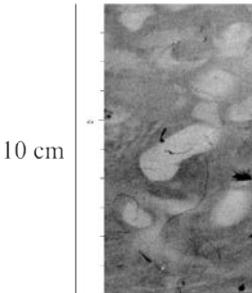
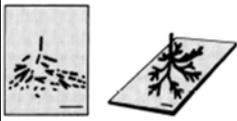
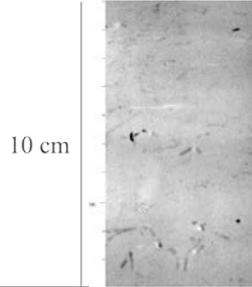
Cores	Depth (cm)	Species	Radiocarbon age, yrs.BP	Error	interval of age 95,4% (2 sigma Cal BP)	Calibrated age BP (Calib 6.0, âge réservoir 400)
CADI2KS05	0-1	<i>G.ruber alba</i>	1055	± 30	551 - 673	627
CADI2KS05	10-11	bulk	985	± 30	517 - 633	576
CADI2KS05	90-91	bulk	4085	± 30	4002 - 4235	4128
CADI2KS05	210-211	<i>G.ruber alba</i>	8475	± 40	8989 - 9232	9092
CADI2KS05	250-251	bulk	10045	± 35	10900 - 11165	11078
CADI2KS05	270-271	bulk	12255	± 50	13486 - 13838	13706
CADI2KS05	300-301	bulk	12230	± 60	13464 - 13823	13676
CADI2KS05	340-341	bulk	14160	± 45	16717 - 17041	16873
CADI2KS05	380-381	bulk	15150	± 50	17648 - 18076	17932
CADI2KS08	50-51	<i>G.inflata</i>	3085	± 30	2749 - 2920	2828
CADI2KS08	90-91	<i>G.inflata</i>	7835	± 35	8201 - 8377	8309
CADI2KS08	100-101	<i>G.inflata</i>	4765	± 30	4882 - 5141	5014
CADI2KS08	120-121	<i>G.inflata</i>	5620	± 30	5914 - 6125	6014
CADI2KS08	211-212	<i>G.inflata</i>	7985	± 30	9373 - 8525	8441
CADI2KS08	270-271	<i>G.inflata</i>	9365	± 40	10127 - 10299	10207
CADI2KS08	305-307	<i>G.inflata</i>	10160	± 40	11111 - 11221	11169
CADI2KS08	325-326	<i>G.inflata</i>	11030	± 40	12521 - 12675	12576
CADI2KS08	350-351	<i>G.inflata</i>	12820	± 70	14106 - 14990	14488
CADI2KS08	354-365	<i>G.inflata</i>	12900	± 50	14201 - 15055	14646
CADI2KS08	365-367	<i>G.inflata</i>	12815	± 40	14126 - 14944	14461
CADI2KS08	434-437	<i>G.inflata</i>	14890	± 50	17248 - 17904	17635
CADI2KS08	500-503	<i>G.inflata</i>	16960	± 80	19443 - 20011	19717
CADI2KS24	10-11	<i>G. ruber alba</i>	620	± 30	140 - 331	269
CADI2KS24	280-281	<i>G.inflata</i>	8510	± 30	9021 - 9251	9139
CADI2KS24	320-321	<i>G.inflata</i>	10070	± 30	11021 - 11176	11111
CADI2KS24	360-361	<i>G.inflata</i>	10810	± 35	12102 - 13389	12271
CADI2KS24	380-381	<i>G.inflata</i>	11625	± 35	13044 - 13270	13134
CADI2KS24	400-401	<i>G.inflata</i>	12070	± 40	13372 - 13678	13515
CADI2KS24	450-451	<i>G.inflata</i>	12945	± 40	14426 - 15127	14750
CADI2KS24	470-471	<i>G.inflata</i>	13300	± 40	15017 - 15937	15386
CADI2KS24	500-501	bulk	14190	± 50	16733 - 17067	16892
CADI2KS24	53 -531	bulk	15165	± 45	17664 - 18080	17948
CADKS17	35-36	<i>G. ruber alba</i>	2110	± 30	1593 - 1798	1693
CADKS17	140-141	<i>G.inflata</i>	6270	± 50	6603 - 6866	6724
CADKS17	525-528	<i>G. ruber alba</i>	10585	± 45	11642 - 12068	11854
CADKS24	214-215	<i>G. ruber alba</i>	10490	± 70	11320 - 11934	11628
CADKS24	375-378	<i>G.inflata</i>	12930	± 60	14221 - 15095	14700
CADKS24	525-527	<i>N.pachy dextre</i>	15430	± 70	18007 - 18551	18247

Table 2: Radiocarbon ages of cores of this study

All radiocarbon dates were corrected for marine age. Calibrated ages correspond to the median probability of the probability distribution (Telford et al., 2004). Radiocarbon ages older than 21,786 ^{14}C ka BP were calibrated using the polynomial relation of Bard (2004).

Bioturbation and sedimentology studies aimed at a reconstruction of the depositional floor conditions during the last 50 kyrs

We present here the traces fossils variations in seven reference cores presenting a continuous record based on AMS- ^{14}C and biostratigraphy (Ducassou, et al., submit; Duprat, 1983; Eynaud, 1999; Sanchez Goni et al., 2002).

Trace fossile	Reference	rX-Scopix	Description of the Ichnogenus
<i>Zoophycos</i> (Massalongo, 1855)			Zoophycos: Spreiten-filled structures that are composed of numerous burrows small U- to J-shaped those vary in length and orientation. Spreiten are arranged in helix-like patterns in circular to lobate shapes around a central shaft (Wetzel, 1984; Uchman and Wetzel, 2011). Often associated with moderate sedimentation rate (10-20cm/ky) and high organic matter. It is found in areas having fully oxygenated bottom water (in Löwemark, 2003; Wetzel et al., 2011).
<i>Thalassinoïdes</i> (Ehrenberg, 1944)			Thalassinoïdes: consists of horizontally branched networks with open connections to the surface by steeply inclined or vertical shafts; swellings may occur at points of branching (Wetzel et al., 2008).it has been found in sediments overlain by oxic to slightly dysoxic bottom waters but is essentially absent where dysoxic or anoxic conditions prevail (Löwemark et al., 2004).
<i>Chondrites</i> (Strenberg, 1833)			Chondrites: Large complexes of small root-like system of branching tubes extending from a vertical tube connected to the sediment surface (in Löwemark et al., 2004).when appearing massively and more or less excluding other traces from the fabric it is considered an indicator of poorly oxygenated bottom waters (Löwemark et al., 2004; in Löwemark et al., 2012).

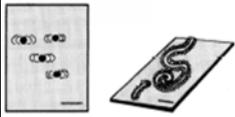
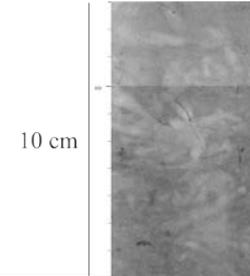
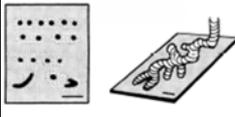
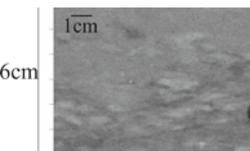
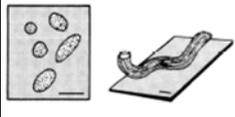
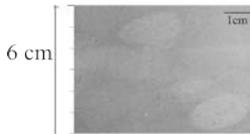
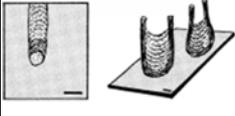
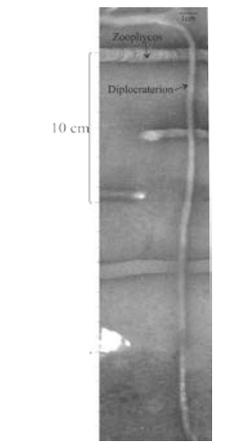
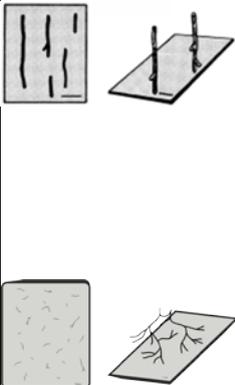
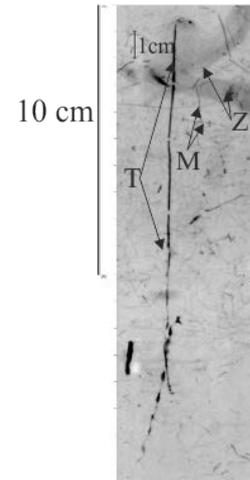
<p><i>Nereites</i> (MacLeay, 1839)</p>			<p>Nereites: Winding burrows (\varnothing 2–4 mm) filled with less dense material, surrounded by a halo of coarser material, restricted to oxic sediments, and marks the redox boundary (Löwemark et al., 2012). The <i>Nereites</i> ichnofacies was expanded to encompass bathyal to abyssal settings with slow stable sedimentation and well oxygenated conditions (in Löwemark et al., 2012).</p>
<p><i>Phycosiphon</i> (Fischer-Ooster, 1858)</p>			<p>Phycosiphon: Extensive small-scale spreiten composed of closely spaced successive tunnel walls as lobes whose are parallel or oblique to bedding. Sometimes it is very small filaments 0.2-0.5mm marginal tube diameter. <i>Phycosiphon</i> is the trace of a deposit feeder and is interpreted to be an indicator for oxic to dysoxic conditions (in Löwemark et al., 2012).</p>
<p><i>Palaeophycus</i> : (Hall, 1847)</p>			<p>Palaeophycus tubularis: straight to sinuous, with thin walled and variable diameter, it is filled with sediment distinctly different from surrounding sediment. It indicates an oxic seafloor conditions (J.J. Virtasalo et al., 2006).</p>
<p><i>Diplocraterion</i> : (Torell, 1870)</p>			<p>Diplocraterion: vertical, U-shaped burrow with spreite; has arms that are parallel or divergent. Top of burrow forms a relatively wide semi-spherical bulb or dumbbell shape; tube can be indicative of protrusive (downward movement) or retrusive (upward movement) burrowing relative to position of spreite. It is attesting an oxygenation normal, that receiving a flow of nutrient material (vertical flow of planktonic material) (Kh. El Kadiri et al., 2003).</p>
<p><i>Trichichnus</i> (T): (Frey 1970)</p> <p><i>Mycellia</i> (M)</p>			<p>Trichichnus (T): are vertically oriented cylindrical, thread-like, and sometimes branched burrows, up to several tens of cm in length and with diameters normally less than 1mm (Löwemark, 2003). Mycellia (M): following Blanpied and Bellaiche (1981), Wetzel (1983), are small, randomly orientated filaments up to several centimeters in length and a few tenths of mm thick (Löwemark, 2003; Löwemark et al., 2006). The correlation between these burrows orientation and environmental conditions not clear, but the abundant in these filaments are depend on the fine-grain size, enhanced organic carbon content, and Low bottom water oxygenation, (Löwemark, 2003).</p>

Table 3: Principal trace fossils in the studied cores.

RESULTS distribution through space and time

A detailed ichnological study is presented, i.e. both spatial and temporal variation in the composition of the Gulf of Cadiz ichnofauna, and we focus on how the Mediterranean Upper Water (MUW) and the Mediterranean Lower Water (MLW) impact on ichnofauna distribution. Both sparse occurrence of trace fossils and low diversity were encountered in many cores.

Seven ichnogenera were identified in core data: *Chondrites*, *Diplocraterion*, *Nereites*, *Paleophycus*, *Phycosiphon*, and *Thalassinoïdes* and *Zoophycos*. In addition, we noted the presence of unidentified filaments with different shape (length and thickness). We present also one category with indistinct bioturbation when the primary traces have been destroyed by different sedimentary processes (Table 3). We have mainly followed the classification proposed in previous papers (Wetzel et al., 2011; Löwemark et al., 2004) and trace fossil identification was only possible when well defined shape and sharp outline are visible. Indeterminate or indistinct bioturbation is used when a complex fabric of trace fossils or cross-cutting have destroyed the formerly existing structures (Wetzel, 1983).

Vertical evolution of parameters in cores

We studied the bioturbation in all the collected cores in the Gulf of Cadiz. All cores consist of olive gray, silty muds with silty-sand intervals corresponding to peaks contouritic I; II and III (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Mulder et al., 2006; Voelker et al., 2006). Cores consist of olive gray muds, mottled silty-muds or mud silty-sands, with a percentage of carbonate ranging between 10 to 40 %.

CADKS17 (water depth: 852 m, length: 8.58 m) located in a topographic depression between the PMB and the SMB, at the eastern end of Guadalquivir Ridge (Fig. 3).

It is formed by an alternance of fine-grained sediment and sand-silt sediment. The sand-silt proportion varies from 50 to 68 % of the total particules. The age of the base of the core is > 15,100 years Cal BP. The core biostratigraphy begins in H1 event, between 858 cm to 800 cm. The BA period is between 800 cm to 560 cm, the YD period is between 560 to 530 cm, base of Holocene is between 530 cm to 363 cm and rest of Holocene is from 363 cm to the top. In H1 event the percentage of carbonate is low (21 %), increases in the BA to a maximum of 25% and decreases to a minimum value (towards, 20 %) just before the YD

event, where it reaches (22 %). In Holocene base it varies from 25 to 28 %, in Holocene it is increasing again to a maximum value near 33 % and decreases to the top of the core (23%). During H1 event the sedimentation rate is at minimum is (11.1 cm / kyr⁻¹). It becomes very high during the BA, (104.3 cm / kyr⁻¹), decreases (27.7 cm / kyr⁻¹) during YD, remains high (45.47 cm / kyr⁻¹) during the Holocene base and increases (75 cm / kyr⁻¹) during the Holocene. These sedimentation rates are always high, which is consistent with the location of the core in a topographic depression.

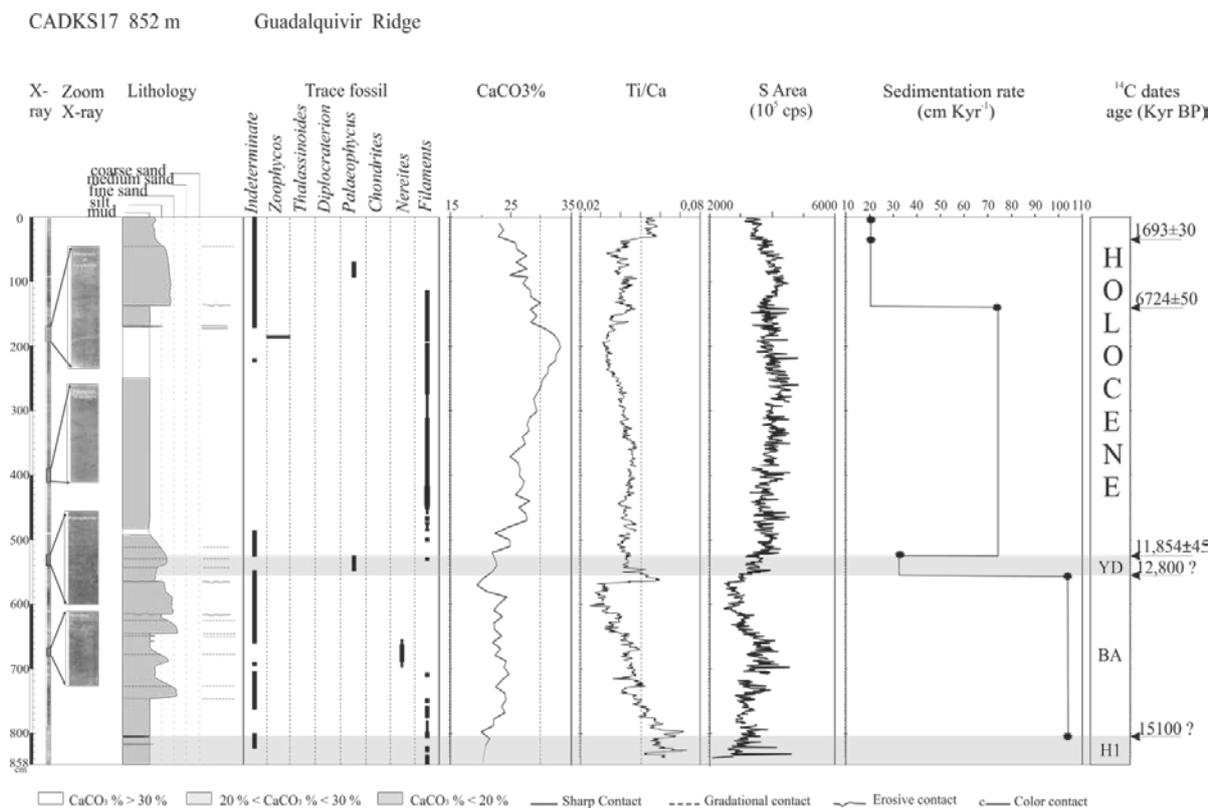


Figure 3: CADKS17: X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: Lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ¹⁴C (Kyr BP).

During H1 event the Ti/Ca ratio marks a peak of lithogenic particles. This ratio decreases regularly during the BA because of the presence of coarser-silty sand. During the beginning of the YD period, the Ti/Ca ratio increases, and then decreases towards the end. Near the Holocene base, the ratio is stable and this ratio decreases regularly during Holocene until the maximum of carbonate and increases regularly towards the upper part of this period

where it presents a peak of lithogenic particles in the last centimeter (peak III, Faugères et al., 1984).

The Sulfur increases during H1. During BA it fluctuates according to the variations of the lithology with a maximum value in the middle of BA, and presents a minimum value at the end of BA. It increases at the beginning of the YD and its value is almost identical to the maximum value of the BA at the Holocene base and during the beginning of Holocene. Then it decreases regularly when the carbonate content is maximum, then increases slightly towards the end Holocene and finally decreases to the top.

Indistinct bioturbation, thick and small filaments are observed during H1 event. During BA we observed fine filaments inside a fine-grained lithology at the beginning of this event, then indistinct bioturbation. *Nereites* burrows are present in a silt-sand lithology (662 cm to 688 cm). During YD, we found indistinct bioturbation and *Paleophycus* burrows. At Holocene base (530 cm to 361 cm), we found indistinct bioturbation (530 cm to 490 cm) then an alternance (490 cm to 448 cm) of thin beds (< to 5 cm thick) with abundant fine or thick filaments, (*Trichichnus* burrows are present), monosulfide nodules (diameter < 2 mm) and beds with less abundant or rare filaments. A change occurs at 448 cm where we observed only small filaments (a few millimeters in length) and abundant monosulfide nodules (448 cm to 415 cm). Above a mixed zone (415 cm to 361 cm) with again thick and fine filaments, abundant *Trichichnus* burrows and less abundant monosulfures nodules.

During Holocene (361 cm to 169 cm), we found an alternation of high and low abundance in filaments. *Trichichnus* burrows and monosulfures nodules are noted in the maximum zones (341 cm to 311 cm and 272 cm to 199 cm).

One zone with the same abundance and diversity in filaments is observed from 193 cm to 169 cm. There, a single *Zoophycos* burrow (187-188 cm) is present with *Nereites* burrows above (180 to 183 cm). We observed indistinct bioturbation (169 cm to 138 cm) and filaments disappear (169 cm to 138 cm). At the end of Holocene we found indistinct bioturbation and *Paleophycus* burrows in the silt-sand sediment.

CADKS24 (water depth: 1316 m, length: 8.40 cm) is located on a relief at about ten km of the Cadiz Channel (Fig. 4).

The SMB Branch spills from the Cadiz Channel towards the core site. The core reaches H2 event (815 to 840 cm), then the core biostratigraphy shows the LGM (between 840 cm and 505 cm), H1 event, (between 505 cm and 385 cm), BA period between 385 cm

and 278 cm, and the YD period between 278 and 218 cm. Holocene base is between 218 cm and 153 cm and the Holocene is between 153 cm and the top.

During LGM the silt-sand fraction varies between 30 to 40 %. During H1, it varies from 32 to 42 % at the end. During the BA, this fraction decreases abruptly (between 28 and 35 %). During YD, the silt-sand fraction increases and remains high (39 to 45 %). At Holocene base silt-sand fraction decreases (18 to 30%) and increases again during Holocene (30-33 %).

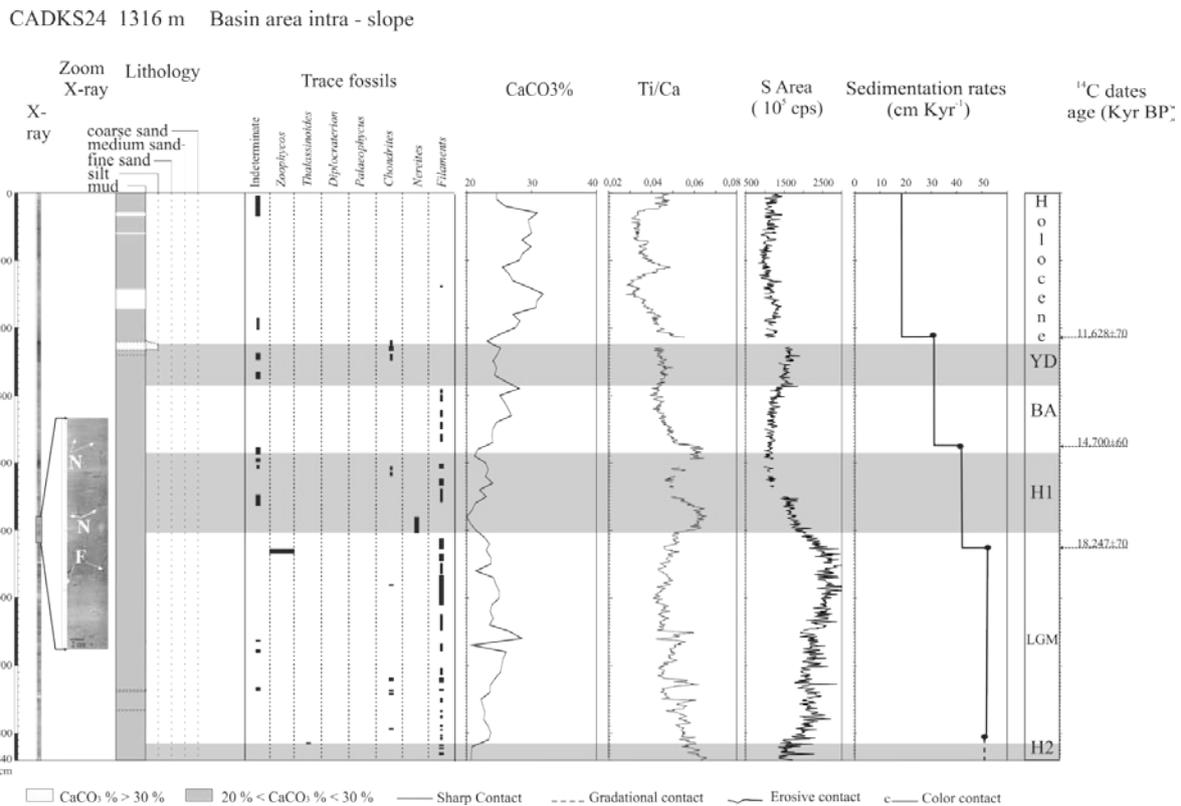


Figure 4: CADKS24, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates 14C (Kyr BP).

The percentage of carbonate is low during H2, H1 and YD (< 24%). During the LGM, it increases from 21 % to a maximum of 28 % (between 840 cm to 660 cm), and then decreases abruptly to 23 % and remains between 25 % and 23 % at the end. It increases in the BA from 21 % to a maximum of 28 % at the end. During the Holocene it presents two major variations: (1) it increases from 23 % to a maximum of 32 % (at 150 cm) then decreases to 26 % (at 110 cm) and (2), it increases to a maximum of 31 % (at 30 cm) and finally decreases to 25 % (at the top).

During LGM, sedimentation rate is high (52.1 cm kyr^{-1}), decreases during H1 ($42.57 \text{ cm/ kyr}^{-1}$), increases during BA (52.6 cm kyr^{-1}) and YD (54.4 cm kyr^{-1}). Sedimentation rates decreases at Holocene base (18.6 cm kyr^{-1}) and remains stable during Holocene.

From the base to the top of core the Ti/Ca ratio is the highest during H2 event. During the LGM period, the ratio is slightly lower than during H2 and shows sporadic larger peaks correlated with alloctonous carbonate particles supply. At the beginning of H1, this ratio is higher than during the LGM. It generates peak correlated with a decrease of alloctonous carbonate particles supply. It decreases in the middle of H1, but remains higher than during the LGM, and it increases again to the top of H1 and the early BA. During BA this ratio decreases rapidly and becomes lower than during the LGM. During YD it increases slightly and decreases at the Holocene base down to the lowest value recorded in core. During Holocene it increases and form a small peak at 100 cm, but the value is still lower than during the LGM. Then it begins to decrease regularly until 30 cm where it increases again until the top.

Sulfur variations are large in this core because values increases regularly during the LGM, then decrease during H1 until the end of BA, increase again slightly during YD and finally decreases up to the top of core.

During H2 we found rare thick filaments and an isolated *Thalassinoides* burrow at 815 cm. During the LGM we find also rare fine or thick filaments and monosulfide nodules in fine-grained sediment (815 cm to 505 cm, numerous trace between 600 cm to 549 cm) associated locally with *Chondrites* burrows. These burrows are present as thin trace (at 798 cm, 731 cm and between 718 cm to 722 cm), or isolated trace at 641 cm and 645 cm. One isolated *Zoophycos* burrow (532 cm to 533 cm) is intercalated in a zone without filament (529 cm to 534 cm). Then until the end of LGM (505 cm,) thick and fine filaments with *Trichichnus* burrows are observed. At the beginning of H1 (505 cm to 449 cm), we found fine or thick filaments, with *Trichichnus* burrows, *Nereites* burrows (505 cm to 481cm), and indistinct bioturbation (481 cm to 442 cm). At the top of H1, we observed fine and thick filaments (442 cm to 402 cm), *Chondrites* burrows intercalated in fine beds (420 to 402 cm) and finishing with indistinct bioturbation (402 cm to 385 cm). During BA period, we found only thick and fine filaments associated with *Trichichnus* burrows. YD period begins with slightly-bioturbated sediment containing only rare and thin filaments (285 cm to 247 cm). Then *Chondrites* burrows become abundant (247 cm to 232 cm) to very abundant (232 cm to 218 cm). At Holocene base, we found rare traces of filaments (135 cm) and indistinct bioturbation. During Holocene, no trace or bioturbation is observed.

CADI2KS08 (water depth: 789 m, length: 8.45m) is located in the fossilized Faro Chanel between the Albufeira and the Faro drifts and is bathed by the MUW (Fig. 5). The core reaches 20,000 yrs. Cal BP (LGM).

The biostratigraphy of the core gives the LGM between 530 cm and 445 cm, H1 event between 445 cm and 362 cm, BA period between 362 cm and 345 cm, YD period between 345 and 325 cm, the Holocene base between 325 cm and 205 cm and the Holocene between 206 cm and the top. We observed three contourite sands bed peaks like in the others cores and an additional 8.5cm- thick clastic bed (Hassan, 2009).

During the LGM the sand-silt fraction shows a regular increase (38 to 44 %). During H1 the sand-silt shows a regular increase (38 to 67 % in the contourite peak) and a decrease at the end of this event (between 58 % and 38 %). During BA, the sand-silt fraction is always low, between 38 % and 43% and during YD it varies from 44 to 83 % with a maximum in the contourite peak. At Holocene base, its variation is large between a maximum of 40 % near its beginning and a minimum of 27% at the end. During Holocene it varies regularly between 35 % and 50 % except in the clastic sands where this value is high (93 % to 53 % between 92 and 78 cm).

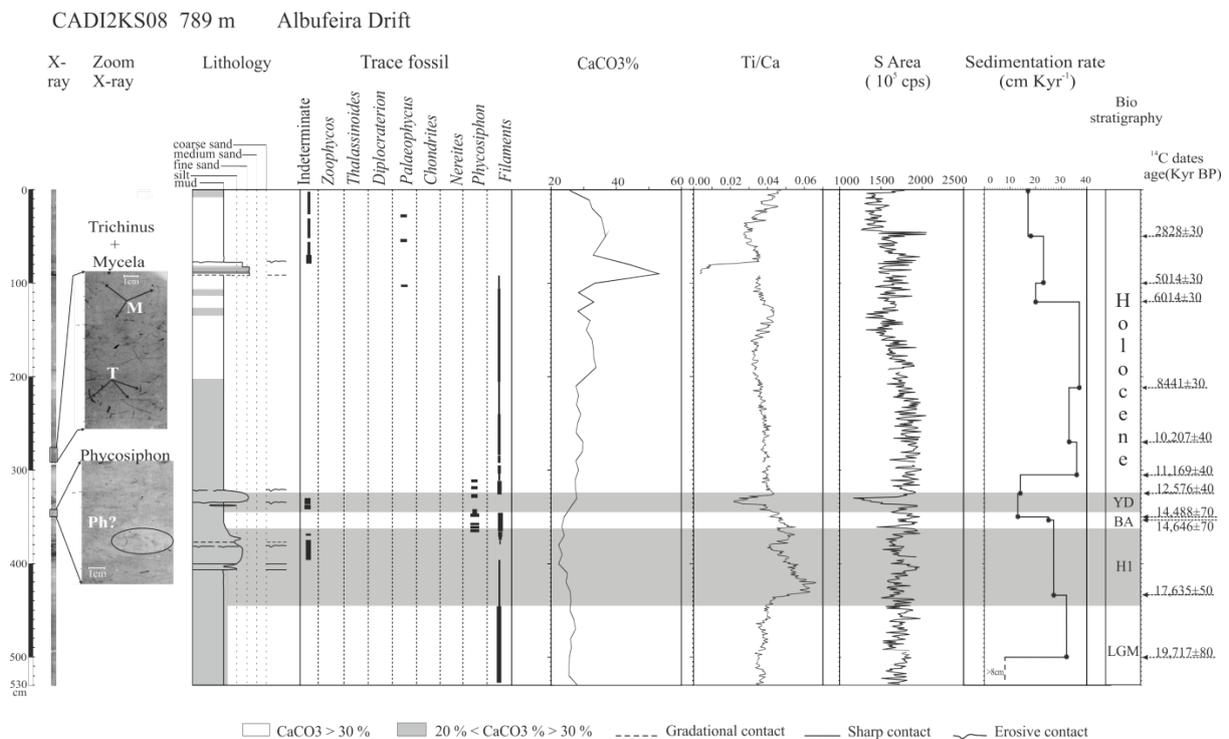


Figure 5: CADI2KS08, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates 14C (Kyr BP).

During the LGM, the carbonate values varied between 25 and 27 % and the sand-silt particle varies from 38 to 44 %. During H1, the carbonate values remain around 26 % and decreases to the end of H1 between 26 and 22 %. At Holocene base, this content increases progressively from 26 % to 29 % and during Holocene it increases up to a maximum value 35 % at 31 cm and decreases to 26 % at the top, except in the clastic sands where it remains close to 55 %.

During the LGM, the sedimentation rate is high ($> 31 \text{ cm kyr}^{-1}$). During the H1, it decreases slightly (27.1 cm kyr^{-1}), is very low during BA ($< 10 \text{ cm kyr}^{-1}$), and low during YD (13.1 kyr^{-1}). At Holocene base, it passes rapidly from 13 cm kyr^{-1} to 33 cm kyr^{-1} (between 307 cm and 206 cm). During Holocene, it remains high (37 cm kyr^{-1} , between 206 cm and 121 cm), then decreases regularly to the top of core (between 20 and 17 cm kyr^{-1}).

From the base to the top of core, the Ti/Ca ratio during the LGM maximum is low. During H1, the ratio shows a constant input of detrital particles higher than in LGM, and decreases slightly at the end. In BA the ratio continues to decrease slightly; it is low in YD in silt-sand sediment. At the Holocene base (326 cm and 206 cm), this ratio is stable, but remains higher than during LGM. During Holocene, the ratio fluctuates, decreasing slightly between 206 cm and 150 cm, increasing regularly between 150 cm and 130 cm, and finally decreasing between 130 and 30 cm, with values very low in clastic sand and increases towards the top.

Sulfur concentration (in cps unit) is stable in this core from LGM to Holocene base. Then it decreases between 206 cm and 121 cm, increases again between 121 cm and 31 cm and finally decreases towards the top.

During LGM, we observed principally thick diagenetic filaments. During H1 we observed principally thick filaments, indistinct bioturbation and rare *Phycosiphon* burrows. During BA; large *Phycosiphon* burrows are more abundant. During the beginning of YD *Phycosiphon* are found again and then indistinct bioturbation. In the fine-grained sediment at Holocene base, we observed variations in the distribution, abundance and orientation of filaments: filaments are rare between 312 cm and 304 cm, fines and thick filaments are very abundant between 304 cm and 284 cm, fine and thick filaments are present between 284 cm and 240 cm. Finally, very long and fine filaments are observed between 240 cm and 206 cm, and *Trichichnus* burrows and *Mycelia* burrows are visible between 304 cm and 206 cm. During Holocene we observed fine and thick filaments (between 212 and 92 cm). The last meter of the core is barren with traces of filaments. We just found *Paleophycus* burrows at 102 cm, between 53 and 55 cm and between 30 to 38 cm).

CADI2KS24 (water depth: 2129, length 6.60 m) is located on the southern continental slope of Portimao Valley, away from the pathway of the Mediterranean outflow (Fig. 6). The core reaches 22,000 yr. Cal BP (LMG). Most of the core lithology consists of olive-grey or brown-grey, hemipelagic clayey-silt (55 to 75 % < 10 µm), with intense bioturbation. The core biostratigraphy shows the LGM between 666 cm and 540 cm, H1 between 540 cm and 465 cm, BA between 465 cm and 405 cm, YD between 405 cm and 315 cm, Holocene base between 315 cm and 252 cm and the Holocene from 252 cm to the top of core.

During the LGM, the silt-sand fraction shows irregular alternations between 33 and 38 %. At the beginning of H1, the silt-sand fraction presents the same variations (540 cm to 480 cm) than during the LGM, then, increases slightly from 38 to 42 % (480 cm to 465 cm). During the BA, this fraction decreases progressively from 38 to 30 % (between 465 cm and 449 cm) and is low 24 to 30 % (between 449 cm and 405 cm) at the end of BA. During YD, the silt-sand fraction increases regularly from 26 to 30 % (between 405 cm to 389 cm), then from 30 to 37 % (between 389 cm and 319 cm) and finally decreases slightly at the end of YD (between 319 and 315 cm). During the Holocene base, the silt-sand fraction is low, (between 28 % and 20 %), and shows identical values during the Holocene (between 252 cm to 16 cm). Then the silt-sand fraction increases to a maximum of 31 % towards the end of core.

CADI2 KS24 2129 m South side of Portimão Valley

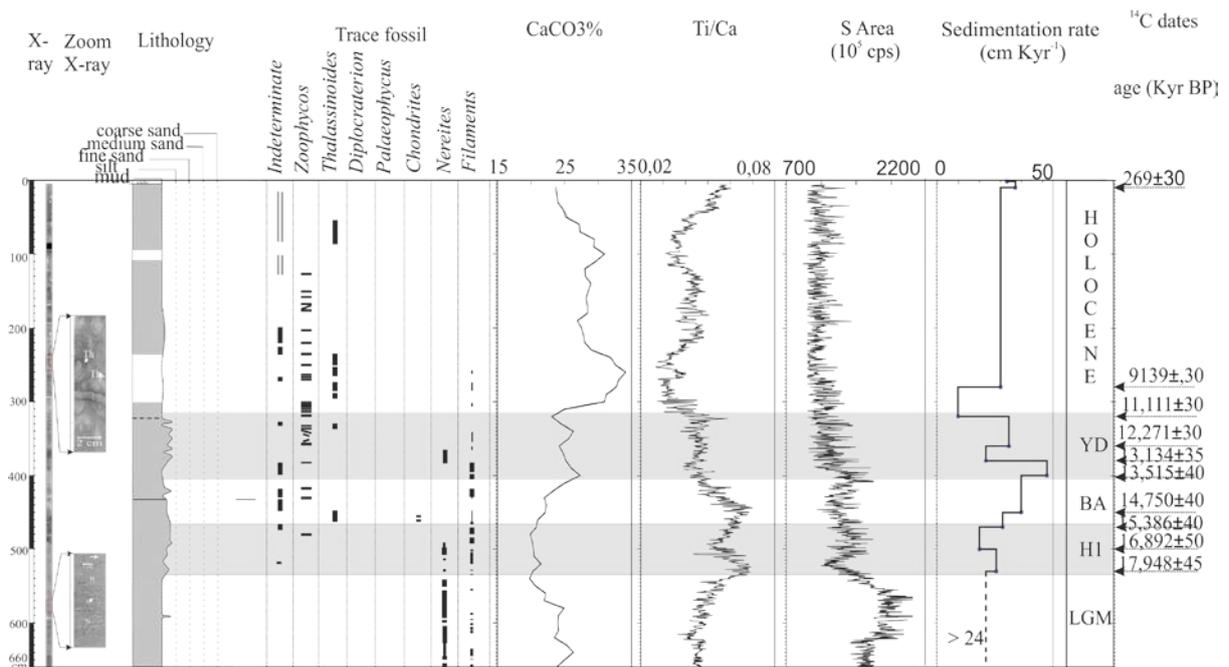


Figure 6: CADI2KS24, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates 14C (Kyr BP).

The carbonate content varies from 20 to 34% in the core. During the LGM, this value decreases from 25 % to 20 % at the end of LGM. During H1, this value is low, 20 % to 22 % and during YD, it forms two peaks with a maximum close to 28 to 26 %. At the Holocene base it increases abruptly from 20 % to 34 % and during Holocene, it decreases rapidly from 34 % to 28 % (between 252 cm to 110 cm). Then it increases from 28 to 32 % (between 110 cm and 70 cm) and finally decreases at the top of core (24 %).

The Ti/Ca ratio increases regularly from the base of the LGM to the middle of H1 and then decreases before to increase again until the beginning of BA where it decreases again. During the YD, the Ti/Ca continues to decrease slightly concomitantly to an increase of silt-sand fraction (between 405 cm to 389 cm). Then it increases (between 389 cm to 319 cm) again simultaneously to an increase in the silt-sand fraction, and decreases at Holocene base together with a low silt-sand fraction and a high carbonate content. During the Holocene, it increases concomitantly to a decrease of carbonate content and a stable silt-sable fraction or an increase of this fraction.

From the BA period to the LMG, the value of sulfur content increases. It underlines the importance of iron sulfides and monosulfides in the filling of large diagenetised burrows.

In the fine-grained sediment of LGM we found principally centimeter- to decimeter-thick alternations of *Nereites* burrows underlined by abundant monosulfides (visible after the splitting of the core) and thick or fine filaments irregularly distributed. At the beginning of H1, the alternations of *Nereites* burrows and thick or fine filaments continue *Nereites* burrows disappear and at the end of H1 we found only abundant thick or fine filaments, except at 482 cm where a *Zoophycos* burrow is present. At the beginning of BA, we found *Thalassinoides* burrows (between 465 cm and 448 cm), and *Chondrites* burrows intercalated between 454 cm and 462 cm. Then indistinct bioturbation is observed (between 448 cm and 429 cm) with thick filaments and abundant monosulfides. At 429 cm, we found one isolated *Zoophycos* burrow and then indistinct bioturbation. Above, we observed thick filaments associated with rare isolated *Chondrites* burrows (between 420 cm and 423 cm). At 415 cm, we found one isolated *Zoophycos* burrow and thick and fine filaments with *Trichichnus* burrow at the end of YD. During YD, we found thick and fine filaments associated with indistinct bioturbation (between 405 cm and 384 cm), followed by numerous *Nereites* burrows (between 384 cm to 364 cm) associated with thick filaments. At the end of YD *Zoophycos* burrows become very abundant: the distance separating two burrows is only about 2 to 5 cm. Their thickness is between 0.8 cm and 1 cm and filaments may be present with the first traces. Indistinct bioturbation is present between burrows. At Holocene base *Zoophycos* burrows are always

very abundant. The distance between two burrows is between 4 and 10 cm and their thickness is identical as before. *Thalassinoides* burrows are observed between *Zoophycos* burrows. During Holocene, *Zoophycos* burrows remain abundant but the distance between two burrows increase (between 5 and 10 cm) and their thickness progressively gets finer (between 0.6 and 0.8 cm). Between 114 cm and the top of core, the disturbance of coring does not allow to make the difference between *Zoophycos* and *Thalassinoides* burrows

CADI2KS05 (water depth: 1949 m, length: 7.4 m) is located south of CADI2KS24 on a diapir (Fig. 7). It is located away from the Mediterranean pathway on the SE of continental slope of Portimao Valley. The analysis of biostratigraphy and ^{14}C datation both indicate that the base of core is closed to $31 \text{ Cal kyr}^{-1} \text{ BP}$ corresponding to the interstadial H2-H3. The majority of the core lithology consists of brown-beige and brown-grey, hemipelagic clay-silt (60-80 % < $10 \mu\text{m}$), with intense bioturbation.

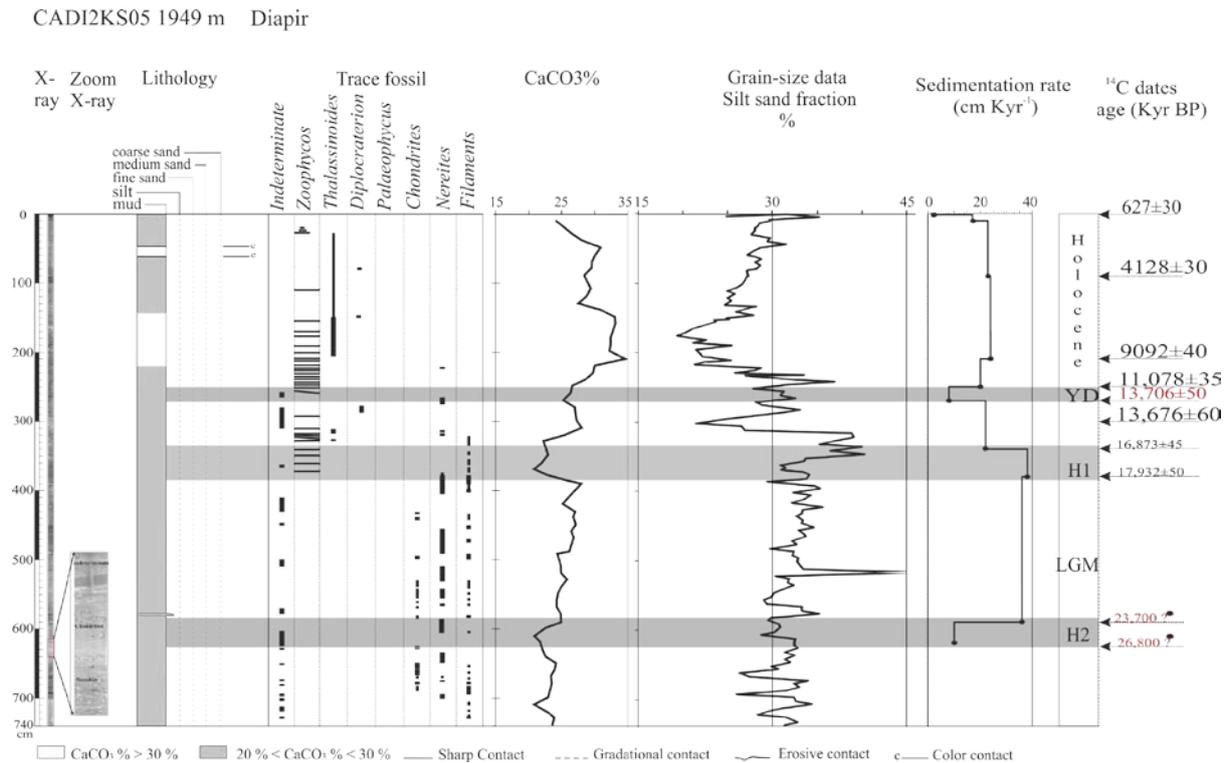


Figure 7: CADI2KS05, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ^{14}C (Kyr BP).

The core biostratigraphy shows H2 between 625 cm and 585 cm. LGM between 585 cm and 381 cm, H1 between 341cm and 338 cm, BA between 338 cm and 277 cm, YD between 277cm and 251 cm. Early Holocene is between 251cm and 182 cm and the Holocene is from 182 cm to the top of the core.

During H2, the silt- sand fraction is between 34 and 38 %. It is slightly higher (between 24 and 42 %) in LGM, (between the 585 and 470 cm) and then decreases between 42 and 26 % to the end and shows small secondary peaks related to an irregularly input of particles. In H1 and at the beginning of BA, the silt-sand fraction is high (between 33 and 42%), and then from the BA to the YD, it decreases (from 42% to 20 %). It increases regularly in early Holocene and Holocene.

The carbonate value is 20 % in H2, increases in LGM from 25 % to 28 %, decreases in H1 from 20 to 22 %, increases in BA between 25 % and 28 %, decreases slightly in YD and during early Holocene and increases to 35 % to finally decrease towards the top of core at 24%.

During H2 and LGM, the sedimentation rates are very high (57 cm kyr⁻¹ to 65 cm kyr⁻¹). During H1, it remains high (37 cm kyr⁻¹), decreases during BA (22.1 cm kyr⁻¹), and is low during YD (7.6 kyr⁻¹). In early Holocene, it is high (33.7 cm kyr⁻¹) and decreases slightly during Holocene (22 cm kyr⁻¹).

During H2, we found thin beds (thickness < to 2 cm) containing *Chondrites* burrows affected by diagenetic processes, indistinct bioturbation without filaments (between 623 cm and 606 cm), thick filaments and *Nereites* burrows (between 606 cm and 585 cm).

The LGM begins with diagenetic monosulfides surrounding lenses of silt particles and *Chondrites* burrows (between 585 cm and 580 cm). There, the sedimentation is abruptly interrupted by a dynamic supply of particles (between 580 cm and 577 cm). Above, we observed indistinct bioturbation (between 577 cm and 570 cm), diagenetic monosulfides surrounding lenses of silt particles (between 570 and 545 cm) or *Chondrites* burrows (between 545 cm and 530 cm), and then a bed of *Nereites* burrows (between 530 cm and 508 cm).

Above we observed indistinct bioturbation (between 508 cm and 500 cm), thin beds of *Chondrites* burrows with few thick filaments (between 498 and 492 cm), then a thick bed containing *Nereites* burrows (between 492 cm and 448 cm) with thick filaments irregularly present and then thin beds of *Chondrites* burrows (one between 442 cm and 438 cm and one between 430 cm and 432 cm), and finally bed containing *Nereites* burrows (between 406 cm and 378 cm) with thick filaments corresponding to the end of the LGM. At the beginning of

H1, *Nereites* burrows disappear rapidly and we found *Zoophycos* burrows between 375 cm and 340 cm. These burrows are irregularly spaced from 10 cm to 15 cm and are associated with rare thick filaments. During BA, we found again very tight spaced *Zoophycos* burrows (between 330 cm and 310 cm) and *Thalassinoides* burrows intercalated between *Zoophycos* burrows. Between 310 cm and 280 cm, indistinct bioturbation is interrupted by a *Diplocraterion* burrow. Above, at the end of BA we found a bed containing *Nereites* burrows (between 265 cm and 280 cm).

During the YD, *Nereites* burrows disappear rapidly and we observed a *Zoophycos* burrows without others trace of bioturbation. During early Holocene, between 250 cm and 185 cm, *Zoophycos* burrows are abundant. Here they are spaced more regularly (space between 10 to 5 cm) and their thickness increases upwards (from 0.6 cm to 1 cm). In Holocene, core disturbance is important but we found *Zoophycos* and *Thalassinoides* burrows. All the Holocene is barren of filaments.

MD99-2339 (water depth: 1170 m, length: 7 m) is located on the Giant Contouritic levee in the eastern area of the Gulf of Cadiz (Fig. 8) and is under the influence of the MLW (Mulder et al, 2003; Toucanne et al., 2007; Voelker et al., 2006).

Stable isotope measurements allowed obtaining a much documented stratigraphy in this core over the last 47 kyr (Voelker et al., 2006; Penaud et al., 2011).

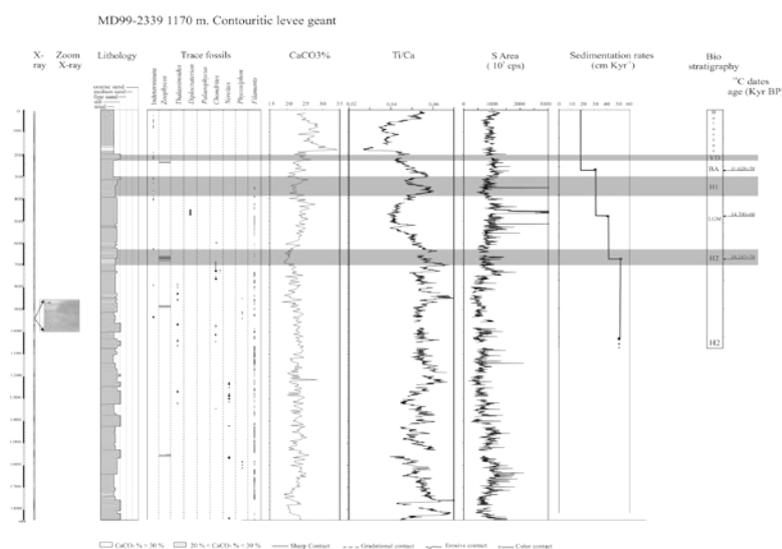


Figure 8: MD99-2339, X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates 14C (Kyr BP).

The Ti/Ca ratio presents an important input of lithogenic particles during the Heinrich events, in the middle part of the Interstadial H2-H3, and in the upper part of Holocene (peak III, Faugères et al., 1984). Conversely lower Ti/Ca ratio is observed during the LGM and Lower Holocene (Fig. 9).

During H1, BA, YD and Holocene, we found indeterminate bioturbation. During the LGM, we found dispersed pyritized burrows. A *Diplocraterion* burrow is observed between 448 and 474 cm, and potential isolated traces of *Chondrites* between 593 cm and 597 cm. H2 contains rare small traces of *Chondrites*, and 5 traces of *Zoophycos* burrow located in the middle part of this event.

The sedimentation rate is relatively high during H2 (27 cm/kyr⁻¹).

CADI2KS18 (water depth: 1227 m, length: 2.97 m) is located a few kilometres away from the end of the Gil Eanes Channel where the Upper Mediterranean Branch spills-over the side of the channel (Fig. 9). It is a fine-grained core where silt-sand represents only 20 to 40 % of the particles. At the base of the core, the carbonate content is about 25 % and increases abruptly to 35-43 % between 183 and 30 cm and decreases from 30 cm to the top (app. 30 %). These changes correspond to the climatic shifts from the LGM (between 279 cm and 235 cm), H1 event (between 235 cm and 185 cm), BA (between 183 cm and 143 cm), YD (between 143 and 133 cm), the Holocene base (between 133 cm and 63 cm), and the Holocene (from 63 cm to the top).

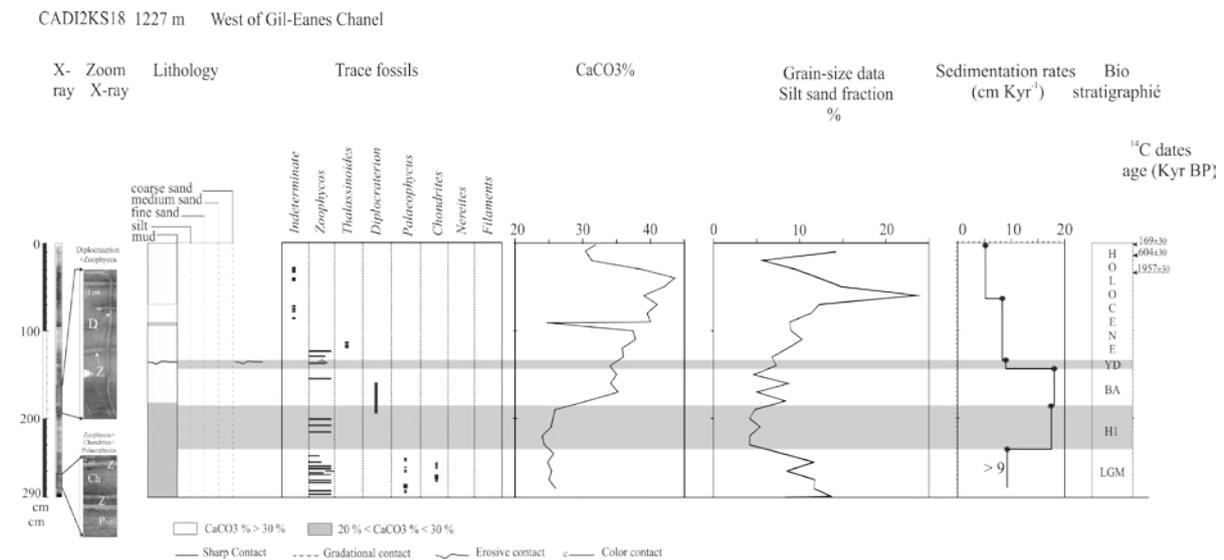


Figure 9: CADI2KS18 X-ray, lithology, trace fossils, CaCo3 percentage, and XRF data: lg Ti/Ca, S area, sedimentation rate, biostratigraphy, and radiocarbon dates ¹⁴C (Kyr BP).

During LGM the sedimentation rate is moderate (minimum of 9.4 cm kyr^{-1}), higher during H1 (17.2 cm kyr^{-1}) and BA (17.4 cm kyr^{-1}), low during YD ($9.1 \text{ cm / kyr}^{-1}$ years) and during early Holocene (8.5 cm kyr^{-1}) and low during Holocene (5 cm kyr^{-1}).

We observed nine *Zoophycos* burrows during the LGM, separated by small *Paleophycus* and *Chondrites* burrows. H1 event presents three *Zoophycos* burrows and it is cut by a *Diplocraterion* burrow coming from the upper part of the core. During the BA, we found also five *Zoophycus* burrows cut by the same *Diplocraterion* burrow. The trace of this *Diplocraterion* burrow begins during the YD. During the early Holocene, we found three *Zoophycos* burrows and *Thalassinoides* traces. We found only indistinct bioturbation during all the Holocene period and no filament is observed.

1-Distribution of traces fossils from the H2 event to the Holocene

To allow comparisons of trace fossil association between cores and relationships with Dansgaard-Oeschger (D-O) stadials and interstadials (cold and warm phases, respectively) we utilized here the results of stratigraphic correlations between relatively closely space cores (Ducassou et al., submit.). Then we analyses the temporal variations in trace fossils and bioturbation form at five locations (Fig.1):

- 1- The bend located west of the Strait of Gibraltar, where the MOW spills over the channel side and built a giant unstable dissymmetric contouritic levee (Mulder et al., 2002; Mulder et al., 2003). This levee is covered with mixed silt and mud waves. Then, it is dissected by channels like the Gil Eanes.
- 2- Towards the West on the Guadalquivir Drift and between the IMB and PMB branches on the Bartolome-Dias Drift, and on the Portimao High, between PMB and SMB branches.
- 3- On the Faro-Albufeira Drift where flows the MUW branch.
- 4- At a few kilometers of SMB on a topographic high located 10 km away from the SMB.
- 5- On the southeastern continental slope of Portimao Valley, far away from the MOW circulation.

In most of the cores indistinct bioturbation is the dominant observed ichnofacies.

Heinrich2 event (Fig. 10)

Eight cores have penetrated the H2 event: CADKS04, CADKS07, MD99-2339, CADKS23, CADI2KS01, CADKS24, CADKS25 and CADI2KS05.

Along the eastern MLW pathway, more or less frequent thick or fine filaments are interbedded with indistinct bioturbation. Filaments are irregularly present in the sediment on

the giant contourite levee (CADKS04, CADKS07 and MD99-2339). Filaments are also present on the topographic high (CADKS24 and CADKS25), in the northwestward part of the gulf, between IMB and PMB branches (CADKS23 and CADI2KS01), and on the south east flank of Portimao Valley (CADI2KS05).

Chondrite occurs in three of the eight cores. Two are located on mud waves (CADKS07 and MD99-2339) and one on the south east flank of Portimao Valley CADI2KS05. In this core, *Chondrites* burrows form a 3-4 cm-thick bed. They represent less than of 10 % of the bioturbation. In core MD99-2339, these traces fossils are rare and only present at the base and at the top of H2, where they represent less than 20 % of the bioturbations.

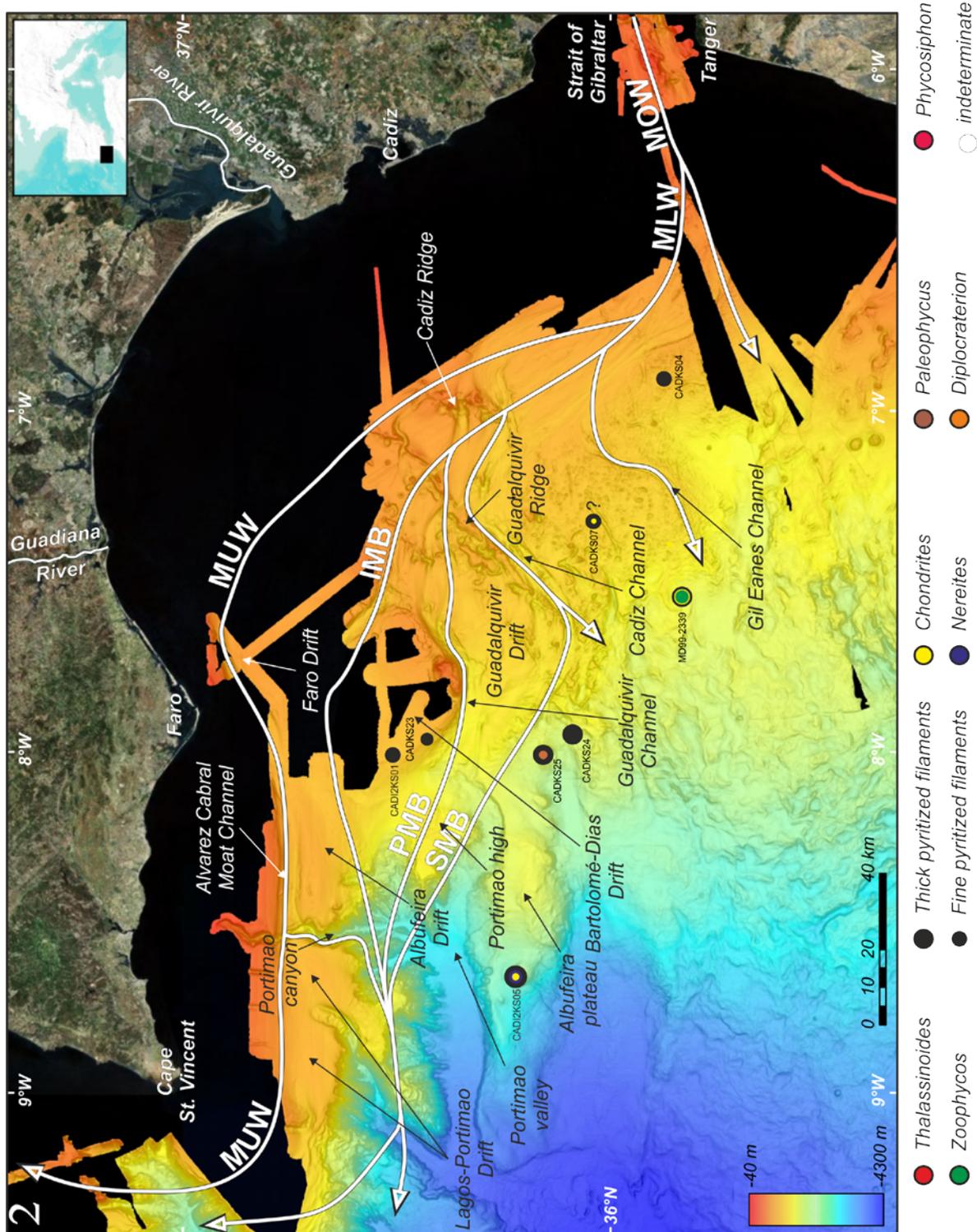


Figure 10: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Heinrich 2 (H2).

Zoophycos occurs in one core (MD99-2339) located in the mud waves field located in the north of the Gil Eanes Channel. At this location five traces are visible over a thickness of 20 cm and represent only 25 % of the bioturbated sediment. Traces occur only in middle of H2. These traces are regularly spaced (2 to 3 cm).

Palaeophycus occurs in only one core (CADKS25) located a few kilometers away from SMB on a topographic high. The burrows are observed in a 10 cm thick bed and represent almost 22 % of the bioturbation.

Nereites is found in one core located on the southeastern flank of Portimao Valley (CADI2KS05). Burrows are rare at the base of H2 and become abundant in the top of this event where they form large horizontal burrows.

The most diversified traces fossil observed in the H2 are in core CADI2KS05 located on the continental slope away from the MOW circulation. In MD99-2339, *Zoophycos* and *Chondrites* burrows are associated with very a high sedimentation rate (22 cm kyr⁻¹). *Nereites* burrows in core CADI2KS05 are associated with an even higher sedimentation rate (58 cm kyr⁻¹).

It is difficult to find a clear spatial distribution of ichnofacies and a relationship with MOW circulation during the H2.

Last Glacial Maximum (Fig. 11)

Thirteen cores containing this time interval have been studied (CADKS04, CADKS07, MD99-2339, CADI2KS18, CADKS24, CADKS25, CADKS23, CADI2KS20 CADI2KS01, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS24 and CADI2KS05). We observe indistinct bioturbation and rare thick or fine filaments in ten cores: on the mud wave field located on the contouritic levee, (CADKS04, CADKS07 and MD99-2339), in the northwest part of the Gulf, between IMB and PMB branches on the Bartolome-Dias Drift (CADKS23 and CADI2KS01), a few kilometers away from the south of the SMB branch, on a topographic high (CADKS25 and CADKS24), under the circulation of the MUW (CADI2KS07 and CADI2KS08), and finally on the south continental slope of Portimao Valley located far away from the MOW circulation, in (CADI2KS05 and CADI2KS24).

However, in core CADI2KS20 located to the south of PMB branch on the Portimao High, filaments are absent and in core CADI2KS07, orientation of filaments underlines a plane marking the beginning of compaction in the sediment.

Chondrites burrows along mud wave field (CADKS07) represent less than 5 to 10 % of the bioturbation. Towards to the south end of the Gil Eanes Channel, along a mud waves field (CADI2KS18), they represent 5 to 15 % of the bioturbation. A few kilometers away from the SMB, on a topographic high, it is difficult to identify *Chondrites* burrows (CADKS24). They probably represent less than 5 % of bioturbated sediment, and are located

in a 3-8 cm-thick bed. On the southeast continental slope of Portimao Valley located far away from the MOW pathway (CADI2KS05), *Chondrites* burrows represent less than 10 % of the whole sediment. When encountered, they are distributed in the whole LGM.

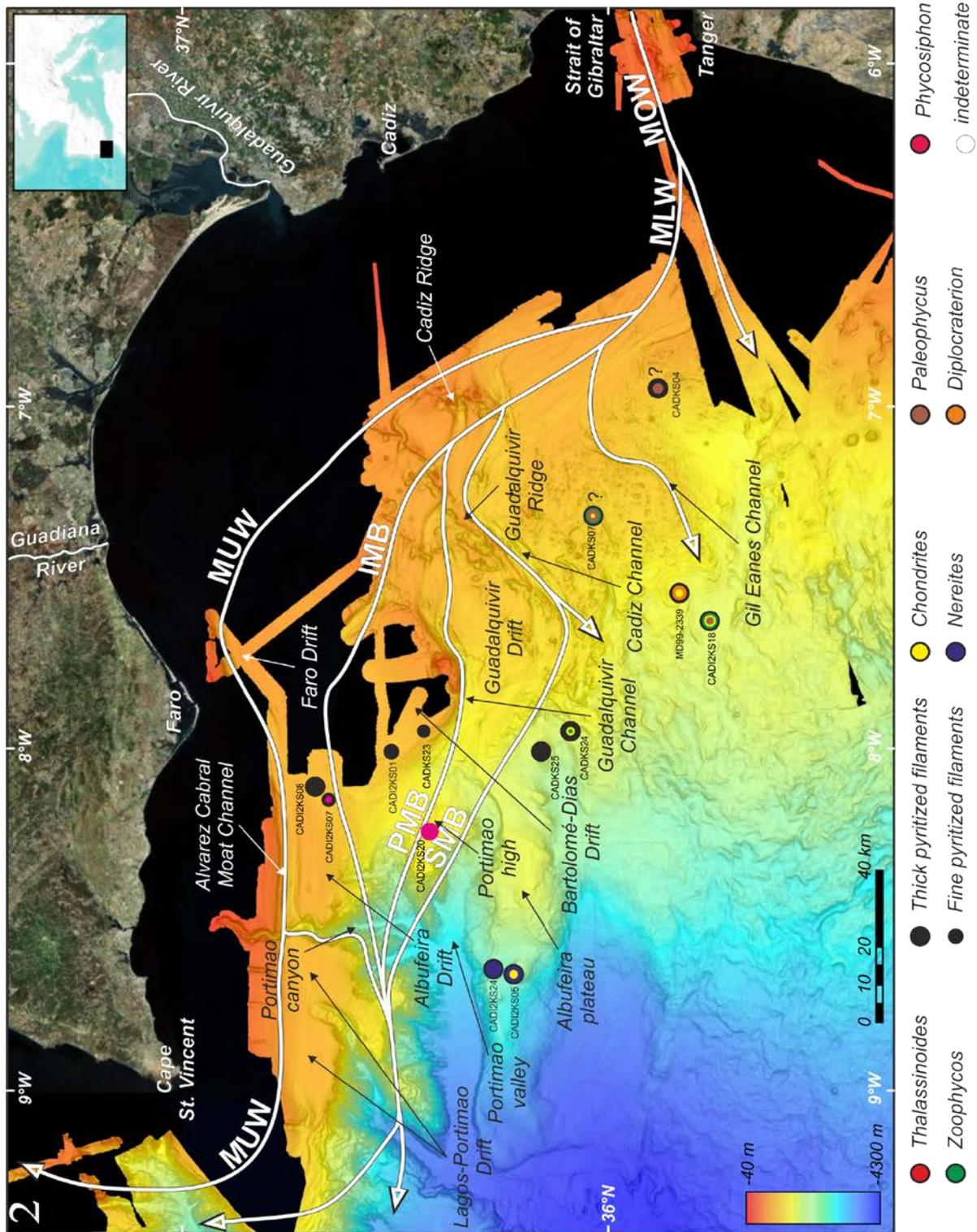


Figure 11: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Last Glacial Maximum (LGM).

Zoophycos burrows are observed in three cores. Along the mud wave field, they are difficult to determine. We found only one isolated *Zoophycos* burrow near the base, and one near the end of LGM in core CADKS07. They represent less than 2 % of the whole bioturbation. *Zoophycos* burrows, at the south end of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18) represent 18 to 20 % of the whole bioturbation during the whole LGM. A few kilometers away from the south of the SMB branch on a topographic high, one isolated *Zoophycos* burrow is found (CADKS24) close to the end of LGM, representing less than 1% of the whole bioturbation.

Paleophycus burrows are found on the mud-waves field on the contouritic levee (CADKS04 and CADKS07), but we found them only at the end of LGM. They represent less than 5 % of the bioturbation in CADKS04 and 15 % of the bioturbation in CADKS07. *Palaeophycus* burrows represent 5 to 7 % of bioturbation at south end of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18).

Nereites burrows, sometimes underlined monosulfides, are abundant on the southeast continental slope of Portimao Valley where they represent 60 % (CADI2KS24) and less than 50 to 60 % of the bioturbation (CADI2KS05).

In the south of the PMB, a few *Phycosiphon* burrows (20 %,) are localized at the beginning of the LGM, in a silty-sand mud layer (CADI2KS20). Towards the end of the GM, *Phycosiphon* burrows (5 %,) are found in silty-mud sediment (CADI2KS07) along the pathway of the MUW. One *Diplocraterion* burrow with a length of 30 cm is observed in muddy sediment (MD99-2339).

During LGM, trace fossil assemblage is the most diversified of the core located near the south end of the Gil Eanes Channel. (Bioturbation represents more than 66 % of the muddy sediment) From the base to the top of this core, *Zoophycos*, *Paleophycus* and *Chondrites* burrows alternate with *Paleophycus* and *Zoophycos* or *Chondrites* and *Zoophycos burrows* during the LGM. Only the end of this period shows indistinct or no bioturbation. The most monospecific trace fossil (*Nereites*) is encountered far away from the MOW pathway, on the southeast continental slope of Portimao Valley. *Zoophycos* and *Paleophycus* burrows can be found close to the end of the LGM and *Phycosiphon* burrow is observed either at the beginning or at the end of LGM, in silty-sand sediment. It is difficult to find many burrows under the direct pathway of the MOW, except *Phycosiphon* Conversely, it appears that trace fossils are more abundant and diversified in cores located along the mud wave field, on the topographic high located at a few kilometers from the SMB but where the MOW overflows on

topographic high and on the southeast continental slope of Portimao Valley, far away from the MOW pathway.

Heinrich1 event (Fig. 12)

Fourteen cores cut H1 (CADKS04, CADKS07, MD99-2339, CADI2KS18, CADKS17, CADKS24, CADKS25, CADI2KS20, CADKS23, CADI2KS01, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS24 and CADI2KS05). We observed rare (CADKS07 and MD99-2339) or no filaments (CADKS04) along the giant contouritic levee. Abundant thick filaments are observed towards the North in a depression located on the Guadalquivir Diapiric Ridge (CADKS17). To the Northwest, between the IMB and PMB branches, rare (CADKS23) or numerous thin or thick filaments (CADI2KS01) are observed. Along the MUW pathway, thin and thick filaments are associated with indistinct bioturbation (CADI2KS07, CADI2KS08) at the beginning and middle part of H1. They underline trace of compaction in the sediment.

A few kilometers away from the SMB, on topographic highs, irregular alternations of beds containing either rare or abundant filaments are observed (CADKS24) and (CADKS25). Then, on the south continental slope of Portimao Valley, abundant thick filaments (with *Nereites* burrows and sometimes with fine filaments) are observed in core CADI2KS05 then at the beginning of H1.

Zoophycos burrows are observed in four cores. *Zoophycos* burrows are found close to the middle of H1 at the south end of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18) where it represents less than 10 % of bioturbated sediment. On the southeast continental slope of Portimao Valley (CADI2KS05), it represents also less than 10 % of the bioturbation and less than 5 % in core CADI2KS24

Chondrites burrows are observed a few kilometers away from the SMB on a topographic high (CADKS25).

Palaeophycus burrows are found on the mud waves field (CADKS04) where they bioturbated less than < 3 % of the sediment on the Portimao High and at the south of the PMB branch.

Nereites burrows are present towards the end of H1, under the circulation of MUW (CADI2KS07), where they represent 7 % of the bioturbation. Along the continental slope situated very far from the MOW circulation, they represent 50 % of the sedimentation in core Cadi2KS24 and less than 5 % in core CADI2KS05.

Phycosiphon burrows are present along the pathway of the MUW at the end of H1. They represent about 10 % of the bioturbation in silty-mud sediment (CADI2KS07).

Southward of the PMB, a few *Phycosiphon* burrows are localized at the end of H1 CADI2KS20 and are associated to silty-sand mud.

Diplocraterion burrow cut the mud in CADI2KS18.

During H1 along the MOW pathway, we observe a large variation in the distribution of filaments located in the south eastern part of the Gulf of Cadiz, on a topographic high, in the Bartolome-Dias Drift, in the north-western part on the Faro-Albufeira- Drift and on the continental slope southeast of the Portimao Valley. *Zoophycos* burrows persist at the south end of the Gil Eanes Channel and are observed also on the southeast continental slope of Portimao Valley located far away from the pathway of MOW. These burrows are less frequent than during LGM.

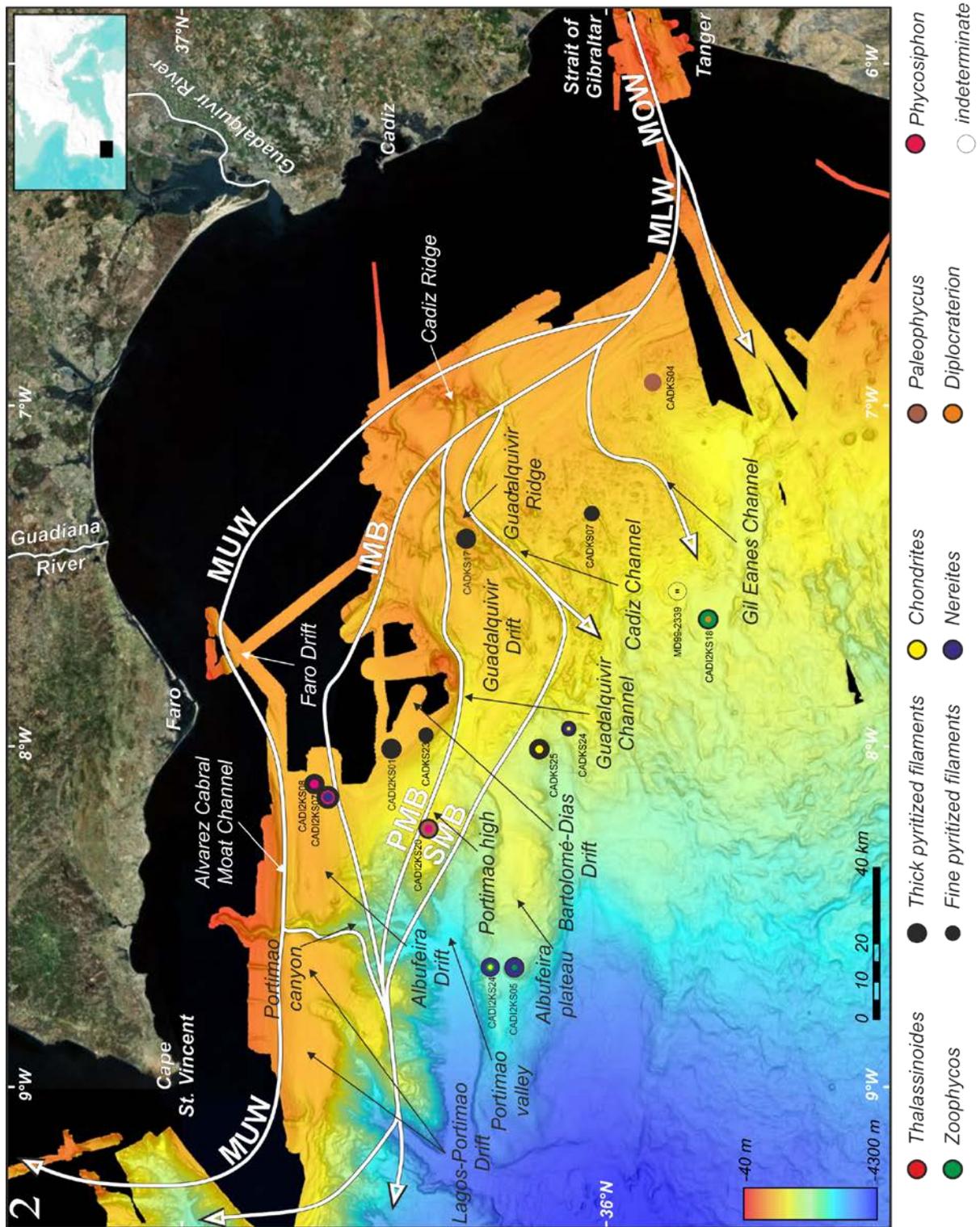


Figure 12: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Heinrich 1 (H1)

Palaeophycus burrows are observed on the south of PMB and on the east along the mud wave field. *Phycosiphon burrows* are found on the pathway of the MOW (MUW and south of PMB). *Chondrites* and *Nereites burrows* are located on a topographic high a few kilometers away from the PMB, in the northwestern part of the Cadiz Gulf, on the southeast continental slope of Portimao Valley. Only *Nereites* burrows are found on the pathway of MUW.

Bölling-Allerød period (Fig. 13)

Fifteen cores have penetrated through BA: CADKS04, CADKS07, CADI2KS18, MD99-2339, CADKS24, CADKS25, CADKS17, CADI2KS01, CADKS23, CADI2KS20, CADI2KS21, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS24, and CADI2KS05. We can observe indistinct bioturbation and rare thick or fine filaments in all these cores.

Along the pathway of MLW, we found only indistinct bioturbation on the giant contouritic levee (CADKS04, CADI2KS18 and MD99-2339). Filaments are also absent on topographic highs along the pathway of SMB at the beginning of BA (CADKS24 and CADKS25). Filaments are present at the beginning of BA in a depression on the Guadalquivir Ridge (CADKS17) along the pathway of SMB and on the Bartolome-Dias Drift along the pathway of IMB-SMB (CADI2KS01) but the variability are important because we found also cores with no filaments (CADKS23). Along the pathway of PMB or SMB, filament abundance is variable in cores (CADI2KS20 and CADI2KS21). Filaments are abundant along the pathway of the MUW (CADI2KS07 and CADI2KS08).

Zoophycos burrows are observed in four cores. They have bioturbated 10 % of the sediment, near the south end of the Gil Eanes Channel in core (CADI2KS18). Towards the south of the PMB, bioturbation by *Zoophycos* is less than to 2 % (CADI2KS20). Along the southeast flank of the Portimao Valley, *Zoophycos* burrows have bioturbated 25 % of the sediment in core CADI2KS05 and less than 2 % in core CADI2KS24.

Thalassinoides burrows are just present along the southeast flank of Portimao Valley where they have bioturbated 25 % of sediment (CADI2KS24) and only 5 % of sediment (CADI2KS05).

Chondrites burrows are observed in core CADI2KS20 located on the Portimao High along the pathway of PMB, where they have bioturbated about 25 % of the sediment. On the southeastern flank of Portimao Valley, they have bioturbated only less than 10 % of the sediment (CADI2KS24).

Palaeophycus burrows are found on the Portimao High, just at the south of the PMB. They are present close the end of BA (CADI2KS20) where they represent 24 % of the whole bioturbation.

Nereites burrows are present in a depression of the Guadalquivir Ridge (CADKS17) where they have bioturbated about 8 % of sediment. Along the southeast flank of Portimao Valley, they have bioturbated 30 to 35 % of the sediment in core CADI2KS05.

Phycosiphon burrows are present along the pathway of the MUW on the Albufeira Drift in core CADI2KS08 and CADI2KS07.

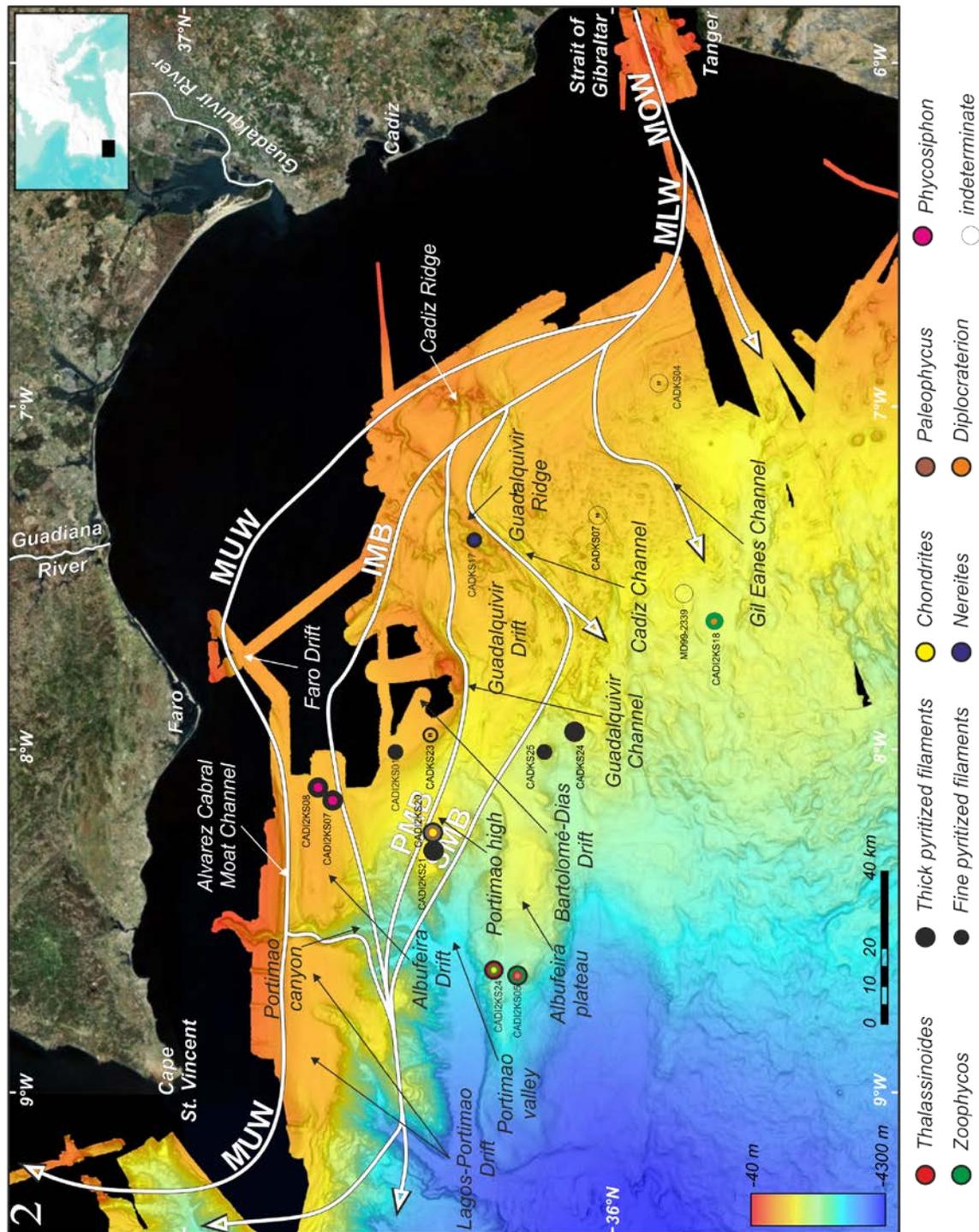


Figure 13: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Bölling-Allerød (BA)

Diplocraterion burrow cut the others bioturbation traces at the mouth of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18) and along the southeastern continental slope (CADI2KS05). In two locations on the southeast continental slope of Portimao Valley in two cores we observed an assemblage of several trace fossils close to the base of BA. One association is

characterized by *Thalassinoides-Zoophycos*-burrows (CADI2KS24) and one is characterized by *Thalassinoides-Zoophycos-Nereites* burrows (CADI2KS05).

During BA times, the most diversified trace fossils are located along the southeast flank of the Portimao Valley, far away from the MOW pathway. The most specific bioturbation is found at the end of the mouth of Gil Eanes Channel where *Zoophycos* burrows are present during all this period and are cut by *Diplocraterion* burrow.

In cores located on the southeast flank of the Portimao Valley, different traces fossils are found but in different time interval. In core CADI2KS05 (top of diapir), *Zoophycos* burrows are more abundant at the beginning of BA. *Thalassinoides* burrows are also present and *Nereites* burrows are dominant close to the end of BA. In core CADI2KS24 *Thalassinoides* are more abundant at the beginning of this period. *Zoophycos* burrows are just observed punctually and we found no *Nereites* burrows. Along or near the MOW pathway, thick or fine filaments are the principal traces of diagenetic bioturbation.

On the drift Faro-Albufeira Drift located along the pathway of MUW, (CADI2KS08, and CADI2KS07), we found *Phycosiphon* burrows and filaments. On the drift located on the Portimao High (CADI2KS20), trace fossils are more diversified (*Palaeophycus*, *Chondrites* and isolated *Zoophycos* burrows). In a depression of the Guadalquivir Ridge, *Nereites* burrows are found associated with silty-sand sediment.

Younger Dryas event (Fig. 14)

Fifteen cores cut the YD event: (CADKS04, CADKS07, CADI2KS18, MD99-2339, CADKS24, CADKS25, CADKS17, CADI2KS01, CADKS23, CADI2KS20, CADI2KS21, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS24, and CADI2KS05). Indistinct bioturbation or/and rare thick or fine filaments are observe in all cores.

Along the pathway of MLW, traces fossils are identical as those observed in BA. We found indistinct bioturbation on the giant contouritic levee and no filaments are observed in cores CADKS04, CADKS07, CADI2KS18 and MD99-2339 and along the pathway of SMB in the depression on the Guadalquivir Ridge (CADKS17). Towards the northwest, (CADKS24 and CADKS25), filaments are irregularly present on topographic highs along the pathway of SMB. On the Bartolome-Dias Drift located between the IMB and the SMB

filaments are present (CADKS23) or abundant (CADI2KS01). Along the pathway of PMB or SMB, we found few (CADI2KS20) or no filaments (CADI2KS21). Along the southeast flank of the Portimao Valley, far away from the MOW pathway, filaments are abundant and

irregularly distributed at the beginning of H1 and decrease at the end of this event (CADI2KS24). During the same period, we observed just isolated in core CADI2KS05.

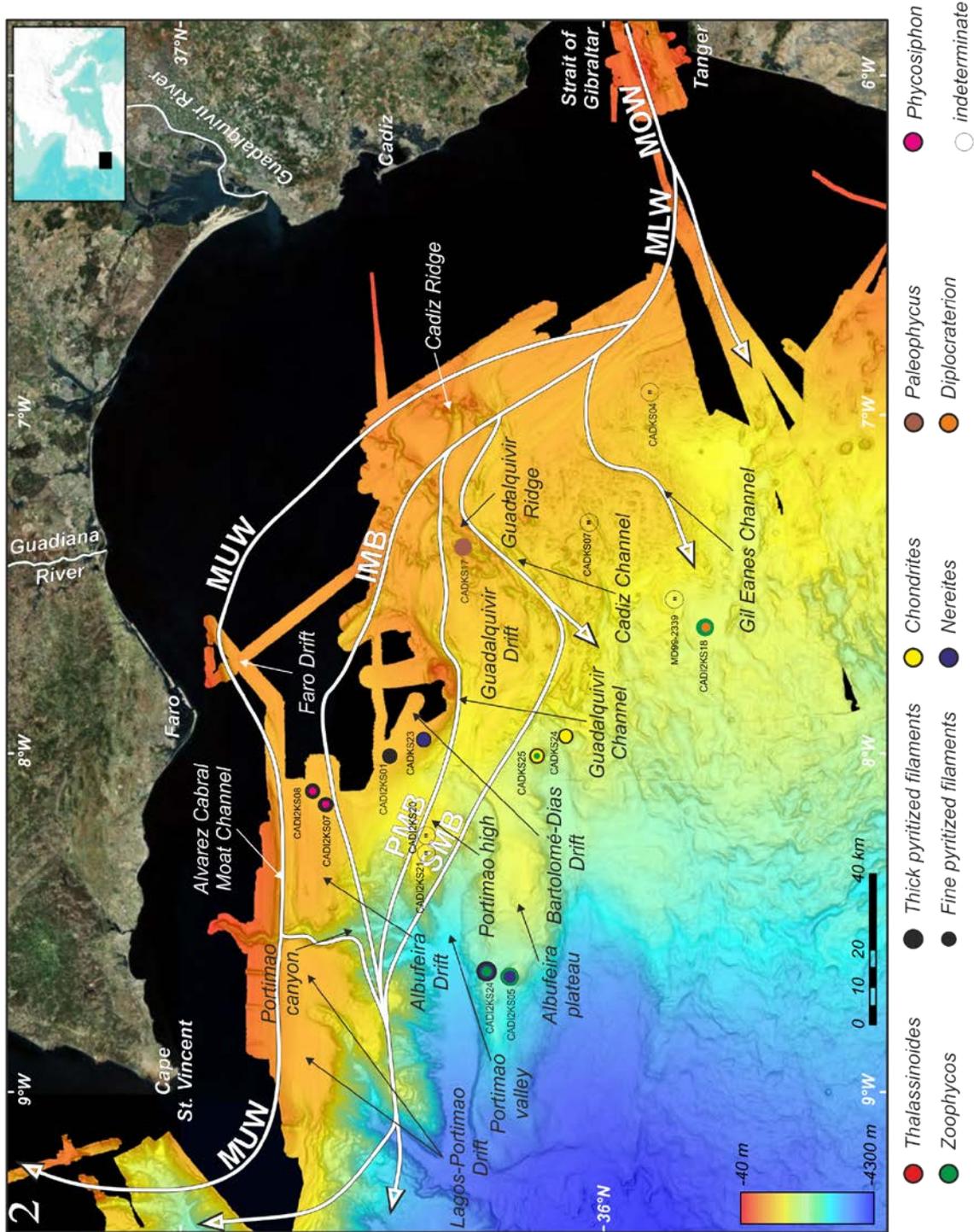


Figure 14: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Younger Dryas (YD).

Chondrites burrows are encountered in two cores (CADKS24 and CADKS25) located a few kilometers away from the SMB on a topographic high. But it was difficult to identify these burrows, as in the LGM period.

Zoophycos burrows are observed in four cores. At the end of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18), they represent almost 50 % of the whole bioturbation. On the southeast flank of the Portimao Valley located, far away from the MOW pathway, they have bioturbated 35 to 40 % of sediment in core CADI2KS24, and less than 25 % in core CADI2KS05. At a few kilometers away from the SMB, on a topographic high (CADKS25), one isolated *Zoophycos* burrow is observed.

Palaeophycus burrows are just observed in a depression of the Guadalquivir Bank (CADKS17).

Nereites burrows are present between the IMB and the SMB (CADKS23) on the Bartolome-Dias Drift where they represent almost 70 % of the bioturbation. On the southeast flank of the Portimao Valley, far away from the pathway of MOW (CADI2KS24), *Nereites* burrows are abundant and potentially underlined by monosulfides. They represent 40 to 50% of the bioturbated sediment and less than 25 to 30 % in CADI2KS05.

Phycosiphon burrows are observed along the pathway of the MUW in cores CADI2KS07 and CADI2KS08. It is difficult to estimate the percentage of this type of bioturbation in the sediment.

A *Diplocraterion* burrow is found intercalated between *Zoophycos* burrows, at the mouth of the Gil Eanes Channel.

During YD, we found a high-diversity of trace fossils on the southeast continental slope of Portimao Valley forming an assemblage characterized by *Nereites-Zoophycos*-thick filaments. Close to the base of YD, we found *Nereites-Zoophycos*, abundant thick filaments and *Nereites-Zoophycos* burrows. Fine filaments are only present close to the end of YD (CADI2KS24). Thick or fine filaments are more rarely present than during BA along or near the MOW pathway. Under the MUW flowing along the Albufeira-Faro Drift (CADI2KS08 and CADI2KS07), *Phycosiphon* burrows are present during YD as they were during BA. The most specific bioturbations are found close to the end of the Gil Eanes Channel and are constituted by *Zoophycos* and *Diplocraterion* (CADI2KS18). Along the southeast continental slope of Portimao Valley, the association of *Nereites* / *Zoophycos* burrows with filaments may form an assemblage of several trace fossils (CADI2KS24). The assemblage is only constituted of *Nereites* and *Zoophycos* burrows in core CADI2KS05.

Early Holocene (Fig. 15)

Twenty cores have penetrated this period (CADKS04, CADKS07, CADI2KS18, MD99-2339, CADKS24, CADKS25, CADKS21, CADKS16, CADKS17, CADKS11, CADI2KS01, CADKS22, CADKS23, CADI2KS20, CADI2KS21, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS11, CADI2KS24, and CADI2KS05).

Along the pathway of MLW along the giant contourite levee, sedimentation is dominated by indistinct bioturbation. As during BA, YD is characterized by the absence of filament along the giant contouritic levee (CADKS04, CADKS07, CADI2KS18 and MD992339). In the eastern part of the gulf, along the pathway of PMB and SMB (CADKS11, CADKS16 and CADKS17) filaments are abundant and diversified (millimetric concretions, long, fine and filaments or mm-thick filaments, horizontal (CADKS11) or vertical (CADKS16, CADKS17) *Trichichnus* and *Mycelia*. The same distribution is observed in the northwest part of the gulf (CADKS21) and in the north where filaments abundance = decreases (CADI2KS21 and CADI2KS20). At a few kilometers from the SMB on a topographic high, we observe few (CADKS24) or no (CADKS25) filaments. Thick and fine filaments are abundant (CADKS22, CADKS23, CADI2KS01) on Bartolome-Dias Drift, along the pathway of IMB and PMB. Along the pathway of MUW (CADI2KS07, CADI2KS08 and CADI2KS11), filaments are abundant and diversified as along the pathway of PMB and SMB. Far away from the MOW pathway, along the continental slope of the Portimao Valley, we observe only millimetric concretions (CADI2KS24) and no filaments (CADI2KS05).

Chondrites burrows are present at a few kilometers from the SMB pathway on a topographic high (CADKS25) and along the giant contouritic levee (CADKS07). It is difficult to determine *Chondrites* burrows, like in the LGM period and in the YD period in this core.

Zoophycos burrows are observed in four cores. At the end of the Gil Eanes Channel (CADI2KS18), they represent less than 5 % of bioturbation. On the southern continental slope of the Portimao Valley, they have bioturbated 20 to 25 % of the sediment (CADI2KS24 and CADI2KS05). On the giant contouritic levee (CADKS07), one isolated burrow is observed. At the end of the Gil Eanes Channel *Zoophycos* burrows overprint 10 % of sediment.

Palaeophycus burrows are observed along the pathway of the MUW (CADI2KS08) and of the PMB (CADI2KS20) and at a few kilometers away from the SMB on topographic high (CADKS25).

We observe an assemblage of several trace fossils in several areas or levels along the south-eastern continental slope of Portimao Valley (CADI2KS24). One association

characterized by *Nereites-Zoophycos-thick filaments* is observed close to the base of the Holocene, and another one characterized by *Nereites-Zoophycos* is observed close to the end of the Holocene.

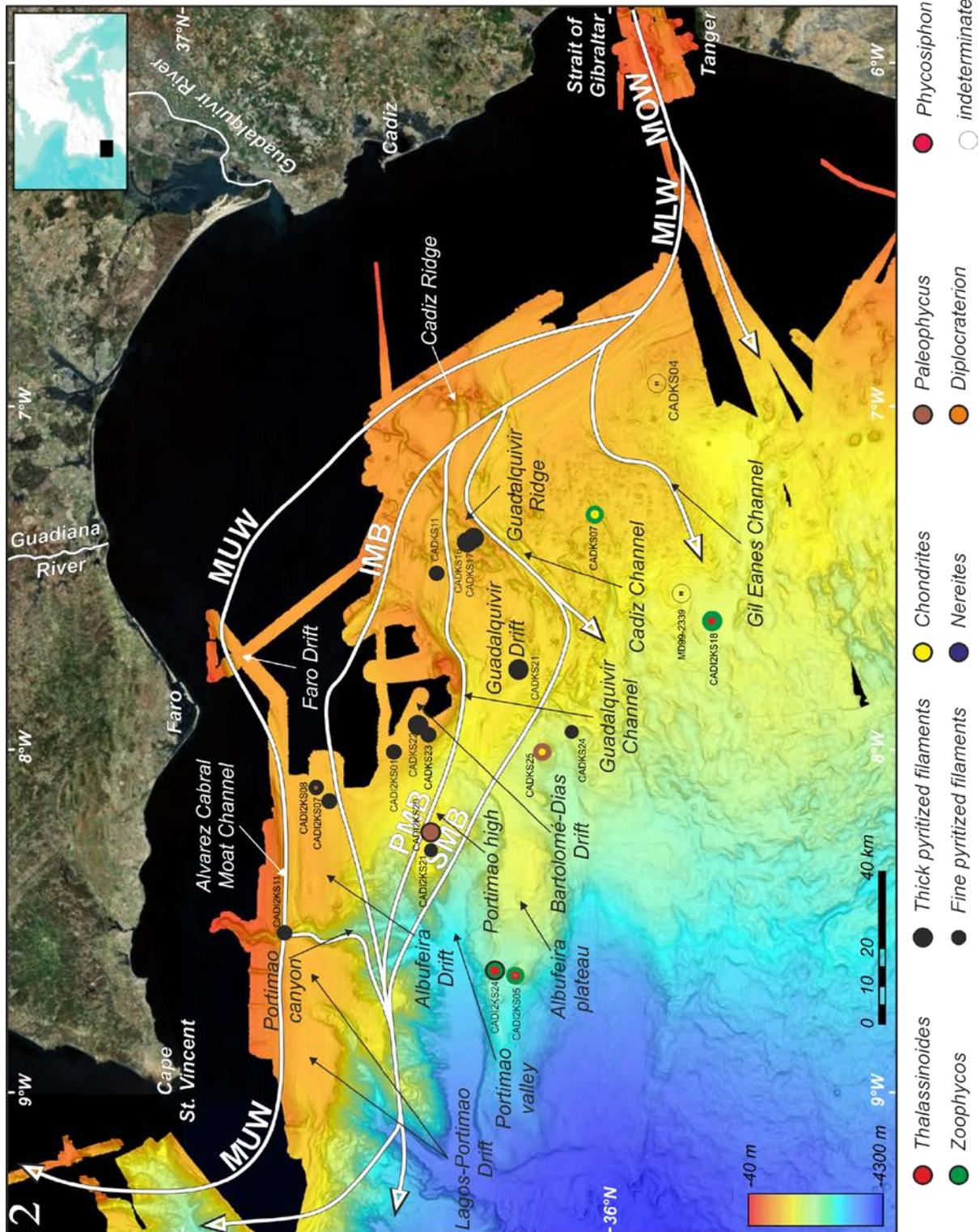


Figure 15: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during early Holocene

At the Holocene base, the most bioturbated sediments are located far away from the pathway of the MOW on the southern continental slope bordering Portimao Valley. We found great variations in filaments (diversity, distribution in cores). There is no filament along the giant contouritic levee, along the pathway of SMB (in one core) and also along the continental slope of Portimao Valley (in one core).

Holocene (Fig. 16)

Twenty three cores have penetrated this period (CADKS04, CADKS06, CADI2KS18, MD99-2339, CADKS24, CADKS25, CADKS21, CADKS16, CADKS17, CADKS11, CADI2KS01, CADKS22, CADKS23, CADI2KS20, CADI2KS21, CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS11, CADI2KS12, CADI2KS13, CADI2KS23, CADI2KS24 and CADI2KS05).

Indistinct bioturbation is dominant along the MLW pathway on the giant contouritic levee. There is no filament along the giant contouritic levee (CADKS04, CADKS06, CADI2KS18 and MD992339). Along the eastern (CADKS11 and CADKS17) and western (CADKS21) pathway of PMB and SMB, filaments are abundant and diversified (millimetric concretions, long and fine filaments or with a millimetric thickness as in early Holocene). There is locally no filament (CADKS16, Huelva Drift) along the pathway of PMB,) on Bartolome-Dias Drift along the PMB-IMB (CADKS23) and also at a few kilometers from the SMB on a topographic high (CADKS24, CADKS25). On Bartolome-Dias Drift along the pathway of IMB and PMB, thick and fine filaments can be abundant (CADKS22, CADI2KS01) and sometimes absent (CADKS23). Filaments are abundant and diversified along the MUW pathway on Albufeira Drift (CADI2KS07, CADI2KS08) and on a terrace of the Portimao Canyon (CADI2KS11). In details, this distribution is more complex on Albufeira Drift. Filament abundance decreases rapidly in the upper part of the two cores (CADI2KS07 and CADI2KS08) and they disappear close to the top of Holocene on the terrace of the Portimao Canyon (Cadi2KS12). They disappear also far from the MOW pathway on the southern flank of continental slope of Portimao Valley (CADI2KS23, CADI2KS24, and CADI2KS05).

Chondrites burrows may be present on the terrace of the Portimao Canyon (CADI2KS12, CADI2KS13), but they are difficult to recognize.

Zoophycos burrows are rare and isolated. It is located in one core on the Guadalquivir Ridge (CADKS17) but they are abundant on the southeast continental slope of the Portimao

Valley. Here they have bioturbated more than 50 % of the sediment (CADI2KS24, CADI2KS23 and CADI2KS05).

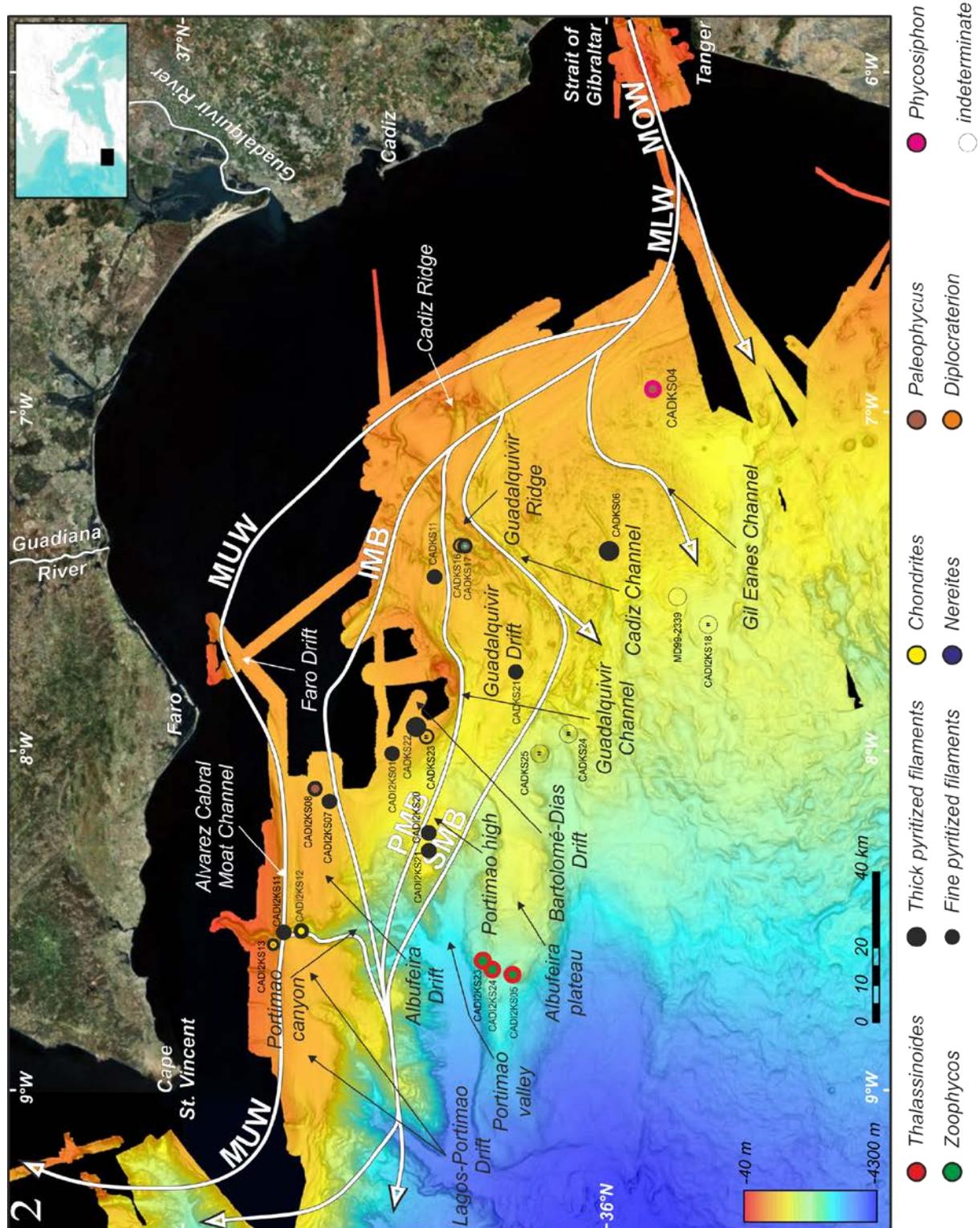


Figure 16: Map distribution of fossil traces in the Cadiz Gulf during Holocene.

Thalassinoides burrows are just present on the southeastern flank of Portimao Valley (CADI2KS24, CADI2KS23 and CADI2KS05) where they have bioturbated more than 50 % of sediment.

Palaeophycus burrows are present along the pathway of the MUW where they represent less than 10% of bioturbation (CADI2KS08) and on the giant contouritic levee where they represent 20 % of bioturbation (CADKS04), although in this last core, they are difficult to recognize.

Diplocraterion burrow is present on the terrace of the Portimao Canyon (CADI2KS13).

Phycosiphon burrows are present on the giant contouritic levee CADKS04 but difficult to recognize.

We found one assemblage *Zoophycos* and *Thalassinoides* of several trace fossils along the southeast slope of Portimao Valley (CADI2KS05).

During the Holocene like during the Holocene base, the most bioturbated sediment occurs far away from the pathway of the MOW along the southeast continental slope of the Portimao Valley. As during BA, YD, and Holocene base, there is no filament along the giant contouritic levee. Locally, there is also no filament along the pathway of PMB, PMB-IMB and SMB above a topographic high and far away from the continental slope of Portimao Canyon. Then we found great variations in the distribution of filaments in the different sites. The most intense bioturbation is found far from the continental slope of Portimao Valley with the association of *Zoophycos* and *Thalassinoides* burrows.

Discussion

We found trace fossils of *Thalassinoides*, *Zoophycos*, *Chondrites*, *Palaeophycus*, and *Phycosiphon*, *Diplocraterion* and filaments traces of *Trichichnus* and *Mycellia* in the studied cores. Löwemark et al. (2004) pointed also at the presence of *Planolites* burrows but it is difficult to determine them with certainty in our core dataset. It is also difficult to give a name on the type of bioturbation present in the contouritic silt-sand peaks.

Distribution of trace fossils during Cold stages H2, LGM, H1, and YD

All these periods (Figs. 10, 11, 12, and 13) present typically an ichnofauna dominated by *Chondrites* and *Nereites* trace fossils that can be sometimes abundant, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, and *Zoophycos* (either abundant or isolated). *Diplocraterion* may cut all the trace fossils.

Chondrites burrows on the contouritic levee are present at the base of H2 as small traces in two cores (CADKS07 and MD99-2339). During LGM they are present in three cores (CADKS07, CADI2KS18 and MD99-2339) and they disappear during H1 and YD.

On topographic highs located a few kilometers away from the SMB pathway, they are present during LGM just in one location (CADKS24), in two locations (CADKS24, CADKS25) during H1 and YD *Chondrites* and are more abundant during YD. *Chondrites* are absent along the pathway of the MUW, IMB and PMB during LGM, H1 and YD.

Along the southeastern continental slope bordering the *Portimao Valley* they are present during H2 and during LGM in one location (CADI2KS05, diapir), during H1 only in one location (CADI2KS24) and are absent during YD.

Nereites burrows are absent during LGM along contouritic levee, and along the pathway of MOW. However, *Nereites* is present during H1 just along the pathway of MUW (CADI2KS07) and at a few kilometers away from the SMB on topographic highs (CADKS24). *Nereites* is present during YD just on Bartolome-Dias Drift along the pathway of PMB. Along the southeastern continental slope bordering the Portimao Valley, *Nereites* are present during H2 in one location (CADI2KS05), and in two locations (CADI2KS05, CAD2KS24) all over LGM, H1 and YD Their distribution can change during an event such as H2 where they occur more specifically both at the beginning and at the end of this event.

Zoophycos burrows are frequent along the contouritic levee in the middle of H2 (MD99-2339). During LGM *Zoophycos* are present to the north (CADKS07), absent in core MD99-2339, and frequent to the West of Gil Eanes Channel (CADI2KS18). During H1 and YD *Zoophycos* burrows are present in one core (CADI2KS18). *Zoophycos* is present during LGM in one core (CADKS24) on topographic highs located at a few kilometers away from the SMB pathway. Here, *Zoophycos* disappears during H1 and are present in one location (CADKS25) during YD. During H1 and YD, *Zoophycos* burrows are abundant along the southeastern continental slope bordering Portimao Valley (CADI2KS24 and CADI2KS05).

Phycosiphon burrows are during the LGM present along the pathway of the MUW (CADI2KS07). They are present during H1 (CADI2KS07, CADI2KS08, CADI2KS20) and during YD (CADI2KS08, CADI2KS07) along the pathway of PMB (CADI2KS20).

Palaephycus burrows are often found during H2 and H1. *Palaephycus* burrows are present along the giant contouritic levee since the LGM and preferentially occur in coarse sediments.

During the cold stage periods (LGM) or events (H1, YD); we observed in the Gulf of Cadiz alternations of time period with poorly ventilated bottom water conditions

characterized by an increase in the numbers of *Chondrites* / *Phycosiphon* / abundance of filaments and periods of fairly well-oxygenated bottom waters marked by the presence of *Zoophycos* and *Nereites*.

Globally during LGM, during H1 and during YD; we found more filaments and indistinct bioturbation along the pathway of MOW. The ichnofauna diversity (*Nereites-Chondrites*, or only *Chondrites* traces) during H2 and during LGM suggest more sluggish bottom currents in environment situated along the pathway of MOW. During LGM, well oxygenated conditions developed along the mud waves field located along the contouritic levee (*Paleophycus*, *Zoophycos*) where they alternate with periods of sluggish currents (*Chondrites*, filaments). The presence of *Zoophycos* during LGM on the contouritic levee marks a better oxygenation in the eastern part of the Gulf of Cadiz than in the northwestern part. During sea levels lowstand (LGM) the modeling of the MOW show variations in its intensity (O'Neil-Baringer & Price, 1999; Béthoux, 1984; in: Habgood et al., 2003). These variations may suggest enhanced flow intensity (preferential activity of LMW) during winter and a greater activity of MUW during summer (Ambar et al., 1999, Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). The modeling of the spatio-temporal evolution of MOW shows also that MOW could circulate at greater water depth (Faugères and Poutiers, 1987). Then the MOW intensity over the contouritic levee may be stronger than at present and could explain *Zoophycos* distribution in the east of the Gulf of Cadiz. Their distribution can also be explained by episodic events such as seasonal upwelling as in northern South China Sea or off NW Africa (Wetzel and Werner, 1981; Löwemark and Schäfer, 2003; Wetzel et al., 2011). H1 event is a period of rapid sea level elevation (Bard et al., 1994; Elliot et al., 1998) but no change occurs in the abundance of *Zoophycos* burrows. This stability during all the cold periods suggests that sea level is not the main factor controlling their distribution.

In environment located far away from the pathway of the MOW, well oxygenated conditions are more developed during H1 and YD. These periods are also underlined by the presence of *Nereites* and / or *Zoophycos*. *Nereites* during H1 mark periods of well-oxygenated conditions along the pathway of the MUW. Conversely, *Phycosiphon* could be associated with periods of lesser oxygen levels and decreasing bottom water oxygenation.

During these cold stages we found trace fossils association (*Nereites-Zoophycos*) along on the southern continental slope of Portimao Valley only during the YD. This suggests that we have not enough evidence to provide an ecological interpretation and to understand why specific trace fossils have been preferentially preserved here.

Distribution of trace fossils during Warm period Bölling-Allerød, early Holocene and Holocene (Figs 13, 15, 16).

Two trace fossils are more specific of these warm periods: *Thalassinoïdes* and *Palaeophycus*. *Palaeophycus* and *Phycosiphon* seem to be abundant, *Zoophycos* may be either abundant or isolated, and *Diplocraterion* may again cut all the traces fossils. *Chondrites* and *Nereites* are sometimes found as isolated trace in the sediment.

Large variations in abundance of thick or fine filaments occur during these warm periods; they can be absent to abundant in fine-grained sediment.

Filaments

From the east to the northwest of the Gulf of Cadiz, there is not filament along the environment situated on contouritic levee (CADKS04, CADKS07, MD99-2339, and CADI2KS18) during the three warm periods (BA, Holocene base and Holocene). We found just indistinct bioturbation. During two warm periods (*BA and Holocene*) there is no filament in environments on the Bartolome-Dias Drift along the pathway of IMB/PMB (CADKS23). There is no filament during one period (*Holocene*) along the pathway of PMB-SMB (CADKS16) and on the Bartolome-Dias Drift along the pathway of PMB-IMB (CADKS23). On topographic highs located a few kilometers away from the SMB pathway, there is also no filament but the spatial and time variability seems to be an important observation as there is no filament in the two environment cored (CADKS24 and CADKS25) at the beginning of BA, in one environment (CADKS25) at *Holocene base* just and in the two environments during *Holocene*. Filament are also absent at the end of Holocene on a terrace of Portimao Canyon along the pathway of MUW and they disappear at the end of Holocene on the Albufeira-Faro Drift. If we consider locations such as along the southeast continental slope of Portimao Valley, there is no filament at *Holocene base* just in one core (CADI2KS05) and during *Holocene* in three cores (CADI2KS05, CADI2KS24 and CADI2KS23).

Filaments are present, sometimes abundant and diversified at the end of BA in a depression on the Guadalquivir Ridge (CADKS17) along the pathway of SMB, on the Bartolome-Dias Drift (CADI2KS01) along the pathway of the IMB-PMB. They are present just at the end of BA on topographic high (CADKS24 and CADKS25) a few kilometers away from the SMB pathway. They are abundant during all the BA period on Albufeira-Faro Drift along the pathway of MUW in environment.

Diversification is the most important during the Holocene base in the northeast of Cadiz Gulf, on a contourite drift environment along the pathway of PMB/ MB (CADKS11 and

CADKS16), in a depression on the Guadalquivir Ridge (CADKS17), on the Bartolome-Dias Drift (CADKS22, CADKS23 and CADI2KS01) and in the northwest along the pathway of MUW (CADI2KS07, CADI2KS08, Albufeira Faro drift and CADI2KS11, terrace of Portimao Canyon), and on the Portimao High along the pathway of PMB (CADI2KS21).

These variations have been partially described in the Gulf of Cadiz (Löwemark, 2003; Löwemark et al., 2004). The strong abundance in filaments is associated with fine-grained organic carbon-rich particles and lowered bottom water oxygenation (Löwemark, 2003). More intense pyritization process would be in relation with an increase of Total Carbon Content (TOC) and a shallower Redox Potential Discontinuity (RPD) in the fine-grained sediment (Löwemark, 2003). Consequently this author explains the absence of micropyritized burrow as an indication of the depth of the RPD (in a core) above which no pyrite formation can take place. In our work, during Holocene there is an uppermost section barren of micro burrows, in two environments along the pathway of the MUW, along the pathway of PMB but also far away from the MOW pathway. These environmental conditions are recognized at all water depths in the Gulf of Cadiz. The geographic filament distribution is controlled by others parameters than the MOW circulation.

Chondrites burrows are visible in thin levels in the environment located a few kilometers away from the PMB such as on the giant contouritic levee during BA and during early Holocene. During Holocene, we found *Chondrites* burrows just on a terrace of the Portimao Canyon. During BA and Holocene *Nereites* burrows are observed on the Guadalquivir Ridge, in a depression along the pathway of SMB and in one core along the southeastern continental slope of Portimao Valley.

During BA, *Palaeophycus* burrows were found in environment located a few kilometers away from the PMB. During Holocene base, they were found in a similar environment, on topographic highs at a few kilometers of SMB and more rarely on Albufeira-Faro Drift along the pathway of the MUW. During Holocene, they were found also in the east of the Gulf of Cadiz.

During BA and early Holocene, *Zoophycos* burrows are abundant at the end of the Gil Eanes Chanel. They are found on the giant contouritic levee and during Holocene period they are isolated on the Guadalquivir Ridge. *Zoophycos* are abundant during all warm periods on the southeastern continental slope of Portimao Valley.

During BA, *Phycosiphon* burrows are found along the pathway of MUW where they are associated with a layer containing abundant filaments (*Trichichnus*) in fine-grained sediments.

Diplocraterion burrows may again cut sometimes all the other traces fossils, as a result of suspension feeding strategy depending upon chemical conditions in the sediment.

In this environment far away from the MOW circulation, the major change during these warm periods is the presence of *Zoophycos* and *Thalassinoides* burrows in fine-grained sediment on the south continental slope bordering the eastern Portimao Valley since the beginning of the BA to Holocene.

Zoophycos, *Thalassinoides* and *Palaeophycus* traces fossils may be correlated with well-oxygenated bottom water during all these periods. The occurrence of *Chondrites* burrows may be in relation with the presence on the seafloor of sluggish-bottom currents responsible of lowered oxygen level conditions (in: Löwemark et al., 2004). During BA, *Phycosiphon* burrows are associated with intervals of abundant filaments (*Trichichnus*) in fine-grained sediment along the pathway of MUW. All these variations suggest a period of decreasing bottom water oxygenation and decreasing of the MUW circulation during BA and early Holocene.

Conclusions

Trace fossil are poorly diversified directly under the MOW. In addition, they are not identical during different time periods, substrates, sedimentation rates and bottom-water conditions. The bottom current velocity has an influence on the benthic fauna and more particularly on the suspension feeding benthic foraminifers between 800 and 1300 m water depth (Schönfeld, 1997; Schönfeld and Zahn, 2000; Löwemark et al., 2004 among others authors). The sedimentological evidence of MOW does have an impact on erosion-resuspension processes, as previously evidenced in sub-surface sediments and in cores, mud ripples and irregular surface undulations (Mélières et al., 1970, Faugères et al., 1986; Stow et al., 1986; Habgood et al., 2003; Hanquiez, 2006; Mulder et al., 2013; Stow et al., 2013). In the silty-sand contouritic peaks appearing in H2, H1, YD and at the end of Holocene, we found indeterminate intense or no bioturbation. During these short-time periods with well-oxygenated conditions, the seafloor seems to be inappropriate for trace fossils formation and/or preservation.

During H2 and LGM periods, *Zoophycos* are found alternately with *Chondrites*, *Paleophycus* or filaments and indistinct bioturbation under the MLW in different environments such as the giant contouritic levee or on a topographic high south of the SMB branch we found filaments and indeterminate bioturbation along the pathway of IMB/PMB. We found filaments, indeterminate bioturbation alternating with *Phycosiphon* burrows along

the pathway of the MUW and of the PMB. All these variations may be interpreted to be indicative of periods with well-oxygenated water conditions along the seafloor alternating with periods of poorly oxygenated bottom waters.

Zoophycos and *Palaeophycus* are dominant during H1 which is a period of rapid sea level elevation (sea level rises rapidly from -130 m during LGM to -55 m during H1) in the east part of the Gulf of Cadiz on a topographic high located south of the SMB, where sea bottom is well-oxygenated since the beginning of H1. Along the IMB-PMB pathway (Bartolome-Dias Drift) poorly oxygenated bottom waters, both thick and fine filaments are permanent during H1 and LGM.

Along the SMB pathway (Portimao High) and the MUW pathway (Albufeira Drift), a period of poorly oxygenated bottom waters characterized by thick and fine filaments (beginning of H1) precedes a period of well-oxygenated bottom waters characterized by *Palaeophycus/Phycosiphon* traces under the SMB and *Nereites/Phycosiphon* traces under the MUW. These well oxygenated water conditions could mark a change in global circulation during H1.

In the east of the Gulf of Cadiz, we have not enough data to interpret the paleoenvironment during BA except at the end of the Gil Eanes Channel where well oxygenated bottom water is still present (*Zoophycos*). Then poorly oxygenated bottom waters (thick and fine filaments) are dominant with filaments and *Chondrites* on the Bartolome-Dias Drift along the IMB-PMB pathway and on topographic highs located at a few kilometers from SMB. To the northwest and to the north, under the circulation of the PMB and MUW, seafloor is bathed alternately by well-oxygenated water (*Phycosiphon* or *Palaeophycus* traces) and poorly-oxygenated waters (filaments and *Chondrites* traces). It seems that BA is a period of reduced bottom water circulation.

In the east of Gulf of Cadiz, there is no filament during YD. *Zoophycos* burrows are frequent in the East and on topographic high along the SMB pathway where filaments are also less abundant. Along the IMB-PMB pathway (Bartolome-Dias Drift), periods of reduced bottom water circulation (filaments) are less frequent than during BA and well-oxygenated water conditions (*Nereites*) are more frequent. Along the SMB pathway (Portimao High), the presence of indeterminate bioturbation can be explained by an intensification of the bottom water circulation. Along the MUW pathway, periods of well-oxygenated water conditions alternate with periods of poorly-oxygenated bottom waters. This global distribution of the trace fossils suggests an overall better water oxygenation than during BA. It could be explained by a larger extent and intensification of the three branches of LMW.

In the east of Cadiz Gulf there is no filament during early Holocene and Holocene like during YD. During Holocene, there is a top interval barren of filament along the pathway of the MUW, the PMB but also far away from the pathway of the MOW. Löwemark, (2003) suggests this is related to geochemical processes that inhibited the pyritization process. Filaments in fine-grained sediment are the most abundant and diversified and with the greatest spatial variability during early Holocene and Holocene during. These fine-grained sediments are rich in carbonate particles and Löwemark (2003) showed they are also linked to an organic carbon-rich content. The seafloor conditions are dominated by lowered bottom water oxygenation (Löwemark, 2003). We found also similar conditions (*Chondrites* burrows) on the terrace of the Portimao Canyon located along the pathway of MUW. *Palaeophycus* traces located a few kilometers away from the pathway of PMB-SMB and in one core along the pathway of MUW show small time periods of well-oxygenated water conditions during Holocene base. In the east of the Gulf of Cadiz *Palaeophycus* and *Phycosiphon* show that the seafloor conditions may be also well oxygenated during periods at high frequency during Holocene.

One result concerns the time and space distribution of Zoophycos burrows. They are present in the east of the Gulf of Cadiz on the giant contouritic levee along the MLW pathway from H2 to the Holocene base. This suggests that well-oxygenated bottom waters are stable during all the last rise of sea-level. Finally, it seems that the sea-level has no influence on the distribution of these burrows.

All these observations on the distribution of trace fossils under the pathway of MOW during Heinrich events show that in the contouritic “peak” where silt-sand fraction dominate are often reworked by bioturbation processes (*Palaeophycus* or other traces).

In fine-grained sediment located on the south continental slope bordering the eastern Portimao Valley, the spatial and temporal distribution of trace fossils (abundant and diversified since H2) the climatic impact seems more important than on seafloor located along the MOW pathway.

References

- Adegbe, A.T., Schneider, R.R., Röhl, U. and Wefer, G. 2003. Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 323-333.

- 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. 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.
- 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.
- Arz, H.W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res.* 50, 157-166.
- Baas, J.H., Schönfeld, J., Zahn, R., 1998. Mid-depth oxygen drawdown during Heinrich events: Evidence from benthic foraminiferal community structure, trace fossil tiering, and benthic $\delta^{13}C$ at the Portugese Margin. *Mar. Geol.* 152, 25-55.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sonstegaard, E., Duplessy, J.-C., 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 275– 287.
- 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.
- Béthoux, J.-P., 1984. Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20000 ans. *Oceanologica Acta* 7(1), 43-48.
- Blanpied, C., Bellaiche, G., 1981. Bioturbation on the pelagic platform: ichnofacies variations as paleoclimatic indicator. *Marine Geology* 43, M49–M57.
- Borenäs, K.M., Wahlin, A.K., Ambar, I., Serra, N., 2002. The Mediterranean outflow splitting-a comparison between theoretical models and CANIGO data. *Deep-Sea Research II* 49, 4195–4205.
- Duprat, J. 1983. Les foraminifères planctoniques du Quaternaire terminal d'un domaine péricontinental (Golfe de Gascogne, côtes ouest-Ibériques, Mer d'Alboran): Ecologie – Biostratigraphie. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université Bordeaux 1*, 177 pp.
- EL KADIRI, K., EL KADIRI, K.-E. And RAHOUTI, A. 2003. Sédimentologie et ichnologie des calciturbidites du Crétacé supérieur – Oligocène inférieur de la série maurétanienne

- (nappe des Béni Ider, Rif septentrional, Maroc): implications paléogéographiques. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, section Sciences de la Terre, n° 25, 73-91.
- Elliot, M., L. Labeyrie, G. Bond, E. Cortijo, J.-L. Turon, N. Tisnerat, and J.-C. Duplessy (1998), Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the Last Glacial Period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings, *Palaeoceanography*, 13(5): 433-446.
- 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 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I*, 291 pp.
- 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., 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 and Poutiers, J., 1987. L'évolution de l'hydrologie de la mer d'Alboran et des courants de contour (Veine d'eau méditerranéenne) dans le Golfe de Cadix au quaternaire récent: apports des modèles physiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, t.III, N°5, 899-911.
- 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.
- Gardner, J.V., Kidd, R.B., 1983. Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar. 1: Gulf of Cádiz. *Oceanologica Acta* 6 (3), 245–254.
- Gardner, J.V. and Kidd, R.B., 1987. Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *J. Sediment. Petrol.* 57 (3), 397–407.
- 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, *Geologica Society by Blackwell Scientific Publications*. 15, 245 -256.
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J., Mulder, T., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom currents and channels

- and gravityflow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology* 50, p 483-510.
- Hanquiez, V., 2006. Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix, Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, Talence, 352 pp.
- Hassan, R., 2009. Enregistrement de la sédimentation dans le Golfe de Cadix. Master II Recherche ENVOLH, Environnement-Océanographie Littorale et Hauturière, 30p.
- 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., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T. and 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. I* 53, p 1420–1463.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008. Continental slope contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Contourites. *Developments in Sedimentology*, 60, 379-408.
- 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.
- Johnson, J. and Stevens, I. 2000. A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Research I* 47, 875–899.
- 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., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., del Rio, V.D. 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): 241–262.

- Löwemark, L., 2003. Automatic image analysis of X-ray radiographs: a new method for ichnofabric evaluation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 50, 815–827.
- Löwemark, L., O'Regan, M., Hanebuth, T.J.J., Jakobsson, M. 2012. Late Quaternary spatial and temporal variability in Arctic deep sea bioturbation and its relation to Mn cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365-366, 192-208.
- Löwemark, L., Schäfer, P., 2003. Ethological implications from a detailed X-ray radiograph and ¹⁴C-study of the modern deep-sea Zoophycos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192 (1–4), 101–121.
- Löwemark, L., Schönfeld, J., Schäfer, P., 2006. Deformation of pyritized burrows: A 941 novel technique for the detection and quantification of core shortening in 942 gravity cores. *Marine Geology* 233, 37-48.
- Löwemark, L., Schönfeld, J., Werner, F., Schäfer, P., 2004. Trace fossils as a paleoceanographic tool: evidence from Late Quaternary sediments of the southwestern Iberian margin. *Marine Geology* 204, 27-41.
- 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.
- 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.
- 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.
- Mougenot, D., Vanney, J.R., 1982. Les Rides de contourites Plio-Quaternaires de la pente continentale sud-Portugaise. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*. 31, 131–139.
- Mulder, T., Faugères, J.-C., Gonthier, E., 2008. Mixed turbidite-contourite systems. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60, 435-456.
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., and Toucanne, S., 2013. Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Mar Lett.* DOI 10.1007/s00367-013-0332-4

- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marchès, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey, Y., Bujan, S., 2006. The western part of the Gulf of Cadiz: Contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Mar. Lett.* 26, 31–41.
- Mulder, T., Lecroart, M.-P., Voisset, M., Schoenfeld, J., Le-Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernández -Molina, F.J., Lave-Barranco, E., Gervais, A., 2002. Past deep-ocean circulation and the paleoclimate record; Gulf of Cadiz. *Eos, Trans., Am. Geophysical. Union*, Vol. 83, pp. 481, 487–488.
- 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.
- Nelson, C. H., Baraza, J. and Maldonado, A. 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology* 82(1-4), 103 -131.
- Ochoa, J. and Bray, N. A. 1991. Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research* 38(1), 5465-5503.
- O’Neil-Baringer, M., Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Mar. Geol.* 155, p 63-82.
- Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A., Kageyama, M., Marret, F., Turon, J. L., Blamar, D. t., Mulder, T., and Rossignol, L. 2011. Assessment of sea surface temperature changes in the Gulf of Cadiz during the last 30 ka: implications for glacial changes in the regional hydrography. *Biogeosciences*, 8, 2295-2316.
- Richter, T.O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H.C., De Haas, H. and Van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society London, Special Publication. 267. 39-50.
- Sanchez Goni, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, 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.
- 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, 211-236.

- Schönfeld, J., 2002. A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I* - 49, 1853–1875.
- 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, p 85–111.
- Serra, N., Ambar, I. and Käse, R.H., 2005. Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation. *Deep Sea Research II* - 52, 383-408.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M. and Haddad, G. 2001. Mediterranean sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* 294: 1917-1920.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Gonthier, E., 1986. Facies distribution and textural variation in Faro drift contourites: velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology* 72, p 71-100.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: Current state-of-the-art, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geol. Soc. London Memoir, 22, 7-20.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M. Díaz del Río, V., Somoza, L., Brackenridge, R., 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy Contourites, Bedforms and Dynamic Current Interaction, *Marine Geology*.
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F. 1998. Anthropogenic and solar components of hemispheric C- 14. *Geophysical Research Letters* 25: 329-332.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J. 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Telford, R.J., Heegaard, E. and Birks, H.J.B. 2004. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *Holocene* 14: 296-298.
- Thomsen, E., Vorren, T.O., 1984. Pyritization of tubes and burrows from Late Pleistocene continental shelf sediments off North Norway. *Sedimentology* 31, 481-492.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., and Bickert, T. 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q02004, doi:10.1029/2006GC001393.

- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S. 2007. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the palaeocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p 354-366.
- Uchman, A., Wetzel, A., 2011. Deep-sea ichnology: the relationships between depositional environment and endobenthic organisms. In: Hüneke, H., Mulder, T. (Eds.), *Deep-Sea Sediments. Developments in Sedimentology*, 63. Elsevier, Amsterdam, pp. 517–556.
- 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.
- Virtasalo, J.J., Kotilainen, A.T. and Gingras, M.K. 2006. Trace fossils as indicators of environmental change in Holocene sediments of the Archipelago Sea, northern Baltic Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 453–467.
- 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.
- Wetzel, A., Tjallingii, R. and G. Wiesner, M. 2011. Bioturbational structures record environmental changes in the upwelling area off Vietnam (South China Sea) for the last 150,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 256–267
- Wetzel, A., 1983. Biogenic structures in modern slope to deep sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (42): 285-304.
- Wetzel, A., 1984. Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: Influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change, in: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. Geol. Soc. London Spec. Publ., Vol. 15, pp. 595–608.
- Wetzel, A. and Werner, F., 1981. Morphology and ecological significance of Zoophycos in deep sea sediments off NW Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32, 185-212.
- Wetzel, A., Werner, F., Stow, D.A.V., 2008. Bioturbation and biogenic sedimentary structures in contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, 183-202.
- Zenk, W., 1975. On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *"Meteor" Forsch.-Ergebnisse* 16, 23-34.

CHAPITRE IV:
SYNTHESE : EVOLUTION DES TAUX DE
SEDIMENTATIONS ET DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES
A DIFFERENTES ECHELLES DE TEMPS

IV.1 INTRODUCTION

Le modèle d'âge de cette étude a été établi à partir des analyses biostratigraphiques et isotopiques (Ducassou et al., en préparation) qui nous permettent de contraindre et d'interpréter les variations des taux de sédimentation au cours du temps et les processus sédimentaires qui se sont produits dans différentes régions du système de dépôt contouritique (*Contourite Depositional System*, CDS; Faugères et al., 1993; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Toucanne et al., 2007; García et al., 2009; Mulder et al., 2009; Hanquiez et al., 2010; Stow et al., 2011, 2013).

Afin d'améliorer la compréhension du rôle des branches de la MOW, chaque zone sera étudiée du point de vue des processus sédimentaires et de leur évolution dans le temps, puis du point de vue des taux de sédimentation.

IV.2 EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES

Nous rappelons que l'analyse de la lithologie des 33 carottes prélevées au cours des missions CADISAR 1 et 2 et IMAGES V-GINNA (Fig. IV-1) a permis de mettre en évidence sept grands faciès sédimentaires : les faciès argileux homogènes, les faciès argilo-silteux, les faciès silto-argileux « *mottled* », les faciès sablo-argileux « *mottled* », les faciès sablo-silteux, les faciès sableux et les faciès sablo-graveleux (Stow, 2001; Habgood et al., 2003; Hanquiez, 2006; Mulder et al., 2003; Toucanne, 2005; Toucanne et al., 2007; Hassan, 2009). Ces faciès sédimentaires ont une importante variabilité spatiale (Hanquiez, 2006; Toucanne et al., 2007) qui est souvent reliée aux différences de vitesse près du fond des différentes branches de la MOW.

La sédimentation depuis 50 000 ans cal BP jusqu'à Holocène dans le Golfe de Cadix est très largement étudiée depuis de nombreuses années. Les dépôts contouritiques s'organisent en séquences de dépôts reconnues à plusieurs échelles de temps selon les méthodes utilisées pour les décrire (Toucanne, 2005; Hanquiez, 2006; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006; Llave et al., 2006, 2007; Mulder, et al., 2002; Stow et Faugères, 2008; Stow et al., 2013). Il est courant de trouver dans la séquence de dépôt une première unité qui présente la succession des faciès suivants (faciès argileux, faciès argilo-silteux, faciès silto-argileux *mottled*, faciès sablo-silteux) surmontée d'une deuxième unité qui présente des faciès silto-argileux et argilo-silteux essentiellement. Cette séquence granocroissante puis granodécroissante a été appelée « pic contouritique » (Faugères et al., 1984b; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986; Hanquiez, 2006; Toucanne, 2005). L'analyse

de l'évolution granulométrique des dépôts depuis le Dernier Maximum Glaciaire a permis de reconnaître trois séquences contouritiques (notées Pic I, Pic II et Pic III). La prédominance de microfaune d'ostracodes de type *Krithe sp.H* dans ces pics contouritiques confirme la circulation de la MOW (Pierre Carbonel, *comm. pers.*).

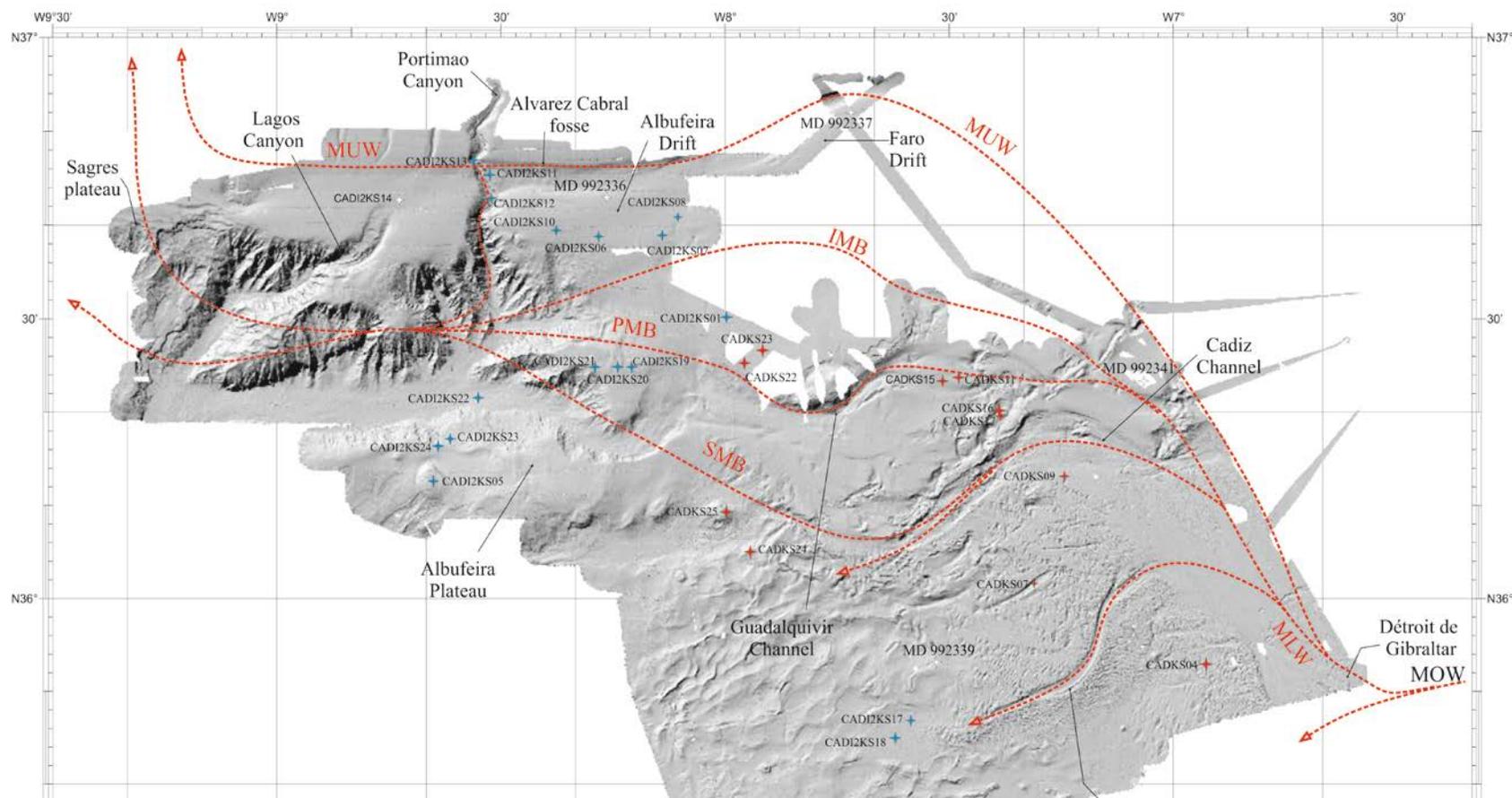


Figure IV-1 : Localisation des carottes étudiées et des branches de la MOW dans le Golfe de Cadix.

La partie la plus grossière de la séquence contouritique représente le maximum d'intensité du courant de fond (Faugères et al., 1984b; Gonthier et al., 1984; Stow et al, 1986).

Cette séquence a été réétudiée grâce à une analyse haute résolution des dépôts dans la carotte MD99-2341 située sur le Drift Faro-Cadix et sous l'influence directe de l'écoulement principal (MUW; Mulder et al., 2002; Hanquiez, 2006; Toucanne, 2005; Toucanne et al., 2007). L'intensité du courant de fond (MOW) a varié de manière significative durant les événements d'Heinrich. Pour chaque événement des périodes de faible activité puis des périodes d'intensification ont été mises en évidence (Toucanne et al., 2007; Hanquiez, 2006).

Nous présentons successivement de l'est vers l'ouest et du nord vers le sud plusieurs régions sous l'influence de la MOW :

IV.2.1. La zone sous l'influence de la MOW inférieure (MLW): influence directe du débordement de la MOW sur la levée contouritique géante

Ce sont les zones proximales du Déroit de Gibraltar où la MOW s'écoule le long d'un chenal étroit avec une direction W/SW (Fig. IV-1). Après sa division, la *Mediterranean Lower Water* (MLW) est responsable de la construction de la levée contouritique géante. C'est la zone où les dunes sédimentaires géantes sont les mieux développées (Hernández-Molina et al., 2006; Mulder et al., 2009; Hanquiez et al., 2010). Quatre carottes ont été prélevées dans des environnements différents CADKS04, CADKS07, CADKS09 et MD99-2339.

La carotte CADKS04 (profondeur : 814 m) a été prélevée immédiatement à l'ouest de la zone de plongement de la MOW et à 11 km du chenal principal. Cette carotte présente à la base des traces de perturbation dues au carottage. Elle atteint l'événement froid H5 (Fig. IV-2).

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

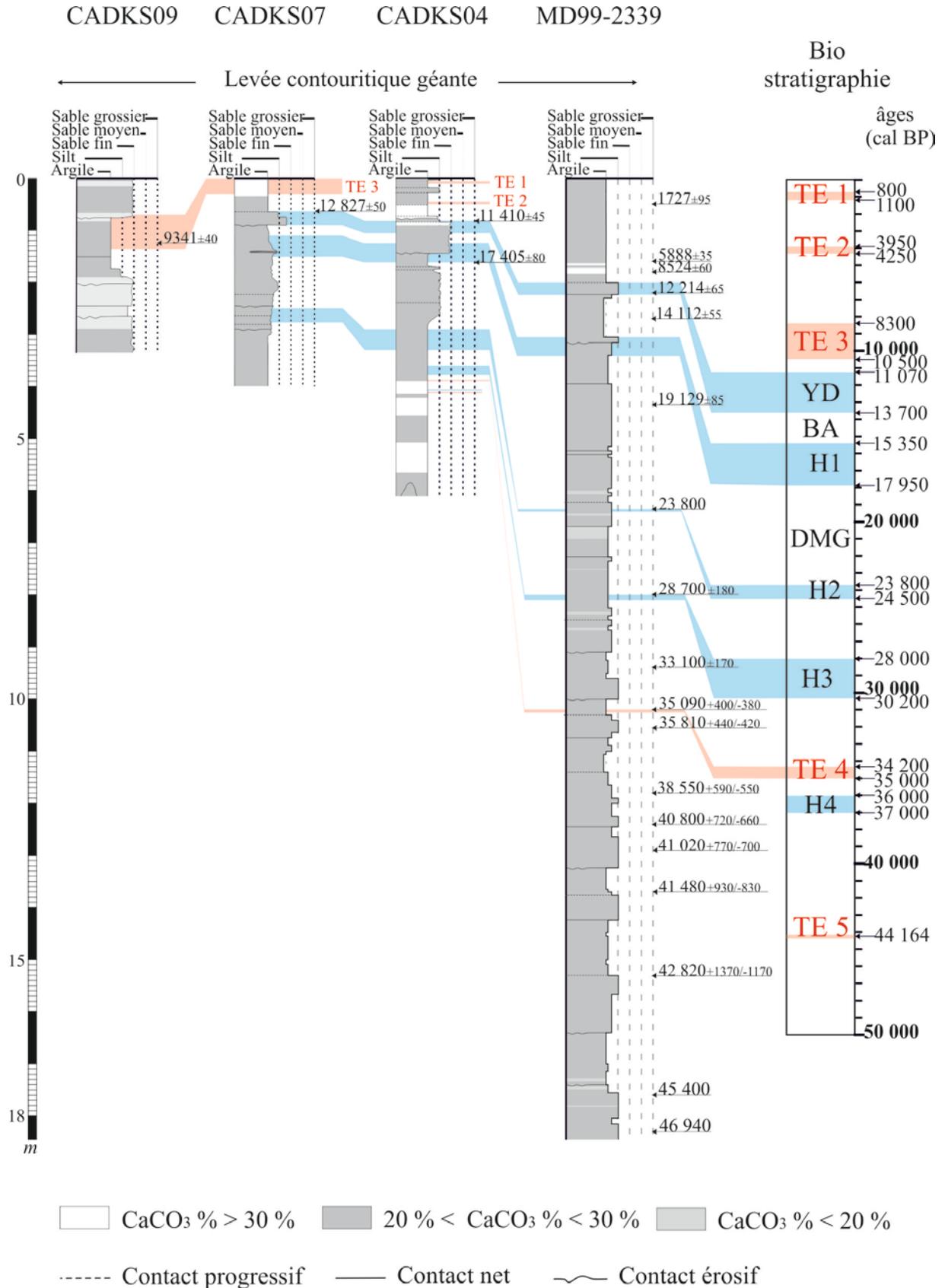


Figure IV-2 : Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la MLW.

La carotte CADKS07 (profondeur : 1006 m) est située à 37 km à l'ouest de la carotte CADKS04 et à 18 km de la tête du Chenal Gil Eanes, dans une vallée sous-marine en érosion, allongée NE-SW, située sur la levée contouritique géante. Elle atteint l'intervalle H3-H2 (Fig. IV-2).

La carotte CADKS09 (profondeur : 814 m) est située à 22 km au nord-est de la carotte CADKS07 et ne peut être étudiée en détail car elle présente de nombreuses traces de perturbations dues au carottage au sommet et à la base du prélèvement (Fig. III-2).

La carotte MD99-2339 (profondeur : 1170 m) est située à 54 km à l'ouest de la carotte CADKS04, au niveau de la terminaison ouest d'un champ de dunes migrantes et sur le flanc court en érosion d'une de ces dunes (Toucanne, 2005 ; Voelker et al., 2006, Penaud et al., 2011). Elle atteint 46 940 ans cal BP (Fig. III-2).

Au niveau de la levée contouritique géante, les séquences de courant de contour sont le plus souvent tronquées de leurs termes supérieurs ou bien elles sont peu épaisses et présentent de nombreux contacts érosionnels. La carotte MD99-2339 est essentiellement constituée de séquences contouritiques peu épaisses où plusieurs pics contouritiques sont reconnus (Fig. III-2).

IV.2.2. La zone sous l'influence de la MOW supérieure (MUW ; profondeur : 300-600 m)

Elle circule vers le NW, en passant de l'est au niveau des grands drifts ; Faro-Cadix, Faro, Albufeira et vers l'ouest au niveau des drifts de Portimao, Lagos et Sagres (Fig. IV-1).

La carotte MD99-2341 (profondeur: 582 m) a été prélevée au niveau du drift de Faro-Cadix à plus de 57 km au nord de la carotte CADKS04 dans une zone de divergence entre la MOW Intermédiaire et la MOW supérieure. La carotte MD 99-2341 atteint l'événement froid H6.

La carotte MD99-2337 (profondeur : 598 m) a été prélevée sur le Drift de Faro. Cette carotte atteint l'intervalle H4-H3.

La carotte MD99-2336 (profondeur : 690 m) est située à 55 km à l'ouest de la carotte MD99-2337 sur le drift d'Albufeira. La carotte atteint l'événement H6.

Les carottes prélevées sous l'influence de la MOW supérieure (MUW) présentent de nombreuses séquences contouritiques (Fig. IV-3). Ces séquences sont les plus épaisses au niveau du Drift Faro-Cadix et du Drift de Faro. L'essentiel de la sédimentation est constituée par de la vase argilo-silteuse plus carbonatée au niveau du Drift d'Albufeira (MD99-2336).

Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de sédimentations et des processus sédimentaires à différentes échelles de temps

Hassan, 2014

Les trois pics contouritiques sont reconnus avec des épaisseurs variables au niveau des drifts. Des séquences contouritiques décrites jusqu'à l'événement H6. Au niveau du Drift de Faro (MD99-2337) les trois pics contouritiques sont particulièrement nets pendant les événements de H1 et du Younger Dryas et à la fin de l'Holocène supérieur. Les carottes situées sur les terrasses du Canyon de Portimao sont constituées de vase argilo-silteuse (CADI2KS11, CADI2KS12, CADI2KS13) et de vase argilo-silteuse carbonatée (CADI2KS14).

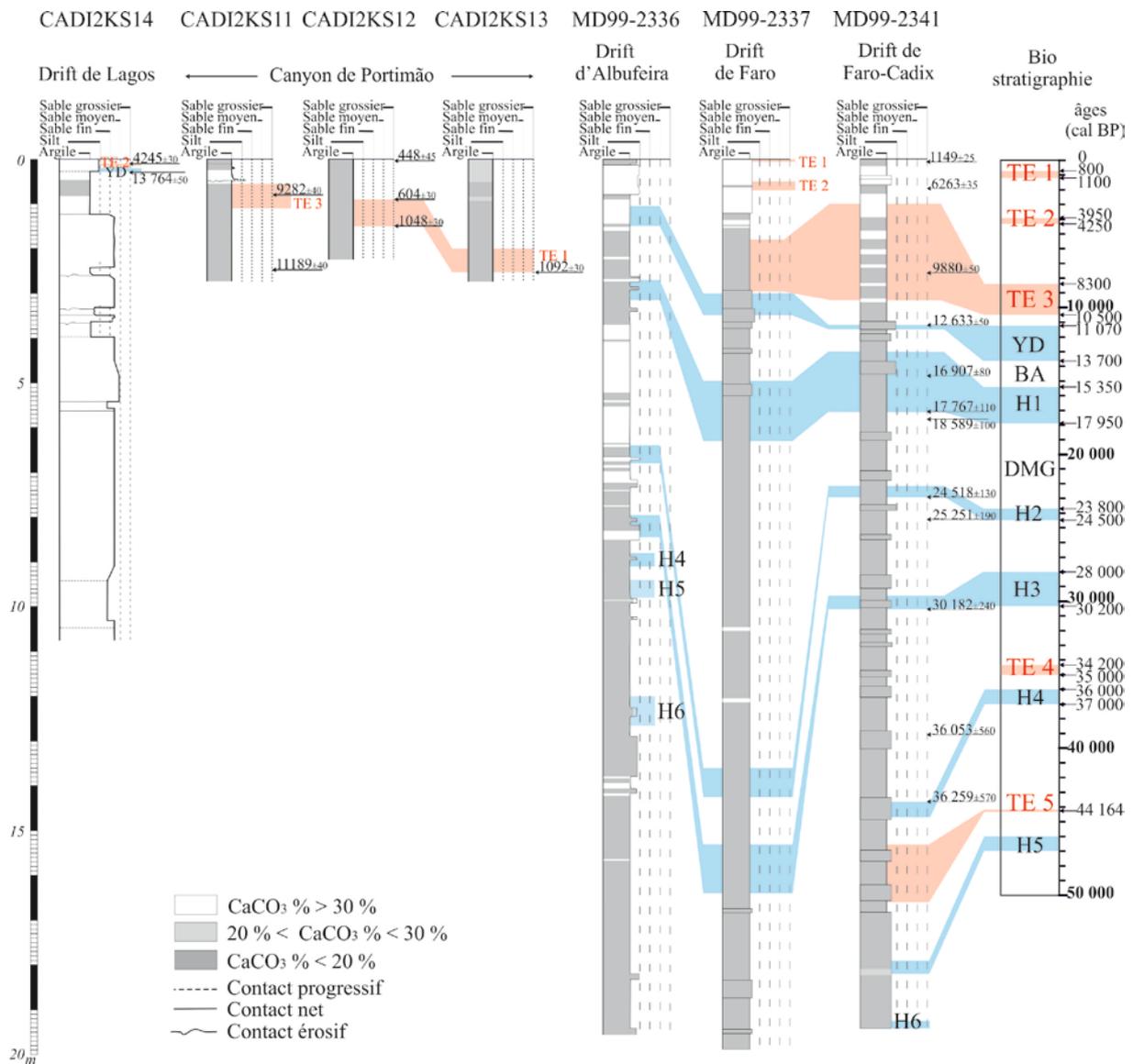


Figure IV-3: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la MUW.

IV.2.3. La zone sous l'influence de la circulation des écoulements secondaires au sein de la MLW (profondeur : 600-1400 m)

La morphologie de la pente continentale engendre la formation de trois écoulements secondaires au sein de la MLW.

Au nord-est la branche intermédiaire (**IMB**) de la MOW circule entre des bathymétries de 700 à 900 m environ. Cet écoulement peut être canalisé par des vallées orientées SE/NO puis elle circule vers l'ouest au niveau du flanc sud du Drift d'Albufeira (Fig. IV-1).

La carotte CADI2KS07 (profondeur : 768 m) est située sur le flanc ouest du Canyon de Faro à la limite du flanc sud-est de la Ride d'Albufeira, près de 15 km au sud de la fosse Alvarez Cabral où circule la MOW supérieure.

La carotte CADI2KS08 (profondeur : 789 m) est située plus au nord dans une dépression en comblement qui correspond au remplissage de la partie supérieure du Canyon de Faro, à 10 km au sud de la fosse Alvarez Cabral et à 4 km au nord-est de la carotte CADI2KS07.

La carotte CADI2KS06 (profondeur : 802 m) a été prélevée sur le flanc sud-est du Drift d'Albufeira, à 13 km à l'ouest de la carotte CADI2KS07.

La carotte CADI2KS25 (profondeur : 756 m) a été prélevée à l'ouest du canyon de Portimao au niveau du Drift de Portimao dans une zone en érosion.

Les carottes situées sous l'influence de la branche d'eau intermédiaire (IMB) présentent des différences majeures à mettre en relation avec leur situation géographique (Fig. IV-4).

La carotte située au sud-est du Drift d'Albufeira (CADI2KS07) est constituée essentiellement de vase argilo-silteuse et ne présente pas de pics contouritiques marqués. Par contre la carotte CADI2KS08 située au nord, dans la dépression en comblement du Canyon de Faro, présente deux pics contouritiques bien marqués, pendant l'événement H1 et pendant le Younger Dryas. Un lit de sable bioclastique turbiditique d'épaisseur centimétrique présentant de nombreuses laminations planes d'épaisseurs millimétriques est intercalé dans la sédimentation holocène.

Les laminations planes sont constituées presque essentiellement de matériel biogène. La microfaune benthique a été analysée par Pierre Carbonel, (*comm. pers.*). Elle est constituée par un mélange de formes autochtones et de formes allochtones. A la base de la séquence, des microfaunes en place et des microfaunes déplacées, plus nombreuses, sont décrites. Les microfaunes déplacées proviennent de zones côtières (les microfaunes sont alors cassées et

corrodées) et plus rarement de la plate-forme (dans ce cas elles sont alors brisées). Aucune microfaune caractéristique de la MOW n'y a été observée. Au sommet de la séquence turbiditique, la microfaune benthique augmente et des microfaunes typiques de la MOW ont été décrites (*Rectibuntonia*, *Krithe H*).

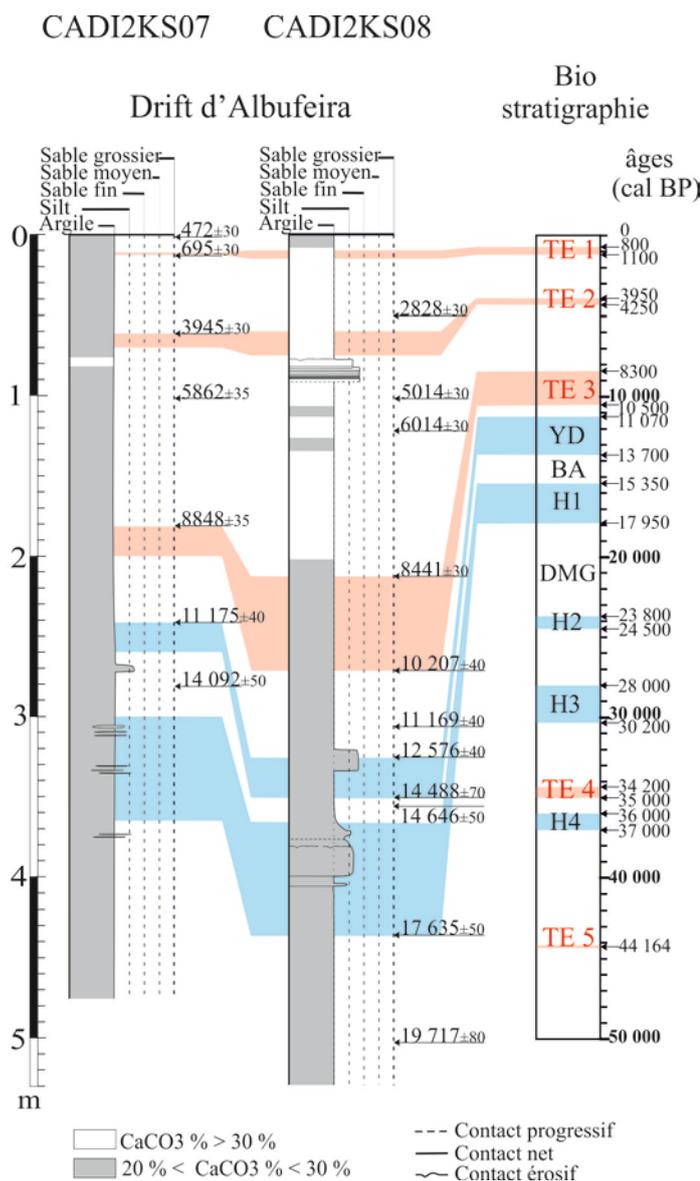


Figure IV-4: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de l'IMB.

Légèrement plus au sud circule la branche Principale (**PMB**) à une profondeur d'eau de 900 - 1000 m (Fig. IV-1). C'est une zone très complexe dont une partie est chenalisée au

niveau de chenaux et de rides, elle emprunte le Chenal du Guadalquivir et vers l'ouest circule au niveau des reliefs de 'Portimao High', où s'observent des dunes sédimentaires géantes (Mulder et al., 2006). Huit carottes ont été étudiées et sont présentées de l'est vers le nord-ouest (Fig. IV-5).

La carotte CADKS11 (profondeur : 757 m) est située à 4 km à l'ouest de la Ride de Donana, au niveau d'un bombement où s'observent de nombreux diapirs de boue. Elle présente des traces de perturbation dues au carottage sur les deux premiers mètres et à la base de la carotte.

La carotte CADKS15 (profondeur : 766 m) a été prélevée à 3 km au sud de ce bombement. De même la carotte présente sur le premier mètre des traces de perturbation.

La carotte CADKS22 (profondeur : 786 m) située sur le banc du Guadalquivir à plus de 40 km vers l'ouest de la carotte CADKS15, elle est située dans une zone en érosion, au niveau d'un flanc abrupt.

La carotte CADKS23 (profondeur : 737 m) est située à 5,5 km plus au nord-est que la carotte CADKS22 également au niveau d'une zone très plate.

La carotte CADI2KS01 (profondeur : 820 m) située sur le Drift de Bartolome-Dias, est à moins de 5,5 km au nord-ouest des carottes CADKS22 et CADKS23. Elle semble plus proche géographiquement de la circulation de la branche principale de la MOW (PMB) que de la circulation de la branche intermédiaire (IMB) située plus au nord.

Les carottes CADI2KS19, CADI2KS20, et CADI2KS21, sont prélevées au niveau de dunes sédimentaires géantes sur le haut fond de Portimao (Fig. IV-1). Elles sont situées à près de 23 km au sud-ouest des carottes CADKS22, CADKS23 et CADI2KS01.

La carotte CADI2KS19 (profondeur : 1117 m) est la plus orientale du haut fond de Portimao au niveau d'une zone fortement érodée par la circulation de la branche PMB de la MOW.

La carotte CADI2KS20 (profondeur : 1130 m) est située à moins de 4 km de la carotte CADI2KS19 au sommet d'une dune sédimentaire géante.

La carotte CADI2KS21 (profondeur : 1140 m) été prélevée au niveau du flanc ouest en érosion du haut fond, elle est située à 5,5 km à l'ouest de la carotte CADI2KS20.

Les carottes sous l'influence de la branche principale (PMB) montrent au nord du Chenal de Guadalquivir des vases argilo-silteuses (CADKS11, CADKS15), sans pic contouritique (Fig. IV-5). Les carottes situées sur le Banc du Guadalquivir (CADKS22 et CADKS23) et plus à l'ouest (CADI2KS01) ne présentent pas de pic contouritique majeur.

Les carottes situées sur le haut fond de Portimao (CADI2KS19 et CADI2KS20) présentent au contraire de nombreuses séquences contouritiques, d'épaisseur centimétrique et se succédant à haute fréquence. La carotte CADI2KS21 située la plus à l'ouest est constitué essentiellement de vase argilo-silteuse et présente un hiatus vers le sommet (Fig. IV-5).

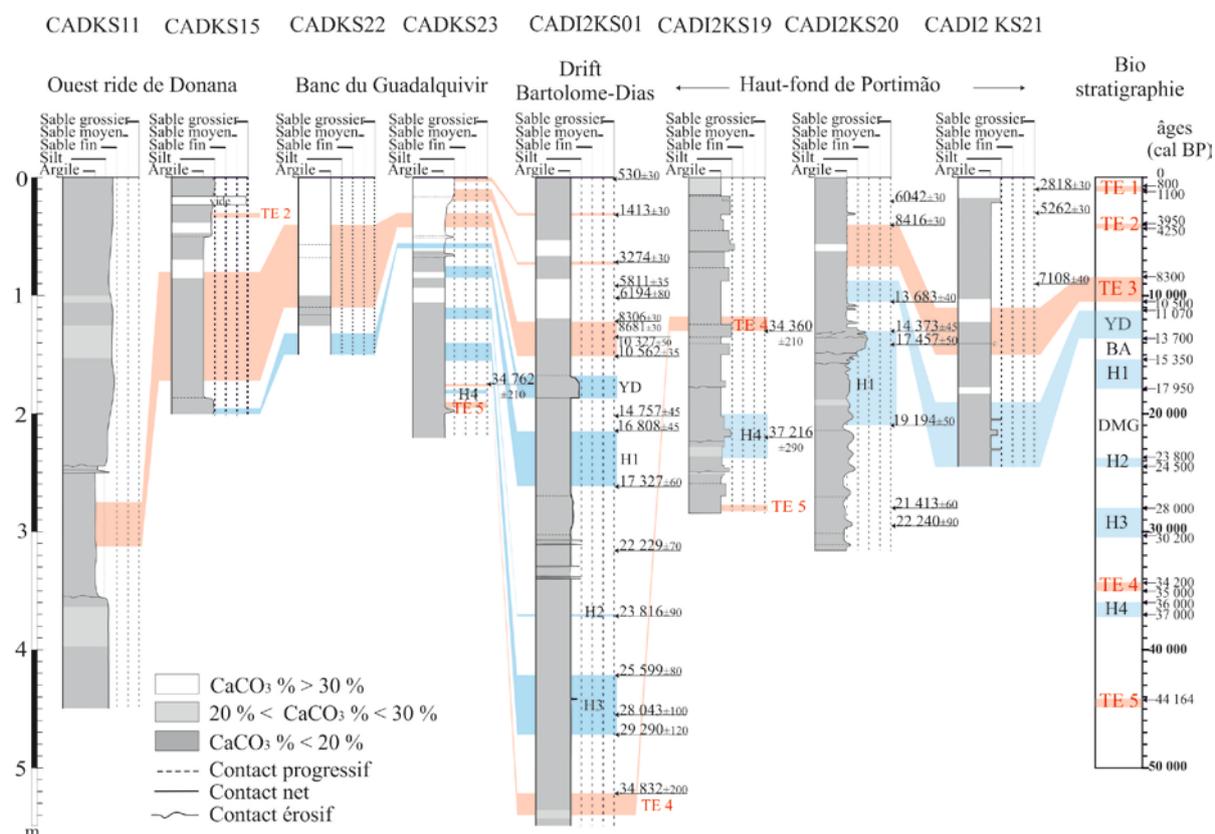


Figure IV-5 : Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la PMB.

La branche Sud (**SMB**) circule au sud de la Ride du Guadalquivir en empruntant le Chenal de Cadix à des profondeurs entre 1000 et 1200 m. A l'est la branche PMB et la branche SMB sont proches l'une de l'autre. A l'ouest elle débouche au niveau de la pente continentale à des profondeurs comprises entre 1000 et 1200 m. Les trois branches se rejoindraient vers l'ouest au niveau du canyon de Portimao (Fig. IV-1).

Les carottes CADKS16 (profondeur : 813 m), CADKS17 (profondeur : 852 m) sont prélevées au nord-est d'une dépression allongée NE/SE située sur la Ride du Guadalquivir. La carotte CADKS16 est située sur le flanc abrupt d'un relief et la carotte CADKS17 sur le flanc long de ce relief.

La carotte CADKS16 présente au sommet des traces de perturbations dues au carottage. En dessous de la limite visible de cette perturbation le sédiment semble en place.

Les carottes situées sous l'influence de la branche sud (SMB) situées sur le flanc long d'une dune sédimentaire (CADKS16, au nord) sont constituée de vase argilo-silteuse seulement. Au niveau du flanc court de la dune (CADKS17, au sud) les deux pics contouritiques les plus récents (II et III), d'épaisseur centimétrique, sont présents. En dessous, de nombreuses séquences contouritiques de sable silteux et de vase silto-argileuse se rencontrent pendant la période du Bölling-Allerød. Ces séquences peuvent être tronquées de l'unité granodécroissante de base (Fig. IV-6).

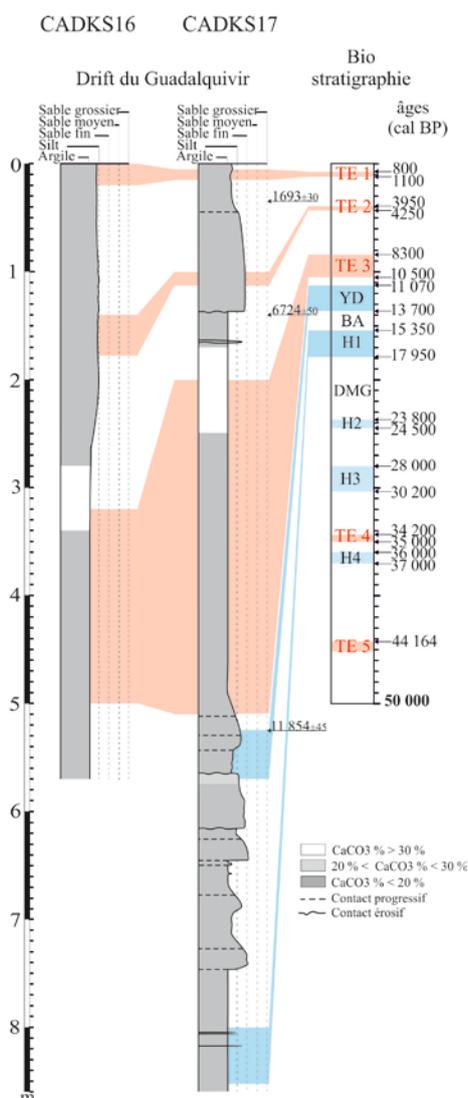


Figure IV-6: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes sous l'influence de la SMB.

IV.2.4. La zone à la limite de la circulation de la MOW Inférieure (MLW)

Dans cette zone, la branche (SMB) de la MOW inférieure circule dans le chenal de Cadix et peut déborder vers le sud à la faveur de brèches ou de zones basses (Fig. IV-1).

La carotte CADKS24 (profondeur : 1316 m) se situe à moins de 10 km de la bordure sud du Canal de Cadiz sur un plateau surplombant une dépression importante.

La carotte CADKS25 (profondeur : 1259 m) a été prélevée à 10 km au nord-est de la carotte CADKS24 sur le volcan de boue Lolita situé juste au bord du Canal de Cadiz (Hanquiez, 2006 ; Toucanne, 2005; Somoza et al., 2002).

Les carottes CADI2KS17 (profondeur : 1446 m) et CADI2KS18 (profondeur : 1227 m) ont été prélevées dans des lobes sableux à proximité du Canal d’Aveiro et du Canal de Tasyo situés à moins de 10 km du débouché du Canal de Gil Eanes.

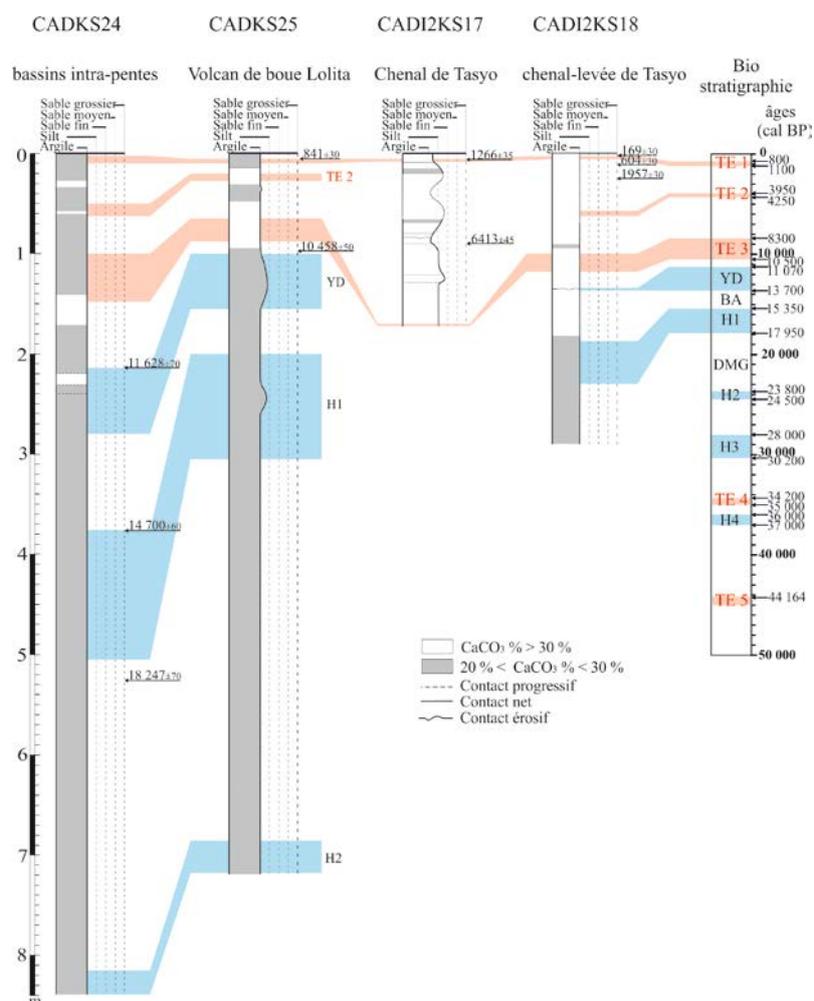


Figure IV-7: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes à la limite de l'influence de la MLW.

Les carottes situées à la limite de la circulation de la MLW (Fig. IV-7), non loin du Chenal de Cadix, sont constituées de vase argilo-silteuse où les trois pics contouritiques sont peu épais (CADKS24 et CADKS25). Dans les pics contouritiques de la carotte CADKS24 la présence de microfaune d'ostracodes de type *Kriithe sp. H* confirme la proximité de la circulation de la MOW (Pierre Carbonel, *comm. pers.*) à ces profondeurs. D'autre part, pendant le Bölling-Allerød et l'événement H1 des microfaunes d'ostracodes typiques des zones de plate-forme interne ou plus côtières sont présentes (*Xestoleberis* ; niveaux à 306 cm, 317 cm, 327 cm, 329 cm pour le BA et 438 cm pour H1). Les carottes les plus orientales sont soit constituées de sable fin carbonaté organisé en séquences d'épaisseur centimétriques à pluricentimétriques et présentant de nombreuses laminations obliques (CADI2KS17), soit constituées de vase silto-argileuse (CADI2KS18).

IV.2.5. La zone hors influence de la MOW

La carotte CADI2KS22 (profondeur : 2555 m) a été prélevée dans la vallée profonde de Portimão. La carotte CADI2KS23 (profondeur : 2254 m) provient d'une loupe de glissement. La carotte CADI2KS24 (profondeur : 2129 m) a été prélevée sur le haut de la pente continentale et la carotte CADI2KS05 (profondeur : 1949 m) a été prélevée plus au sud au niveau d'un diapir dans une zone en érosion (Fig. IV- 1).

Les carottes situées hors de la circulation de la MOW (Fig. IV-8) sont constituées de vase argilo-silteuse (CADI2KS05, CADI2KS24 CADI2KS22) et la carotte CADI2KS23 de vase argilo-silteuse et d'une alternance de vase présentant des structures de glissement.

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

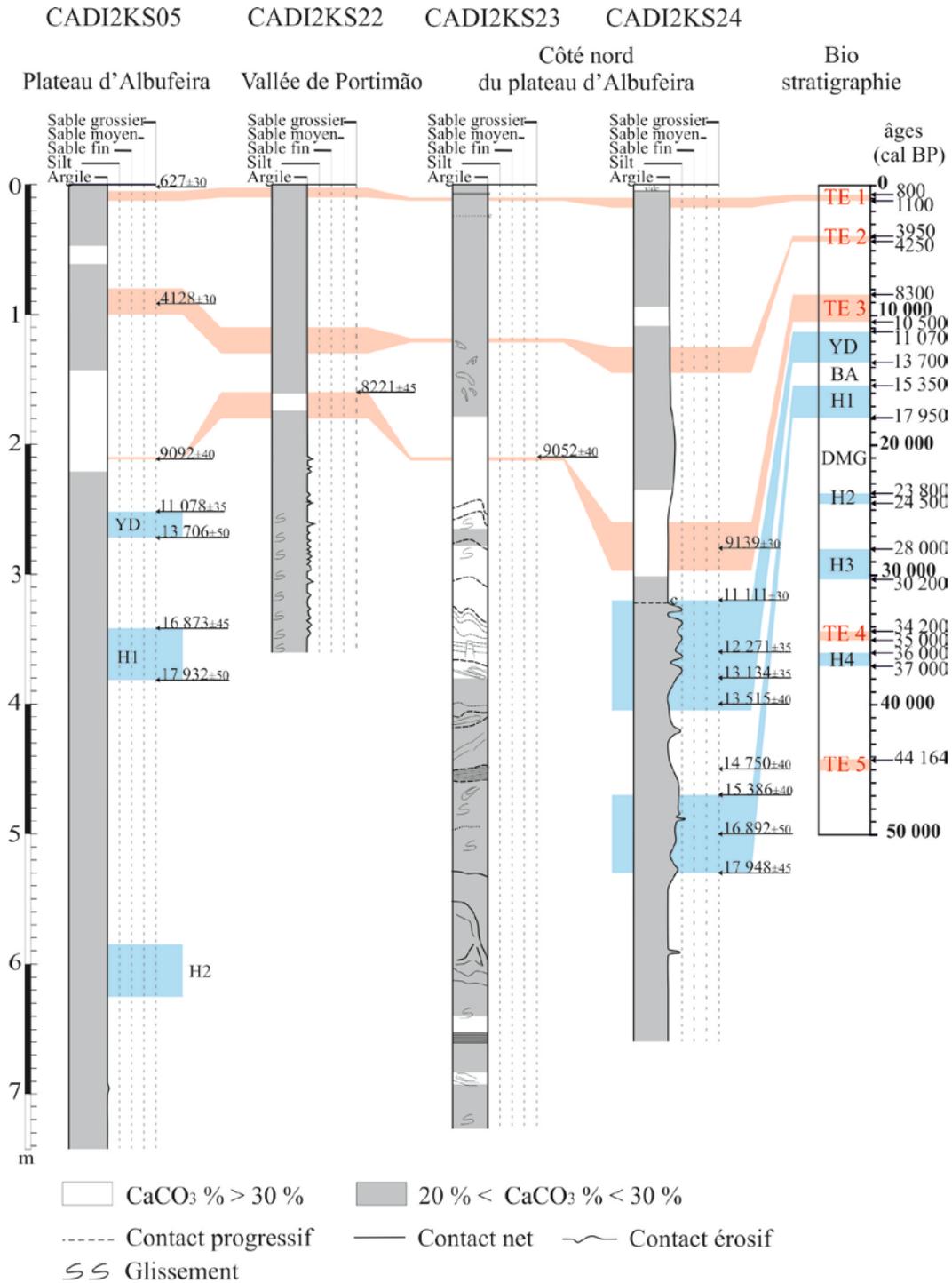


Figure IV-8: Corrélation des faciès sédimentaires des carottes hors de l'influence de la MOW.

IV.3. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE SEDIMENTATION

IV.3.1. Comparaison des taux de sédimentation par branches de la MOW

IV.3.1.1 Zone sous l'influence de la MOW Inférieure (MLW) : influence directe du débordement de la MOW sur la levée contouritique géante

La période de temps recoupée par ces quatre carottes varie de 60 000 ans du sud-est (CADKS04) à l'ouest (MD99-2339), à moins de 11000 ans au nord-est (CADKS09). La Figure III-2 présente l'évolution des taux de sédimentation dans le temps et les principaux événements qui ont été reconnus dans les carottes. Dans les deux carottes qui recourent l'intervalle H4-H5, les taux de sédimentation sont faibles au sud-est (CADKS04) et très forts à l'ouest (MD99-2339; Tab. IV- 1).

Ouest	Nord-est	Sud-ouest	Sud-est	EVENEMENTS
MD99-2339	CAD KS09	CAD KS07	CAD KS04	
27	?	hiatus	14,4	Hol Sup. tout
	?	?	16,6	TE2
15,4	?	hiatus	11,2	Hol. Moy. tout
15 ?	32,3 ?	13,6	pas vu	TE3
10		13,7	7,3	Hol. Inf. tout
21		9,1	10,5	YD
32		24,2	12,1	BA
31		3,8	17,5	H1
40,3		22,2	20,2	DMG
37,2		40	57	H2
36		34,8	8,6	H2-H3
33		>0,3	8,2	H3
40			1,9	H4-H3
49,2			1,6	H4
113,6			1	H4-H5

Tableau IV-1 : Variations des taux de sédimentation depuis l'intervalle (H4-H5) jusqu'à l'Holocène supérieur en cm/ka. Valeurs en noir : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

Dans la carotte MD99-2339 les taux de sédimentation varient beaucoup au début de l'intervalle H5-H4 avec des valeurs très fortes à fortes (Fig. IV-2). L'événement H4 est mieux marqué à l'ouest où les valeurs sont fortes (MD99-2339), qu'au sud-est où ces valeurs sont faibles (CADKS04). Pendant l'intervalle H3-H4 jusqu'à l'intervalle H2-H3, cette tendance se maintient. Cependant, durant l'événement H2, les valeurs sont très fortes et plus marquées au sud-est (CADKS04) et au sud-ouest (CADKS07; Tab. IV-1).

Au contraire, durant le DMG, les taux de sédimentation deviennent plus forts à l'ouest. Au cours du H1, les taux les plus faibles se rencontrent au sud-ouest (CADKS07). Ils augmentent de nouveau durant le Bölling-Allerød vers l'ouest (MD99-2339). Au Younger Dryas, ces taux diminuent au sud-est (CADKS04) et au sud-ouest (CADKS07), et sont moyens à l'ouest (MD99-2339). Les valeurs pendant l'Holocène inférieur (Tab. IV-1) restent faibles dans tous les environnements. Cependant, pendant l'événement TE3, les taux les plus forts sont situés au nord-est (CADKS09).

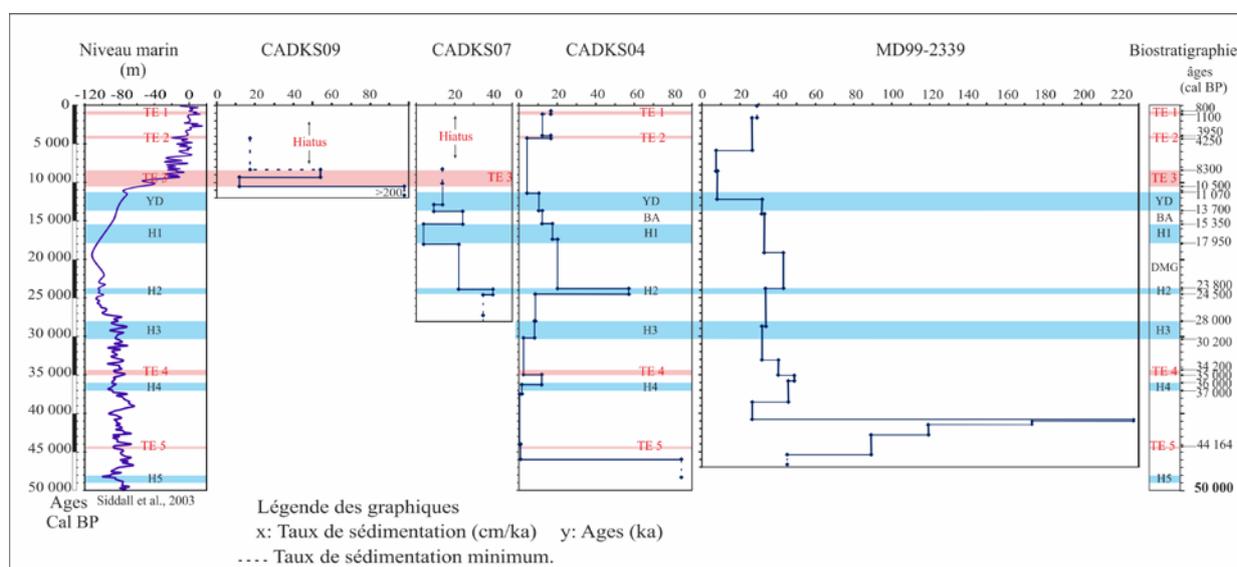


Figure IV-9: Variations des taux de sédimentation au cours de temps sous l'influence de la MLW.

Pendant l'Holocène moyen on observe un hiatus sédimentaire au sud-ouest (CADKS07). Les valeurs au sud-est sont faibles (CADKS04), et sont moyennes pendant l'événement TE2. A l'Holocène supérieur, un hiatus de sédimentation est présent (CADKS07). Les taux de sédimentation sont plus forts à l'ouest (MD99-2339) qu'au sud-est

(CADKS04). Pendant l'intervalle H4-H5 et à l'Holocène inférieur, les taux de sédimentation au sud-est sont associés (CADKS04) à une sédimentation où les particules fines carbonatées et terrigènes sont abondantes. Plus au sud-ouest (CADKS07) et à l'ouest (MD992339), les particules fines carbonatées sont observées seulement pendant l'Holocène inférieur (Fig. IV-2).

IV.3.1.2 Zone sous l'influence de la MOW supérieure (MUW)

Les carottes MD99-2336 et CADI2KS10 prélevées dans le Drift d'Albufeira et la carotte MD99-2341 prélevée dans le Drift de Faro-Cadix (Fig. IV-1) recourent la même période de temps et ont été étudiées par de nombreux auteurs (Mulder et al., 2002; Voelker et al. 2006; Llave et al., 2006; Hanquiez, 2006; Toucanne et al., 2007, 2012).

Pendant l'intervalle H5-H6 les taux de sédimentation augmentent d'est en ouest (Fig. IV- 10; Tab. IV-2). Ils continuent à augmenter pendant l'événement H5 légèrement à l'est, dans le Drift de Faro-Cadix, et à l'ouest (Drift Albufeira). L'événement TE5 est reconnu à l'est où les taux de sédimentation sont très forts (MD99-2341).

Les taux de sédimentation diminuent dans les deux environnements pendant l'intervalle H4-H5. Ils augmentent brusquement à l'ouest (MD99-2336) et diminuent à l'est (MD99-2341) durant l'événement H4. Sur le Drift de Faro-Cadix, ces taux augmentent brutalement et atteignent des valeurs très fortes sur une courte période au début de l'intervalle H3-H4 (Fig. IV-10). Ils restent forts au nord, dans le Drift de Faro et diminuent dans le Drift d'Albufeira (Tab. IV-2).

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

Canyon de Portimao			DRIFTS				EVENEMENTS
			Albufeira		Faro	Faro-Cadix	
CADI2KS13	CADI2KS11	CADI2KS12	CADI2KS10	MD99-2336	MD99-2337	MD99-2341	
> 195	14 et hiatus	>241	1 et hiatus	9,5	34,3	49,9	Hol. tout
178		135			17,5		TE1
		241	1	<9		11 ?	Hol Sup. tout
	?	24			66		TE2
	?		?		27,6		Hol. Moy. Début
	?		?	<9	47,9	17 ?	Hol. Moy. tout
	25		?		52,3	97,7	TE3
	200		?		8,7	25,7	Hol Inf. Début
	83		?	<9	30,2	73	Hol. Inf. tout
	10,3		?	17	19	9,3	YD
			?	72,7	87,8	30,3	BA
			?	17,3	51,9	64,1	H1
			2,3 ?	55	124	23,5	DMG
				57	92	34,8	H2
				32,8	30	65	H2-H3
				22	50	13,7	H3
				5,7	50	387 ?	H3-H4
				24		28	H4
				3		89	H4-H5
				2,3		130	TE5
				40		30	H5
				20			H5-H6

Tableau IV-2: Variations des taux de sédimentation depuis l'intervalle (H5-H6) jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka et en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

Pendant l'événement H3 les taux de sédimentation diminuent fortement au niveau du Drift de Faro-Cadix (MD99-2341), restent très forts au nord sur le Drift de Faro (MD99-2337) et moyens à l'ouest sur le Drift d'Albufeira (MD99-2336).

Au cours de l'intervalle H2-H3, les taux de sédimentation augmentent encore dans les trois environnements, et gardent des valeurs fortes du nord-est à l'ouest pendant l'événement H2.

Pendant le DMG, au nord-est (MD99-2341) les taux diminuent par rapport à la période précédente mais augmentent fortement au niveau du drift de Faro (MD99-2337).

Pendant l'événement H1, les taux de sédimentation augmentent au nord-est où se rencontrent les valeurs les plus fortes. Ils diminuent brusquement au nord-ouest (Drift de Faro) et également à l'ouest (Drift d'Albufeira) où les valeurs sont les plus faibles.

Pendant le Bölling-Allerød, les valeurs diminuent encore au nord-est et augmentent brusquement au nord-ouest et à l'ouest.

Durant l'événement YD, les taux de sédimentation diminuent fortement. Les valeurs sont plus faibles au nord-est (Drift de Faro-Cadix) qu'au nord-ouest et à l'ouest.

Du début de l'Holocène inférieur jusqu'à l'Holocène supérieur, les taux de sédimentation les plus forts sont au niveau du Drift de Faro et varient entre des valeurs faibles et moyennes à l'ouest et au nord-est.

Plus vers l'ouest, au niveau du Canyon de Portimao, les trois carottes (CADI2KS13, CADI2KS11 et CADI2KS12) présentent une courte durée de temps par rapport aux autres, mais leurs taux de sédimentation sont très forts (Tab. IV-2).

IV.3.1.3 Zone sous l'influence mixte de la circulation de plusieurs branches de la MOW

Dans cette zone, vers l'est, les trois différentes branches de la MOW circulent à la faveur de chenaux orientés NW-SE (Fig. IV-1). Les branches intermédiaire (IMB), principale (PMB) et sud (SMB) sont très proches les unes des autres et il est difficile de dire quelle branche circule à en endroit donné. Par contre, la branche principale (PMB) circule au-dessus de la Ride du Guadalquivir vers l'est et au-dessus du haut-fond de Portimão vers l'ouest.

Sous l'influence de la branche Intermédiaire (IMB)

La figure IV-11 et le Tableau IV-3 montrent que les taux de sédimentation varient rapidement dans deux carottes très proches (CADI2KS08 et CADI2KS07). Les deux carottes atteignent l'événement froid H1.

Pendant le DMG, les taux de sédimentation sont moyens et augmentent légèrement pendant l'événement (Tab. IV-3). Pendant le Bölling-Allerød, ces valeurs diminuent au nord, et augmentent vers le sud où elles atteignent des valeurs fortes.

Durant le Younger Dryas, ces taux diminuent à nouveau brusquement dans les deux environnements mais restent plus forts au nord qu'au sud.

Au début de l'Holocène inférieur, les valeurs augmentent mais sont nettement plus fortes au sud qu'au nord. Pendant l'événement TE3 (fin de l'Holocène inférieur), ces taux sont mieux marqués au nord, où ils sont deux fois plus forts qu'au sud. Jusqu'à la fin de l'Holocène moyen, les taux restent plus forts au nord qu'au sud.

Au contraire, à l'Holocène supérieur et durant l'événement TE1, les taux les plus forts s'observent au sud plutôt qu'au nord (Tab. IV-3).

Flanc Sud-Est Albufeira		EVENEMENTS
Sud	Nord	
CADI2 KS07	CADI2 KS08	
53,8	16,6	TE1
40,8	16,5	Hol Sup. tout
24,6	36	TE2
23,1	31,8	Hol. Moy. tout
16	34,7	TE3
27,2	32,1	Hol. Inf. tout
25,2	13	YD
40,7	20,1	BA
21,7	25,6	H1
18,8	23,3	DMG
	>3	H2

Tableau IV-3: Variations des taux de sédimentation depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

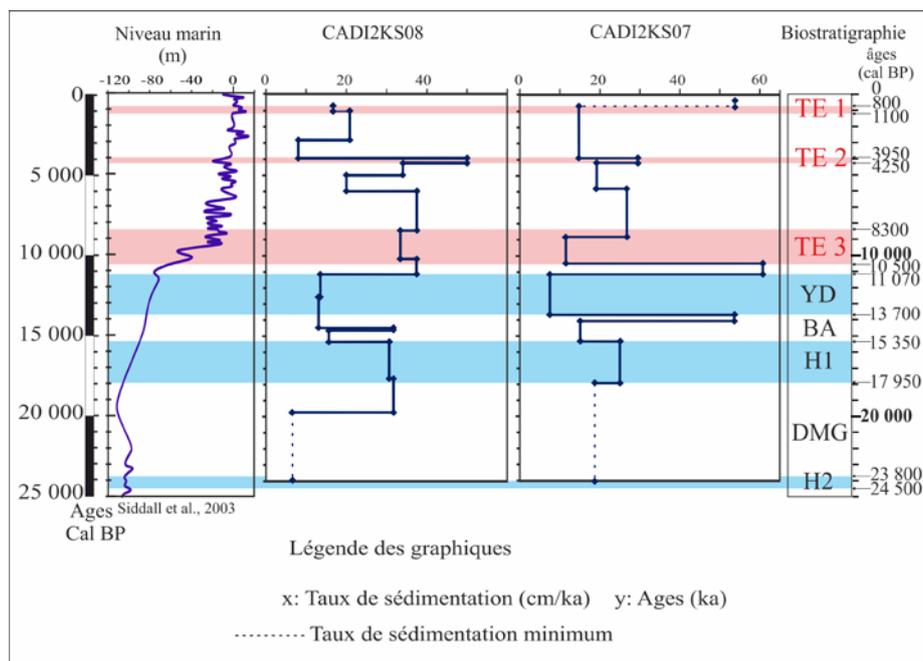


Figure IV-11: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de l'IMB.

Au sud, les taux de sédimentation sont associés à une sédimentation où abondent les particules fines terrigènes. Au nord, on observe aussi des particules silto-sableuses et pendant l'Holocène moyen et supérieur. Les taux sont associés à une sédimentation où les particules fines carbonatées sont abondantes. De plus, pendant l'Holocène supérieur, des particules carbonatées bioclastiques dominent localement.

Sous l'influence de la branche principale PMB

Nous présenterons successivement les carottes prélevées dans la zone nord-est et situées près du chenal du Guadalquivir (CADKS11 et CADKS15), les carottes situées sur le Banc du Guadalquivir (CADKS22, CADKS23 et CADI2KS01) puis les carottes situées à l'ouest sur le haut fond de Portimão (CADI2KS19, CADI2KS20 et CADI2KS21).

La figure IV-12 et le Tableau IV-4 présentent l'évolution dans le temps de la lithologie et les principaux événements qui ont été reconnus dans les carottes situées sous la PMB. La période de temps traversée par les carottes est relativement courte (moins de 13 700 ans cal BP) à l'exception de la carotte CADKS23 prélevée au niveau du Banc du Guadalquivir qui atteint près de 50 000 ans.

Dans la carotte CADKS11, les taux de sédimentation ne peuvent pas être calculés pour l'Holocène inférieur. Seul l'événement TE3 permet le calcul de valeurs moyennes. En effet, un hiatus de sédimentation au-dessus de l'événement TE3 pourrait correspondre à tout l'Holocène moyen et supérieur (Tab. IV-4). Au nord-est (CADKS23), les taux de sédimentation sont faibles de l'événement H5 jusqu'à l'intervalle H2-H3. Plus vers le nord-ouest (CADI2KS01), pendant l'événement TE4 (situé dans l'intervalle H3-H4), les taux de sédimentation sont très forts (Tab. IV-4). De l'événement H3 jusqu'à la fin de l'événement H2, les valeurs de ces taux augmentent progressivement vers des valeurs fortes. Pendant le début du LGM les taux de sédimentation sont forts puis diminuent à la fin de cette période. Pendant l'événement H1 et sur une période de temps très courte, ces valeurs augmentent à nouveau brusquement jusqu'à des valeurs très fortes puis diminuent jusqu'au Bölling-Allerød. Le Younger Dryas et le début de l'Holocène inférieur ne sont pas bien distingués (CADI2KS01).

Dans les deux environnements situés plus au sud-est (CADKS22 et CADKS23), les taux de sédimentation sont faibles au Younger Dryas et augmentent pendant le début de l'Holocène inférieur où les valeurs sont fortes. Seuls des taux de sédimentation de l'événement TE3 sont bien contraints. Ils sont forts au sud (CADKS22) et au nord-ouest (CADI2KS01) et faibles au nord-est (CADKS23). Au début de l'Holocène moyen, au nord-ouest, les taux de sédimentation varient rapidement à l'intérieur de cet événement (Tab. IV-4).

Les taux de sédimentation sont faibles au nord-est et forts au sud-est. Pendant l'événement TE2, ils sont moyens au nord-ouest (CADI2KS01), moyens mais plus forts au nord-est (CADKS23) et faibles au sud-est (CADKS22). A l'Holocène supérieur, un hiatus de sédimentation est présent au sud-est (CADKS22). Pendant l'événement TE1 ; les valeurs sont fortes au nord-ouest, faibles au nord-est et au sud-est. Pendant le Younger Dryas (CADKS22), les particules carbonatées fines sont abondantes au sud-est. Au début de l'Holocène inférieur ce schéma s'inverse : seules les particules fines terrigènes sont présentes puis jusqu'à la fin de l'Holocène les particules carbonatées fines sont plus abondantes. Au nord-est, depuis l'événement H5 jusqu'à l'événement H2 (CADKS23), les taux de sédimentation sont associés à une sédimentation où les particules terrigènes fines sont abondantes. Au-dessus, jusqu'au Younger Dryas, on observe alternativement soit des particules fines terrigènes, soit des particules fines carbonatées. Pendant tout l'Holocène, les particules fines carbonatées sont abondantes. Au nord-ouest (CADI2KS01), les particules fines carbonatées sont plus abondantes seulement vers la fin de l'Holocène inférieur et au début de l'Holocène moyen.

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

Haut Fond de Portimão			Banc Guadalquivir			Ride Guadalquivir		EVENEMENT S
CADI 2KS21	CADI2 KS20	CADI2 KS19	CADI 2KS01	CADK S23	CADK S22	Nord Est		
						CADK S15	CADKS 11	
29,1 et hiatus	14,3	hiatus	22,3	13	26,7	21,6	(82 ?)	Hol. tout
pas vu	?	?	33	10		10,5	hiatus	TE1
8,2	?	?	29,8	6,3		10,5	hiatus	Hol Sup. tout
(?)	11,1?	?	21	33,3	9,8 ?	13,3	hiatus	TE2
(?)	9,3	?				11,3	hiatus	Hol. Moy. Début
21,3	9,7	?	16,1	2,4	9,8	12,3	hiatus	Hol. Moy. tout
18	16,7	?	25,5	5,4	31,8	41,8	16,8	TE3
70	21	?		24,5	38,6	41,3	(67)	Hol Inf. Début
44	18,9	?	?	15,2	35,2	41,3	(342)	Hol. Inf. tout
21	6,8	?	?	1,5	6,8	>3		YD
	36	?	11,9	9				BA
	21,6	?	61	3,8				H1
	22,4	?	19	4,3				DMG fin
		?	34					DMG Début
	>3	?	34,6	14,3				H2
		?	28	5,7				H2-H3
		?	16,3	6,8				H3
		75	78,4	4,3				TE4
			61,3	2,4				H3-H4
		42		2,4				H4
		2		2,5				TE5
		6		1,4				H4-H5
				12,5				H5

Tableau IV-4: Variations des taux de sédimentations depuis les événements H5 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentations très forts >50 cm/ka.

Plus vers le sud-ouest, sur le haut fond de Portimão, de l'est vers l'ouest, les carottes CADI2KS19, CADI2KS20 et CADI2KS21 recoupent une période de temps de plus en plus récente. La carotte CADI2KS19, atteint l'événement TE5, la carotte CADI2KS20 atteint l'événement H2 et la carotte CADI2KS21 atteint le Younger Dryas.

Pendant l'événement H4, à l'est (CADI2KS19), les taux de sédimentation sont beaucoup plus élevés sur le haut fond de Portimão qu'au nord-est (CADI2KS01, CADKS23 et CADKS22 (Tab. IV-4). Par contre les taux de sédimentation de l'événement TE4 sont très

forts et comparables à ceux trouvés plus au nord-ouest (CADI2KS01). Au-dessus de l'intervalle H4-H3, un hiatus de sédimentation de tout le Quaternaire récent est présent (CADI2KS19). A l'est (CADI2KS20), au DMG, les taux de sédimentation augmentent régulièrement jusqu'à des valeurs moyennes. Durant l'événement H1, ces valeurs sont fortes au début et diminuent brusquement vers la fin. Pendant le Bölling-Allerød, les taux de sédimentation sont forts à nouveau et diminuent au Younger Dryas. Au début de l'Holocène inférieur, les taux de sédimentation augmentent brusquement à l'est (CADI2KS20) et à l'ouest (CADI2KS21). Ils sont très forts à l'ouest. Pendant l'événement TE3, les valeurs sont moyennes à l'est et à l'ouest. Pendant l'Holocène moyen, elles augmentent de l'est vers l'ouest et pendant l'événement TE2 les valeurs à l'est sont comparables à celles trouvées plus au nord-est (CADI2KS01). A l'Holocène supérieur, un hiatus de sédimentation peut être présent à l'est et à l'ouest. A l'est, l'Holocène supérieur peut être absent et à l'ouest l'Holocène supérieur est présent sur une faible épaisseur (Tab. IV-4). Depuis l'événement froid H2 jusqu'à la fin du Bölling-Allerød, les taux de sédimentation sont associés à une sédimentation où les particules silto-sableuses sont abondantes à l'est. A l'Holocène inférieur, ces taux sont associés à une sédimentation où les particules fines terrigènes sont abondantes et plus carbonatées à l'ouest.

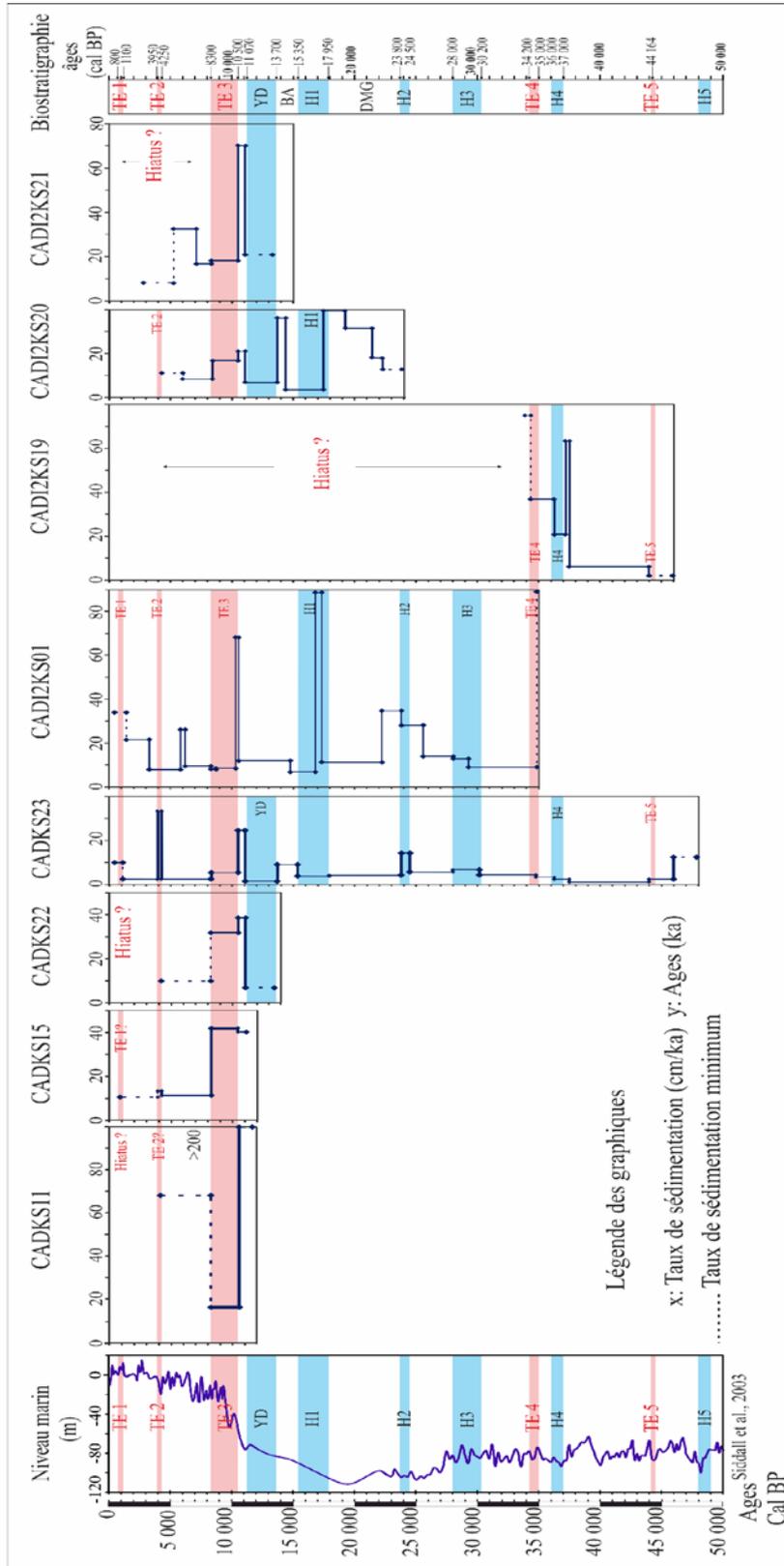


Figure IV-12: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de la branche PMB.

Sous l'influence de la branche sud (SMB)

Deux carottes ont été prélevées dans cette zone : CADKS17 et CADKS16. Les taux de sédimentation dans la carotte CAKS16 sont beaucoup plus forts mais ne peuvent pas être retenus à cause de problèmes techniques lors du carottage. Ils suivent cependant la même tendance que dans la carotte CADKS17 (Fig. IV-13 et Tab. IV-5).

Ride de Guadalquivir		EVENEMENTS
N	S	
CADKS16	CADKS17	
(66,6)	33,3	TE1
(54,3)	31,9	Hol Sup. tout
(126,6)	40	TE2
(35)	24,7	Hol. Moy. Début
(80,8)	29,8	Hol. Moy. tout
(81,2)	141	TE3
(95,4)	11	Hol Inf. Début
>3	11	YD
	151	BA
	20	H1

Tableau IV-5: Variations des valeurs des taux de sédimentation depuis l'événement H1 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

La carotte CADKS17 atteint l'événement H1, la carotte CADKS16 atteint le Younger Dryas (Tab. IV-5). Dans la dépression située sur la Ride du Guadalquivir (Fig. IV-1), les taux de sédimentation minimum sont moyens pendant l'événement H1. Au Bölling-Allerød, les valeurs sont exceptionnellement très fortes dans CADKS17 et ces valeurs diminuent brusquement jusqu'à des valeurs faibles pendant le Younger Dryas. Pendant l'Holocène inférieur, les taux de sédimentation d'abord faibles augmentent brusquement pendant l'événement TE3 où ils deviennent très forts. Pendant l'Holocène moyen et jusqu'à la fin de l'Holocène supérieur les taux de sédimentation sont forts et peu variables. Ils sont légèrement plus forts pendant les événements TE2 et TE1 dans la carotte (Tab. IV-5)

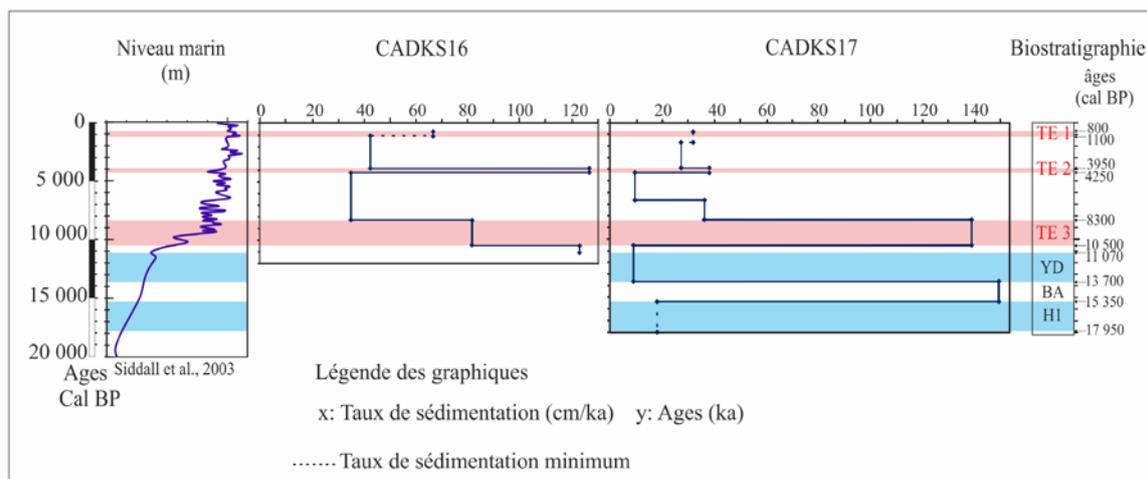


Figure IV-13: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes sous l'influence de la branche SMB.

IV.3.1.4 A la limite de l'action de la MOW Inférieure (MLW)

Dans cette zone, les environnements des quatre carottes sont totalement différents. Les carottes CADKS24 et CADKS25 sont situés à quelques kilomètres de la circulation de la branche SMB dans le Chenal de Cadix et les carottes CADI2KS17 et CADI2KS18 sont situées à l'ouest du débouché du Chenal de Gil Eanes à la limite de la MLW (Fig. IV-1).

Les carottes à proximité du Chenal de Cadix

La base des deux carottes, CADKS24 au sud, proche de la zone de débordement de la branche SMB, et CADKS25 au nord, dans la zone du volcan de boue, atteint l'événement H2 (Fig. IV-14 et Tab. IV-6). Les taux de sédimentation minimum de cet événement sont plus forts au nord qu'au sud.

Pendant le DMG, cette tendance continue. Cependant vers la fin du DMG, ces taux sont plus forts au sud. Pendant l'événement H1, les valeurs fortes sont identiques dans les deux environnements. A partir du Bölling- Allerød jusqu'à la fin l'Holocène inférieur, les taux évoluent différemment. Au nord, les taux de sédimentation diminuent régulièrement du Bölling-Allerød jusqu'à la fin de l'Holocène (CADKS25). Au contraire, pendant le Bölling-Allerød, les taux de sédimentation augmentent brusquement (valeurs très fortes) au sud et deviennent comparables à ceux observés à la même période dans la dépression située sur la

Ride du Guadalquivir (CADKS16 et CADKS17), puis diminuent au Younger Dryas. Ces valeurs restent toujours plus fortes qu'au nord. De plus pendant l'Holocène inférieur, les taux de sédimentation augmentent de nouveau brusquement jusqu'à des valeurs très fortes. Pendant l'événement TE3 (fin de l'Holocène inférieur) ces taux diminuent. De l'Holocène inférieur à l'Holocène supérieur, les variations des taux de sédimentation sont synchrones sur les deux sites. Les valeurs sont cependant plus fortes au sud qu'au nord (Tab. IV- 6, Fig.IV-14).

proximité du chenal Gil Eanes		proximité du chenal de Cadiz		EVENEMENTS
		N	S	
CADI2KS18	CADI2KS17	CADKS25	CADKS24	
13,2	> 16,3	15	28,4	Hol, tout
13,3	16,3		26,6	TE1
11,3		11,4	20,3	Hol Sup. tout
13,3		26,6	40	TE2
11,3		9,1	9,3	Hol. Moy. Début
12,3	43	17,9	24,6	Hol. Moy. tout
8		10,4	21,8	TE3
28		21	58,5	Hol Inf. Début
18		15,7	40,1	Hol. Inf. tout
1,1		21	31,8	YD
30,9		27,7	96	BA
16,1		40,3	39,6	H1
10		64,9	61,3	DMG
>3		47,1	35,7	H2

Tableau IV-6: Variations des taux de sédimentation depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

Les taux de sédimentation dans les deux environnements sont associés à une sédimentation où les particules fines terrigènes sont abondantes jusqu'à la fin du Younger Dryas et deviennent plus carbonatées durant l'Holocène.

Les carottes à proximité du chenal de Gil Eanes

La carotte CADI2KS18 a été prélevée à la périphérie du système chenal-levées de Tasyo, non loin du débouché du Chenal de Gil Eanes et la carotte CADI2KS17 dans le Chenal de Tasyo. Elles sont situées à plus de 75 km de la terrasse construite par le débordement de la MOW à l'est (Fig. IV-1).

La carotte CADI2KS17 est entièrement Holocène et constituée de sable fin et de silt sableux (Tab. IV- 6). La carotte CADI2KS18 atteint le sommet de l'événement H2. Pendant le DMG, les taux de sédimentation sont faibles, et sont très faibles si on les compare aux valeurs trouvées dans les deux sites précédents. Les taux de sédimentation augmentent progressivement de l'événement H1 jusqu'à la fin du Bölling-Allerød. Puis ces valeurs chutent brusquement pendant le Younger Dryas où elles sont très faibles. Pendant le début de l'Holocène inférieur ces valeurs augmentent et diminuent brusquement après l'événement TE3. Elles sont faibles au début de l'Holocène moyen et augmentent légèrement pendant l'événement TE2. A l'Holocène supérieur au contraire, les taux de sédimentation augmentent puis diminuent pendant l'événement TE1 (Tab. IV-6, Fig. IV-14). Pendant le DMG et l'événement H1, les taux de sédimentation sont associés à une sédimentation où les particules fines terrigènes sont abondantes et à partir du Bölling-Allerød à une sédimentation où les particules fines carbonatées augmentent.

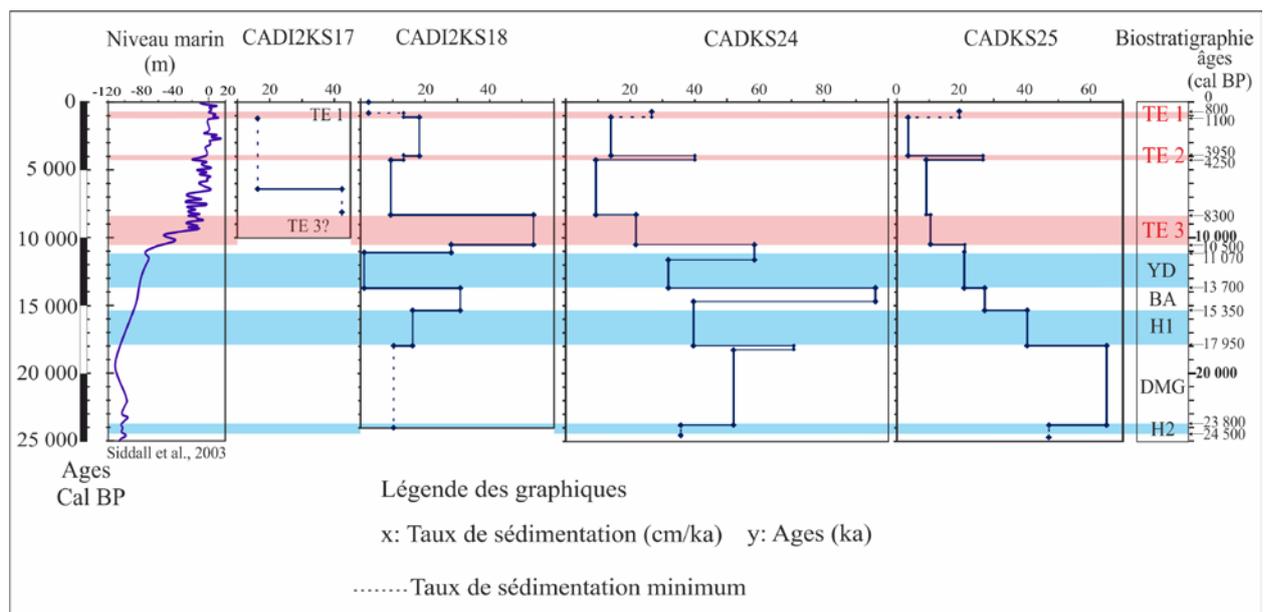


Figure IV-14: Les variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes à la limite de l'influence la branche SMB.

IV.3.1.5 Hors de l'influence de la MOW

Deux carottes CADI2KS05 (diapir de boue) et CADI2KS24 (haut de pente continentale) recoupent l'événement H2. La carotte CADI2KS23 (loupe de glissement en bordure d'un chenal turbiditique) a traversé un glissement de pente dans lequel il est possible de reconnaître des événements froids. La carotte CADI2KS22 prélevée à quelques kilomètres plus au nord-est a recoupé l'Holocène (Fig. IV- 1).

Les taux de sédimentation (Fig. IV-15 et Tab. IV-7) diminuent régulièrement depuis l'événement H2 jusqu'au Younger Dryas sur le site du diapir de boue (CADI2KS05). Au contraire ces valeurs sont beaucoup plus variables au niveau de la pente continentale (CADI2KS24; Tab. IV-7).

				EVENEMENTS
CADI2KS05	CADI2KS24	CADI2KS23	CADI2KS22	
34,6	32,9	26	28,9 ?	Hol, tout
23,3	26,6	6,6	26,6	TE1
23,2	32,1	18	30,8	Hol Sup. tout
58,9	66,6	10	66,3	TE2
20,9	28,3	18	7,5	Hol. Moy. Début
52,6	47,5	14	37	Hol. Moy. tout
19,6	18,5	67	8,7	TE3
36	36		?	Hol Inf. Début
22,1	22	(116) ?		Hol. Inf. tout
17,1	34,4	1,9 ?	?	YD
22,1	39	33,3 ?		BA
32,5	25,6	7,6 ?		H1
34,7	22,2	22,5 ?		LGM
49	>3	4,2 ?		H2

Tableau IV-7: Variations des taux de sédimentations depuis l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

Les taux de sédimentation durant le DMG et l'événement H1 sont les plus forts au sud (CADI2KS05). Des valeurs fortes se trouvent au niveau de l'événement TE2 pendant l'Holocène moyen (Fig. IV- 15).

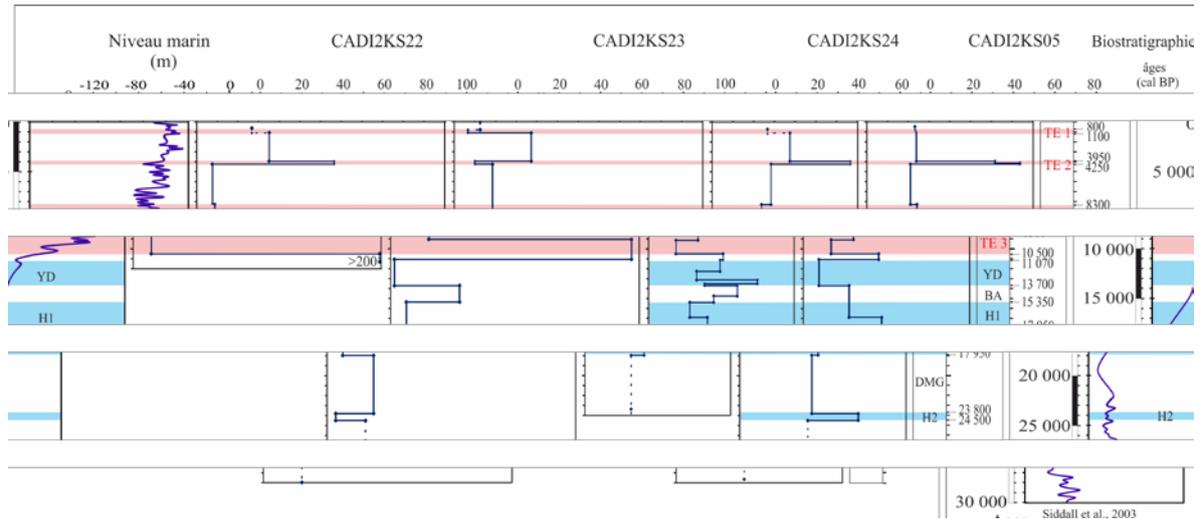


Figure IV-15: Variations des taux de sédimentation au cours de temps dans les carottes situées hors de l'influence de la circulation de la MOW.

IV.3.2. Synthèse régionale par périodes de temps

Nous présentons les variations des taux de sédimentation à l'échelle du Golfe de Cadix depuis l'événement H2 (23 800 cal. BP) jusqu'à l'Holocène. Pour chaque branche, ces variations sont décrites en termes de taux de sédimentation décroissants. Du sud-est vers le nord-ouest : la MOW inférieure (MLW) la plus proche de la zone de plongement de la MOW, puis la MOW supérieure (MUW), la branche intermédiaire de la MLW (IMB), la branche principale (PMB), la branche sud (SMB), la zone située à la limite de la circulation de la SMB et enfin la zone hors influence de la MOW.

IV.3.2.1 Pendant la période H2

- Sous l'influence de la MOW inférieure (MLW) au sud-est, directement en relation avec le lieu de plongement des eaux méditerranéennes, des taux de sédimentation forts et très forts (CADKS04) sont calculés au niveau de la levée contouritique géante (CADKS07 et MD99-2339; Fig. IV-16) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), les taux de sédimentation sont très forts au niveau des drifts de Faro (MD99-2337) et d'Albufeira (MD99-2336). Au sud-est, au nord du Chenal de Huelva les taux de sédimentation sont forts (MD99-2341) ;

- Sous l'influence de la branche intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**) les taux de sédimentation soulignent des hiatus de sédimentation (CADI2KS06) ;

- Sous l'influence de la branche principale (**PMB**), à l'ouest du Banc de Guadalquivir, des taux de sédimentation forts (CADI2KS01) ou moyens (CADKS23; Fig. IV-16) sont observés. A l'ouest, un hiatus de sédimentation de toute la fin du Quaternaire est présent au niveau du haut-fond de Portimão (CADI2KS19) ;

- Au sud-ouest, à la limite d'action de la branche inférieure (**SMB**), les taux de sédimentation minimum sont forts (CADKS25 et CADKS24). Au sud-est, les taux de sédimentation minimum sont faibles (CADI2KS18);

- Hors influence de la MOW (Fig. IV-16), des taux de sédimentation très forts sont observés (CADI2KS05) ou présentent des valeurs minimum très faibles (CADI2KS24).

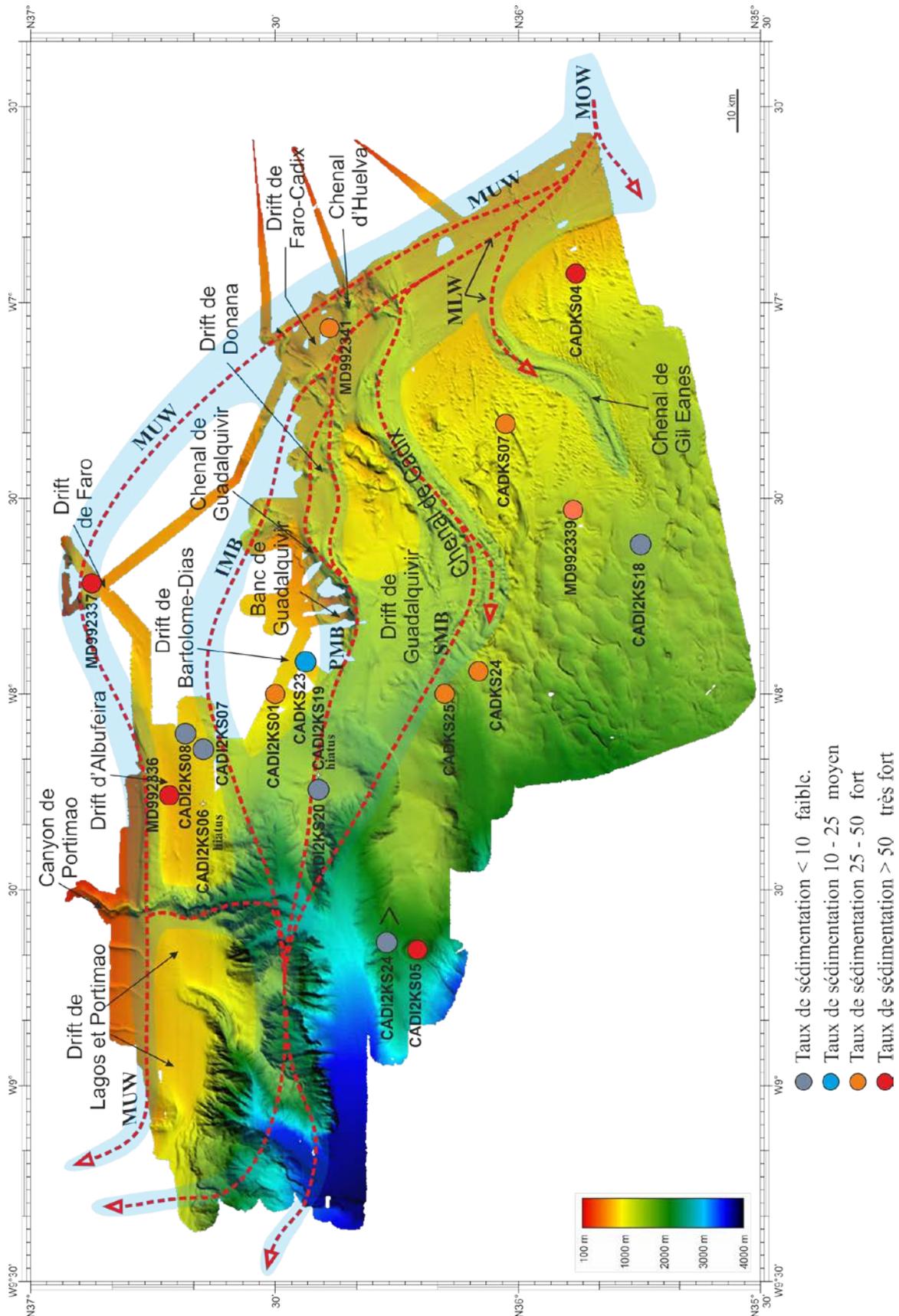


Figure IV-16: Répartition des taux de sédimentation pendant H2.

IV.3.2.2 Pendant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) : une baisse maximum du niveau marin relatif :

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), à l'ouest de la levée contouritique géante (MD99-2339; Fig. IV-17), les taux de sédimentation sont forts. Dans toutes les autres zones de la levée contouritique géante (CADKS04) et (CADKS07) ces taux sont moyens ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), les taux de sédimentation sont très forts au niveau du Drift de Faro (MD99-2337) et du Drift d'Albufeira (MD99-2336). Au sud-est, au niveau du Drift de Faro-Cadix, les taux de sédimentation sont moyens (MD99-2341). Un premier hiatus sédimentaire compris entre le DMG et l'intervalle H4-H5 et un deuxième hiatus entre le DMG et l'Holocène moyen sont présents sur le flanc ouest du Drift d'Albufeira (CADI2KS10).

- Sous l'influence de la branche intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**) les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS07 et CADI2KS08). A l'ouest, au niveau du Drift d'Albufeira (Fig. IV-17), un hiatus sédimentaire couvre tout le DMG. Ce hiatus est évalué à plusieurs milliers d'années, au moins de 36 539 ans (CADI2KS06) ;

- Sous l'influence de la branche principale (**PMB**), à l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation sont globalement moyens (CADI2KS01) mais fluctuent beaucoup entre des valeurs moyennes et faibles pendant toute la durée du DMG. A moins de 5 km plus au sud, les taux de sédimentation sont faibles (CADKS23). A l'ouest sur le haut-fond de Portimão, ces taux de sédimentation restent moyens (CADI2KS20) mais fluctuent également pendant toute la durée du DMG ;

- Au sud-ouest, à la limite d'action de la branche inférieure (**SMB**), les taux de sédimentation sont très forts (CADKS25 et CADKS24). A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont peu élevés ;

- Hors de l'influence de la MOW, les taux de sédimentation sont forts au niveau du diapir de boue (CADI2KS05) ou moyens au niveau de la pente continentale sud-est (CADI2KS24). Des valeurs faibles sont rares sauf pour CADI2KS23 (Fig. IV-17).

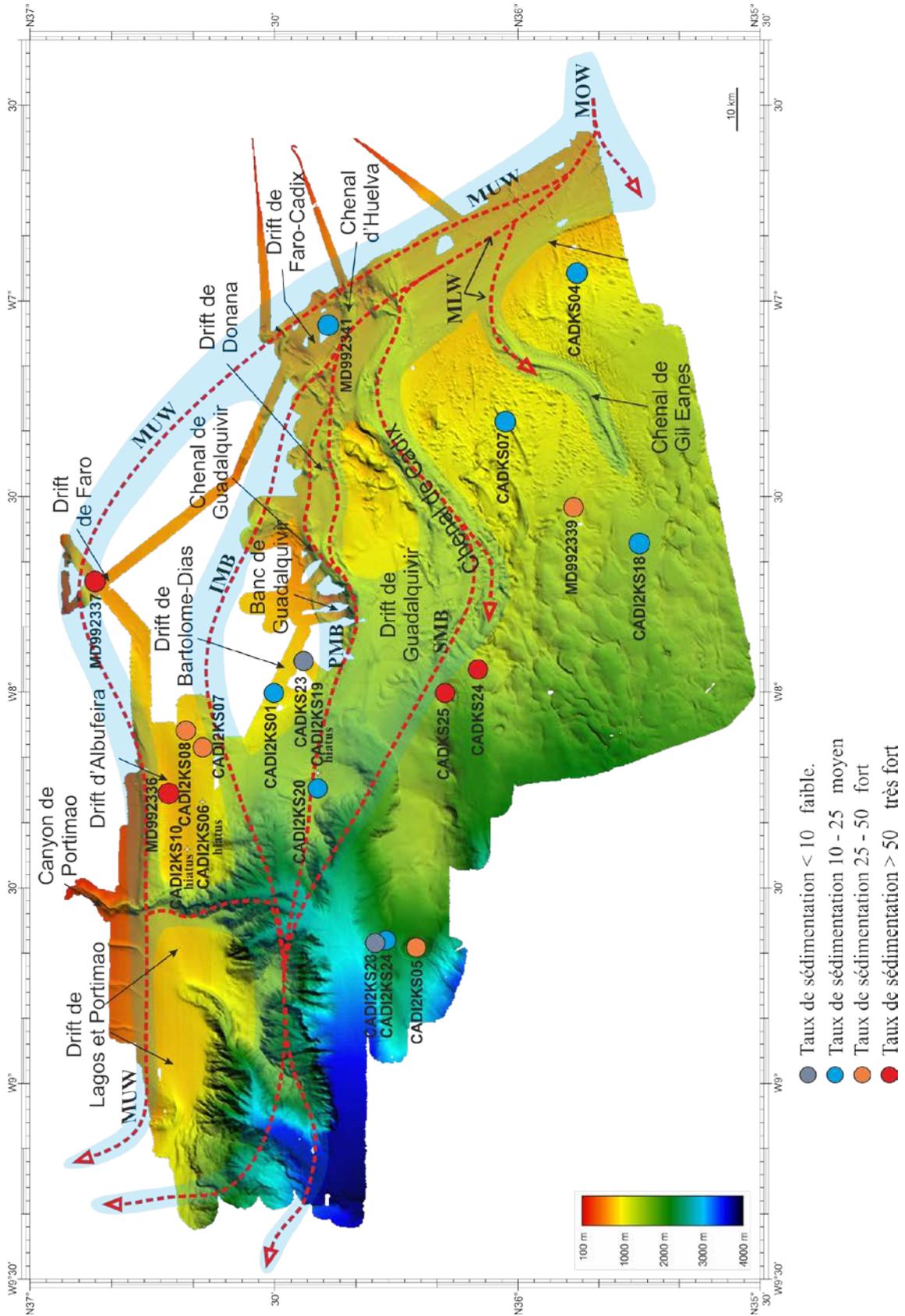


Figure IV-17: Répartition des taux de sédimentation pendant le DMG.

IV.3.2.3 Pendant l'événement H1 contemporain d'une remontée rapide du niveau marin relatif :

- Au sud-est, sous la circulation de la **MOW inférieure (MLW)**, les taux de sédimentation sont moyens (CADKS04). A l'ouest de la levée contouritique géante les taux de sédimentation sont forts (MD99-2339). Ils sont faibles au sud-est au niveau de la vallée allongée NE-SW sur la levée contouritique (CADKS07; Fig. IV-18) ;

- Sous la circulation de la **MOW supérieure (MUW)**, au niveau du Drift de Faro, les taux de sédimentation restent très forts (MD99-2337). Au sud-est, sur le Drift de Faro-Cadix les taux de sédimentation sont très forts (MD99-2341). Au niveau du Drift d'Albufeira les taux de sédimentation sont moyens (MD99-2336) ;

- Sous l'influence de la branche Intermédiaire (**IMB**), les taux de sédimentation sont moyens à forts (CADI2KS07 et CADI2KS08; Fig. IV-18). A l'ouest, au niveau du Drift d'Albufeira, un hiatus de sédimentation est présent ;

- Sous la circulation de la **branche principale PMB**, à l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation sont très forts (CADI2KS01). A moins de 5 km plus au sud, les taux de sédimentation sont faibles (CADKS23). A l'ouest, ces taux de sédimentation sont moyens sur le haut-fond de Portimão (CADI2KS20), mais ils fluctuent beaucoup pendant cet événement ;

- Sous l'action de la **branche sud (SMB)** au niveau du Drift du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont moyens (CADKS17; Fig. IV-18) ;

- Au sud-ouest, à la limite d'action de la circulation de la branche sud (SMB), les taux de sédimentation sont forts (CADKS25 et CADKS24). A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont moyens;

- Hors de l'influence de la MOW (Fig. IV-18), les taux de sédimentation sont forts au niveau du diapir de boue (CADI2KS05) et moyens au niveau de la pente continentale au sud-est (CADI2KS24).

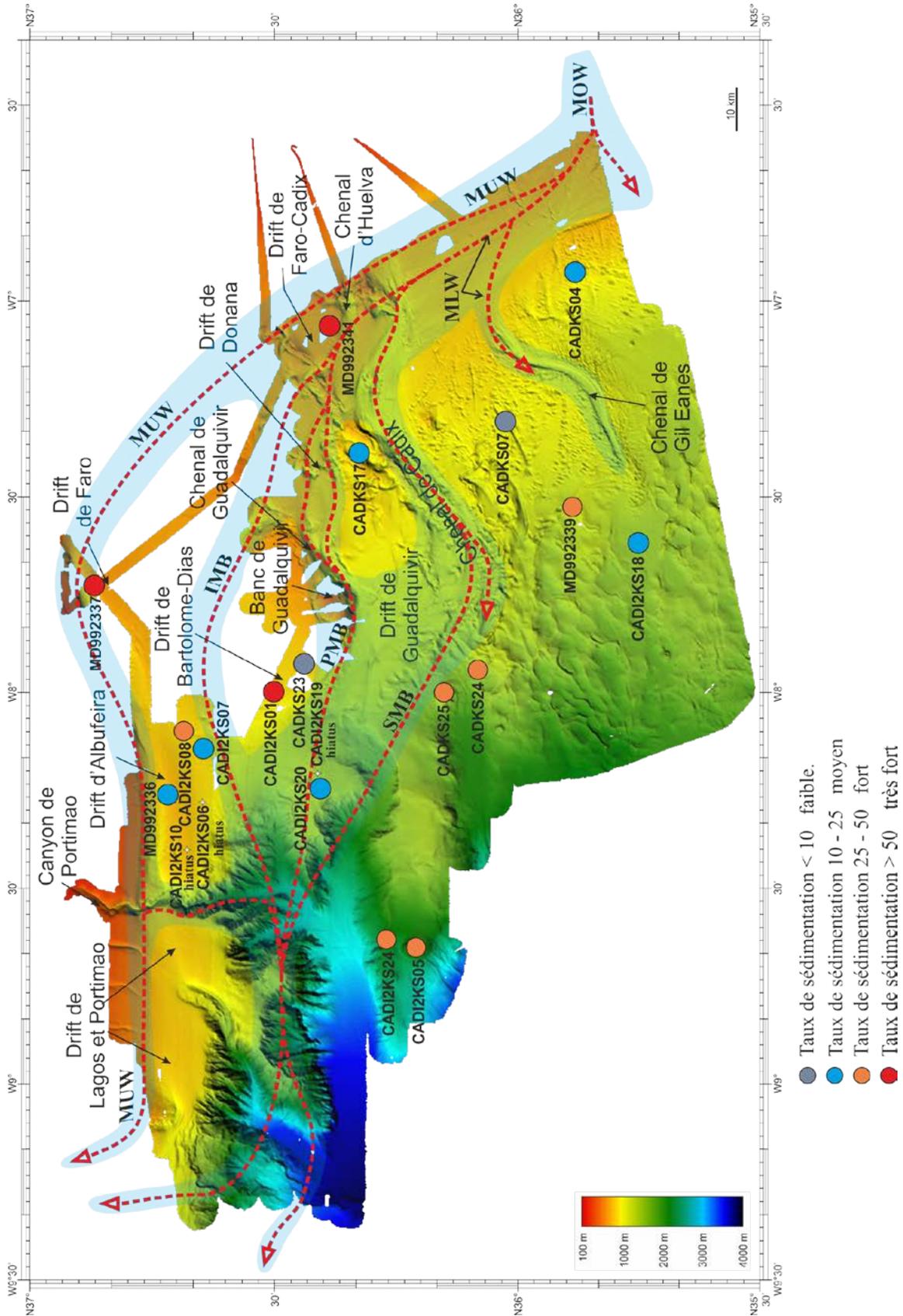


Figure IV-18: Répartition des taux de sédimentation pendant H1

IV.3.2.4 Pendant le Bölling-Allerød (BA) une remontée plus lente du niveau marin relatif :

- Au sud-est, sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), les taux de sédimentation restent moyens (CADKS04; Fig. IV-19). A l'ouest de la levée contouritique géante, les taux de sédimentation sont forts (MD99-2339). Ils sont moyens au sud-est, au niveau de la vallée allongée NE-SW (CADKS07) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), au niveau des drifts de Faro et d'Albufeira, les taux de sédimentation restent très forts (MD99-2337 et MD99-2336). Au sud-est, sur le Drift Faro-Cadix, les taux de sédimentation sont forts (MD99-2341) ;

- Au sud, sous l'influence de la branche intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**), les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS07 et CADI2KS08; Fig. IV-19). Ces taux varient pendant une période de temps très courte (ces valeurs peuvent atteindre au maximum 53,5 cm/ka). A l'ouest du Drift d'Albufeira un hiatus sédimentaire est présent ;

- Sous l'influence de la branche principale **PMB**, à l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation sont faibles (CADKS23) comme pour l'événement H1. A l'ouest, sur le haut-fond de Portimão, ces taux de sédimentation sont forts (CADI2KS20). Un hiatus de sédimentation (CADI2KS19) est présent ;

- Sous l'action de la branche sud (**SMB**), dans la dépression située au niveau de la Ride du Guadalquivir (Fig. IV-19), les taux de sédimentation sont très forts (CADKS17) ;

- Au sud, à la limite d'action de la branche sud (SMB), les taux de sédimentation sont très forts (CADKS24) et forts (CADKS25). Ces taux varient plus que pendant l'événement H1. A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS18) ;

- Hors de l'influence de la MOW, les taux de sédimentation sont forts au niveau de la pente continentale (CADI2KS24) et moyens au niveau du diapir de boue (CADI2KS05; Fig. IV-19).

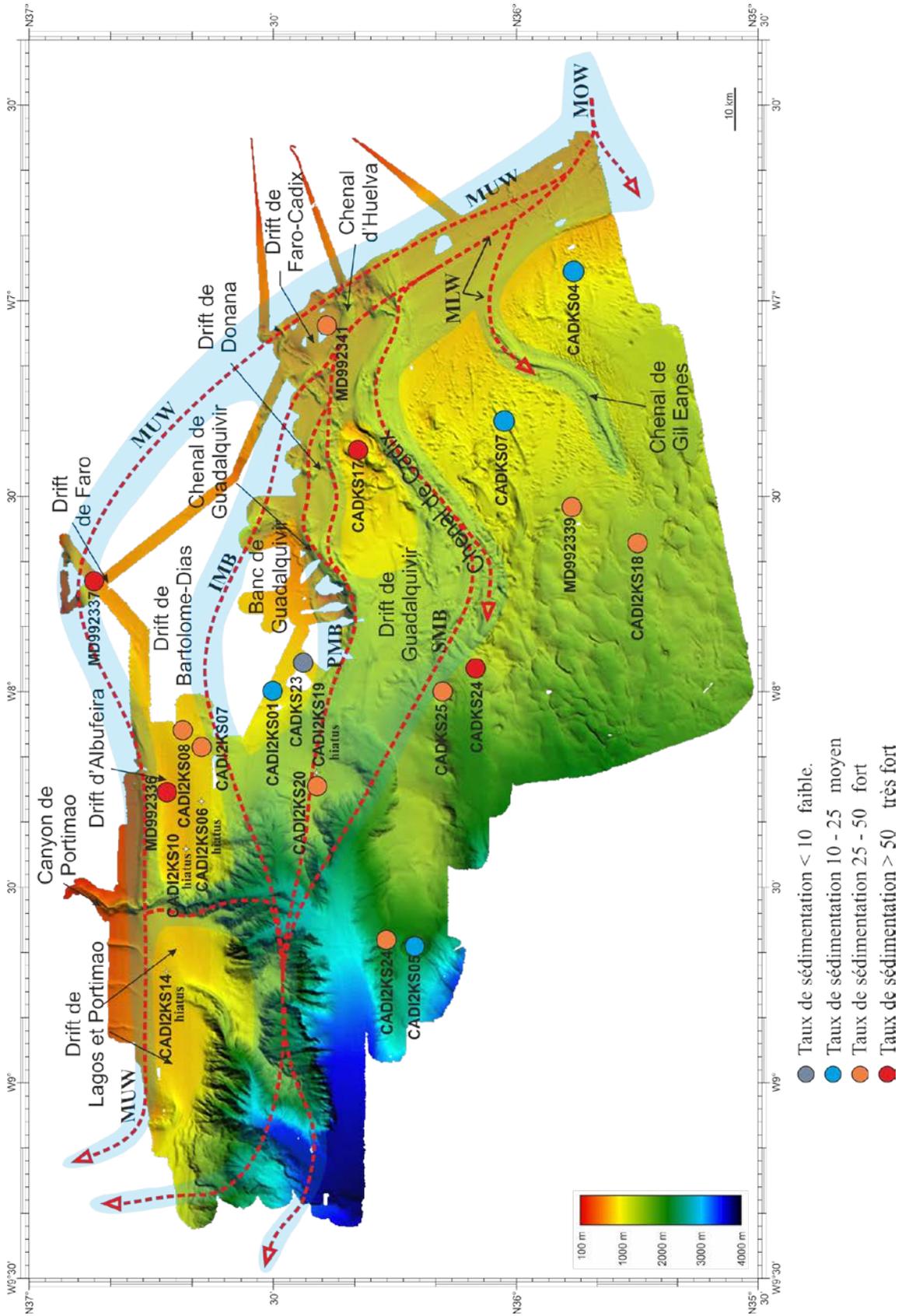


Figure IV-19 : Répartition des taux de sédimentation pendant le BA

IV.3.2.5 Pendant le Younger Dryas (YD) : une remontée plus lente du niveau marin relatif :

- Au sud-est, sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), les taux de sédimentation restent moyens (CADKS04). A l'ouest de la levée contouritique géante, les taux de sédimentation sont moyens (MD99-2339), faibles au nord-est (CADKS07; Fig. IV-20) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), au niveau des drifts de Faro et d'Albufeira, les taux de sédimentation sont moyens (MD99-2337 et MD99-2336). Au sud-est, au niveau du Drift de Faro-Cadix, les taux de sédimentation sont faibles (MD99-2341; Fig. IV-20). Sur ces trois sites, les taux diminuent par rapport à ceux du Bölling-Allerød. Comme pour l'événement H1 un hiatus de sédimentation est présent à l'ouest (CADI2KS10) sur le Drift d'Albufeira. A l'ouest, sur une terrasse au niveau du Canyon de Portimão, le taux de sédimentation est faible (CADI2KS11) ;

- Sous l'influence de la branche Intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**), les taux de sédimentation sont moyens à faibles (CADI2KS08 et CADI2KS07). Par rapport au Bölling-Allerød, ces taux diminuent fortement dans les deux environnements. A l'ouest, au niveau du Drift d'Albufeira, un hiatus sédimentaire est présent (CADI2KS06) ;

- Sous l'influence de la branche principale (**PMB**), à l'ouest de la Ride de Donana, (CADKS15) et au niveau du Banc de Guadalquivir (CADI2KS01, CADKS23 et CADKS22), les taux de sédimentation sont faibles (Fig. IV-20). Plus vers l'ouest, au niveau du haut-fond de Portimão, ces taux sont moyens (CADI2KS21). Un hiatus de sédimentation (CADI2KS19) est présent ;

- Sous l'influence de la branche sud (**SMB**), au niveau de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont moyens (CADKS17) et faibles (CADKS16) ;

- A la limite de la circulation de la branche sud (SMB), les taux de sédimentation sont forts (CADKS24) et moyens (CADKS25). Ces taux diminuent par rapport au Bölling-Allerød. A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont faibles (CADI2KS18) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation sont forts au niveau de la pente continentale (CADI2KS24) et moyens au niveau du diapir de boue (CADI2KS05). Ces taux diminuent légèrement par rapport au Bölling-Allerød.

IV.3.2.6 Pendant l'Holocène inférieur et une remontée du niveau marin relatif plus rapide :

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), au nord-est de la levée contouritique, le taux de sédimentation est moyen (CADKS07; Fig. IV-21). Il est faible à proximité du lieu de plongement des eaux méditerranéennes (CADKS04) et à l'ouest de la levée contouritique (MD99-2339) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), les taux de sédimentation sont très forts au niveau du Drift de Faro-Cadix (MD99-2341), moyens au niveau du Drift de Faro (MD99-2337) et faibles au niveau du Drift d'Albufeira (MD99-2336). Par rapport au Younger Dryas, les taux de sédimentation augmentent brusquement sur le Drift de Faro-Cadix et diminuent au niveau du Drift d'Albufeira. Un hiatus de sédimentation est présent à l'ouest (CADI2KS10) sur le Drift d'Albufeira (Fig. IV-21). Au niveau de la terrasse située dans le Canyon de Portimão, le taux de sédimentation est très fort (CADI2KS11). Par contre au niveau du Drift de Portimão, plus à l'ouest le taux de sédimentation est faible (CADI2KS14).

- Sous l'influence de la branche Intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**) les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS08 et CADI2KS07). A l'ouest, au niveau du Drift d'Albufeira (CADI2KS06), l'Holocène inférieur peut être présent sur une faible épaisseur ;

- Sous l'influence de la branche principale (**PMB**), à l'ouest de la Ride de Donana, les taux de sédimentation sont forts (CADKS15) à moyens durant l'événement TE2 (CADKS11). A l'ouest du Banc de Guadalquivir (Fig. IV-21), les taux de sédimentation varient très rapidement de forts (CADKS22) à faibles (CADKS23). Plus au nord-ouest, les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS01) mais ils augmentent par rapport au Younger Dryas. Au sud, sur le haut-fond de Portimão, les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS21) à moyens (CADI2KS20) et un hiatus de sédimentation est présent plus à l'est (CADI2KS19) ;

- Sous l'action de la branche sud (**SMB**), dans une dépression au niveau de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont très forts au sud. Au nord ces taux sont forts mais sont probablement surévalués (Fig. IV-21) ;

- A la limite d'action de la branche inférieure (MLW), les taux de sédimentation sont très forts dans la zone où le Chenal de Cadix permet le débordement de la SMB (CADKS24) et moyens au nord (CADKS25). Ces taux augmentent (CADKS24) ou restent stables (CADKS25) par rapport au Younger Dryas. A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont faibles (CADI2KS18) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation sont moyens au niveau de la pente continentale (CADI2KS24) et du diapir de boue (CADI2KS05) mais ils étaient forts au début de l'Holocène inférieur (Fig. IV-21). Au niveau de la loupe d'arrachement située sur la pente continentale de Portimão, le taux de sédimentation est probablement surévalué (CADI2KS23). Au niveau de la Vallée de Portimão, les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS22). Ils augmentent légèrement par rapport au Younger Dryas, sauf au niveau de CADI2KS24 où ils diminuent.

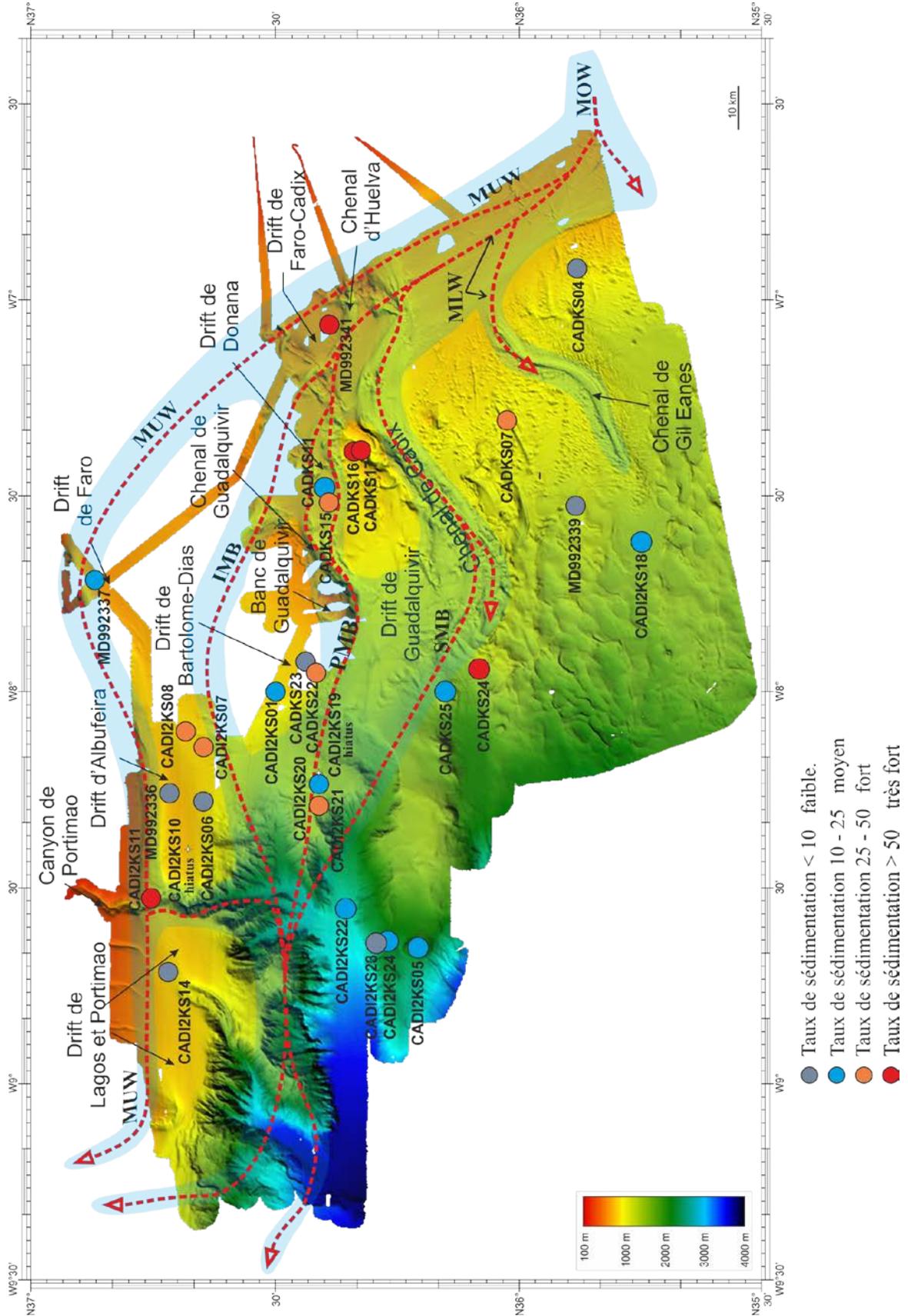


Figure IV-21: Répartition des taux de sédimentation pendant l’Holocène inférieur.

IV.3.2.7 Pendant l'Holocène moyen et une plus lente remontée du niveau marin relatif :

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**) le taux de sédimentation est moyen à l'ouest de la levée contouritique (MD33-2339). Il est faible à proximité du lieu de plongement des eaux méditerranéennes (CADKS04). Au nord-est de la levée contouritique des hiatus sont observés (CADKS07, CADKS09; Fig. IV-22) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), le taux de sédimentation est fort au niveau du Drift de Faro (MD99-2337) et au sud-est il est moyen (MD99-2341). Au niveau du Drift d'Albufeira le taux de sédimentation est faible (MD99-2336). Plus vers l'ouest au niveau de la terrasse du Canyon de Portimão, le taux de sédimentation est moyen (13,3 cm/ka, CADI2KS11). Par rapport à l'Holocène inférieur (Fig. III-21) ces taux diminuent au sud-est. A l'ouest au niveau du Drift d'Albufeira (CADI2KS10) le taux de sédimentation faible souligne un hiatus de sédimentation de plus de 18 000 ans ;

- Sous l'influence de la branche Intermédiaire de la MOW inférieure (**IMB**) au nord-est les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS08) à moyens (CADI2KS07). Par rapport à l'Holocène inférieur, ces taux sont stables. A l'ouest le taux de sédimentation est faible au niveau du Drift d'Albufeira (CADI2KS06; Fig. IV-22) ;

- Sous la circulation de la branche principale (**PMB**), à l'ouest de la Ride de Donana, les taux de sédimentation sont moyens (CADKS15). A l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation sont également moyens (CADKS23 et CADI2KS01) à faibles (CADKS22). Ils sont plus faibles que pendant l'Holocène inférieur. Au sud, sur le haut-fond de Portimão, les taux de sédimentation sont faibles à moyens (CADI2KS21). Ces taux sont minima car il existe un hiatus de sédimentation important de plus de 2444 ans à la fin de l'Holocène moyen (Fig. IV-22). Plus vers l'est, ces taux sont faibles (CADI2KS20) et un hiatus de sédimentation est présent également (CADI2KS19). Les taux de sédimentation diminuent légèrement par rapport à l'Holocène inférieur.

- Sous l'action de la circulation de la branche sud (**SMB**), au niveau de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont forts dans une dépression (CADKS16) et moyens plus au sud (CADKS17) ;

- A la limite d'action de la branche inférieure (MLW), les taux de sédimentation sont moyens (CADKS24 et CADKS25). A proximité du Chenal de Gil Eanes (Fig. IV-22) les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS17) et faibles plus au sud (CADI2KS18) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS24) à moyens (CADI2KS05). Dans la Vallée de Portimão (Fig. IV-22), ils sont moyens (CADI2KS22). Au niveau de la loupe d'arrachement située sur la pente continentale de Portimão, les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS23).

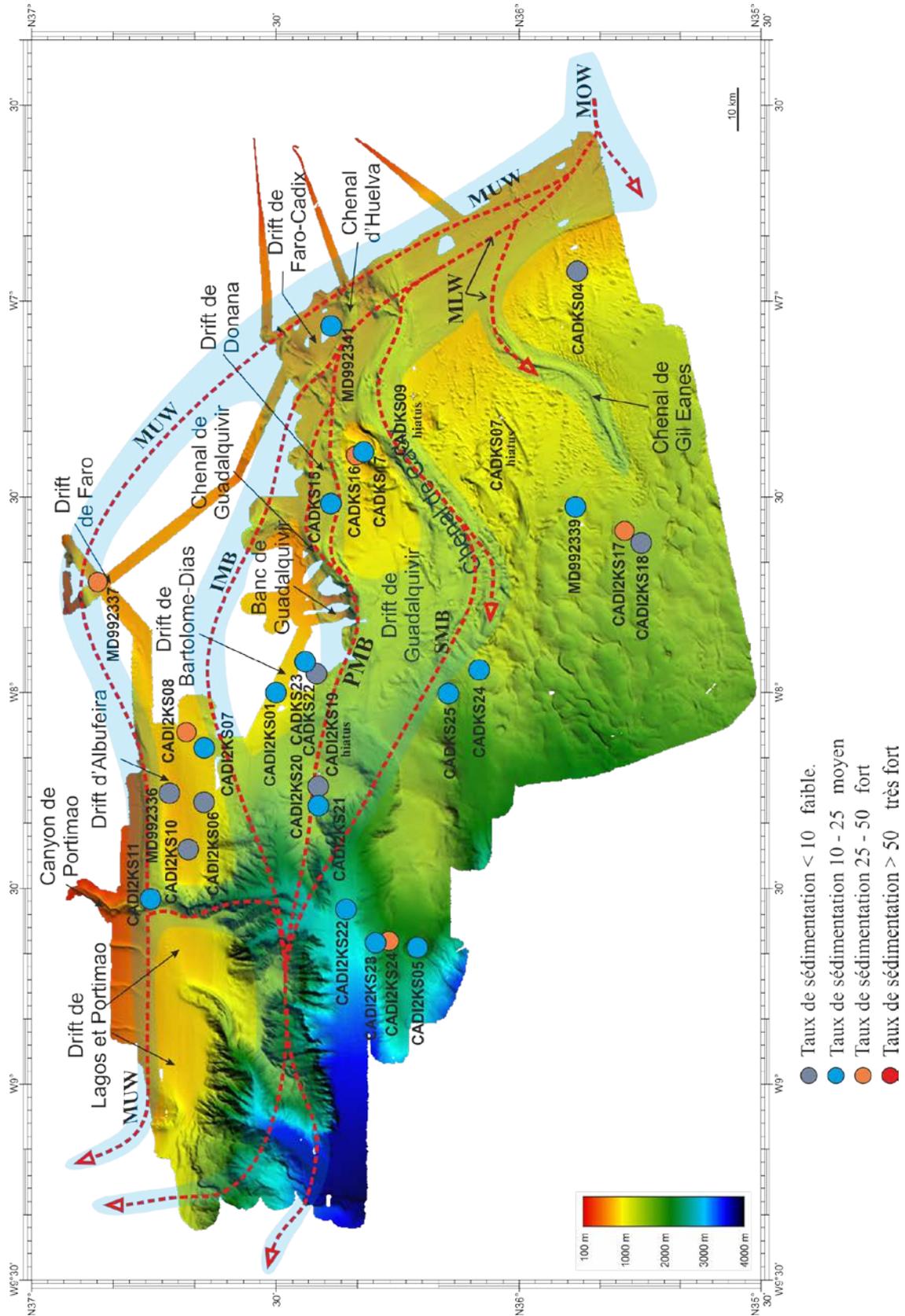


Figure IV-22: Répartition des taux de sédimentation pendant l'Holocène moyen.

IV.3.2.8 Pendant l'Holocène supérieur contemporain d'une lente remontée du niveau marin :

- Sous la circulation de la MOW inférieure (**MLW**), le taux de sédimentation est moyen à l'ouest de la levée contouritique (MD33-2339). Il est également moyen mais plus faible à proximité du lieu de plongement des eaux méditerranéennes (CADKS04). Au nord-est de la levée contouritique (Fig. IV-23) des hiatus sont observés (CADKS07, CADKS09) comme à l'Holocène moyen ;

- Sous la circulation de la MOW supérieure (**MUW**), le taux de sédimentation est moyen au niveau du Drift de Faro (MD99-2337). Le taux de sédimentation est faible (MD99-2336 et CADI2KS10) au niveau du Drift d'Albufeira (Fig. IV-23). A l'est, ce taux de sédimentation est également faible (MD99-2341). Dans le Canyon de Portimão et au niveau d'une terrasse située sur le flanc ouest, le taux de sédimentation est très fort (CADI2KS13; Fig. IV-23). Un peu plus au sud-est, au niveau de deux terrasses, l'une située très près de la fosse Alvarez Cabral, on observe un hiatus de sédimentation (CADI2KS11). Plus au sud-est le taux de sédimentation est très fort et peut atteindre des valeurs exceptionnellement élevées (CADI2KS12) ;

- Sous l'influence de la branche Intermédiaire (**IMB**), les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS08 et CADI2KS07). Par rapport à l'Holocène moyen ces taux sont stables. Un hiatus de sédimentation est présent au niveau du flanc sud-est d'Albufeira (CADI2KS06) ;

- Sous la circulation de la branche principale (**PMB**), à l'ouest de la Ride de Donana, les taux de sédimentation sont moyens (CADKS15). A l'ouest du Banc de Guadalquivir, ils diminuent (CADKS23) et deviennent plus forts au nord-ouest (CADI2KS01). Un hiatus de sédimentation est présent quelques km plus au sud (CADKS22). Sur le haut-fond de Portimão, le taux de sédimentation est faible (CADI2KS21). Ce taux peut être un taux de sédimentation minimum si l'on considère que le hiatus observé à l'Holocène moyen peut concerner aussi l'Holocène supérieur. Plus vers l'est des hiatus de sédimentation sont mis en évidence. Ces taux sont plus faibles que pendant l'Holocène inférieur (Fig. IV-23) ;

- Sous l'action de la circulation de la branche sud (**SMB**), dans la dépression au niveau de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont forts (CADKS16 et CADKS17) ;

- A la limite d'action de la branche inférieure (MLW), les taux de sédimentation sont moyens (CADKS24, CADKS25). Ils diminuent par rapport à l'Holocène moyen. A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS17, CADI2KS18) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS22, CADI2KS24) et moyens (CADI2KS05). Au niveau de la loupe d'arrachement située sur la pente continentale de Portimão, les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS23). Par rapport à l'Holocène moyen ils restent constants au niveau du diapir (CADI2KS05) et augmentent au niveau de la pente continentale (Fig. IV-23).

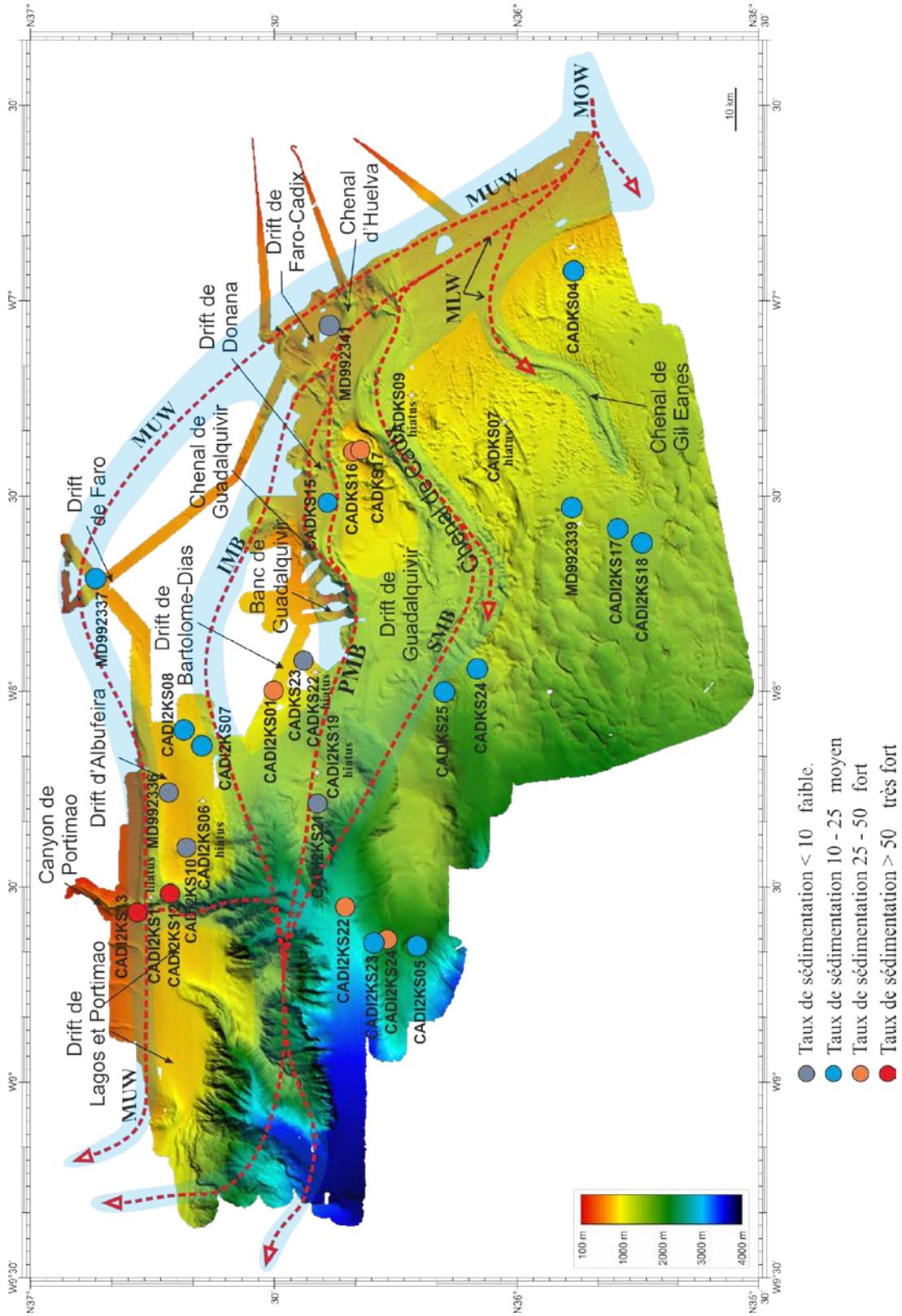


Figure IV-23: Répartition des taux de sédimentation pendant l’Holocène supérieur.

IV.3.2.9 Les taux de sédimentation des événements TE1, TE2 et TE3 situés dans la période Holocène

Pendant l'événement TE3 à la fin de l'Holocène inférieur :

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), les taux de sédimentation sont très variables sur la levée contouritique : forts (CADKS09), moyens (CADKS07), à faibles (MD99-2339; Fig. IV-24) ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), les taux les plus élevés sont au niveau du Drift de Faro-Cadix (MD99-2341), diminuent vers le Drift de Faro (MD99-2337). Sur le Drift d'Albufeira, un hiatus de sédimentation est présent à l'ouest (CADI2KS10). Au niveau de la terrasse située dans le canyon de Portimão, le taux de sédimentation est fort (CADI2KS11) ;

- Sous la circulation de la branche Intermédiaire (**IMB**) au niveau du Drift d'Albufeira les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS08) à moyens (CADI2KS07) où ils diminuent presque de moitié;

- Sous la circulation de la branche principale (**PMB**), à l'est les taux de sédimentation varient très rapidement en quelques kilomètres. Vers l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation les plus forts sont situés au sud du Banc du Guadalquivir (CADKS22). Ils sont faibles (CADKS23) à moyens vers le nord (CADI2KS01). Sur le haut-fond de Portimão les taux sont moyens (Fig. IV-24) ;

- Sous l'action de la branche sud (**SMB**), au niveau de la dépression au sud de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont très forts, les plus forts de la région ;

- A la limite d'action de la branche sud (SMB), les taux de sédimentation sont moyens (CADKS24) ou beaucoup plus faibles (CADKS25). A proximité du Chenal de Gil Eanes, les taux de sédimentation sont très forts (CADI2KS18 et CADI2KS17) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation varient au niveau de la Vallée de Portimão de valeurs faibles (CADI2KS22) à moyennes (CADI2KS24, CADI2KS05 et CADI2KS23; Fig. IV-24).

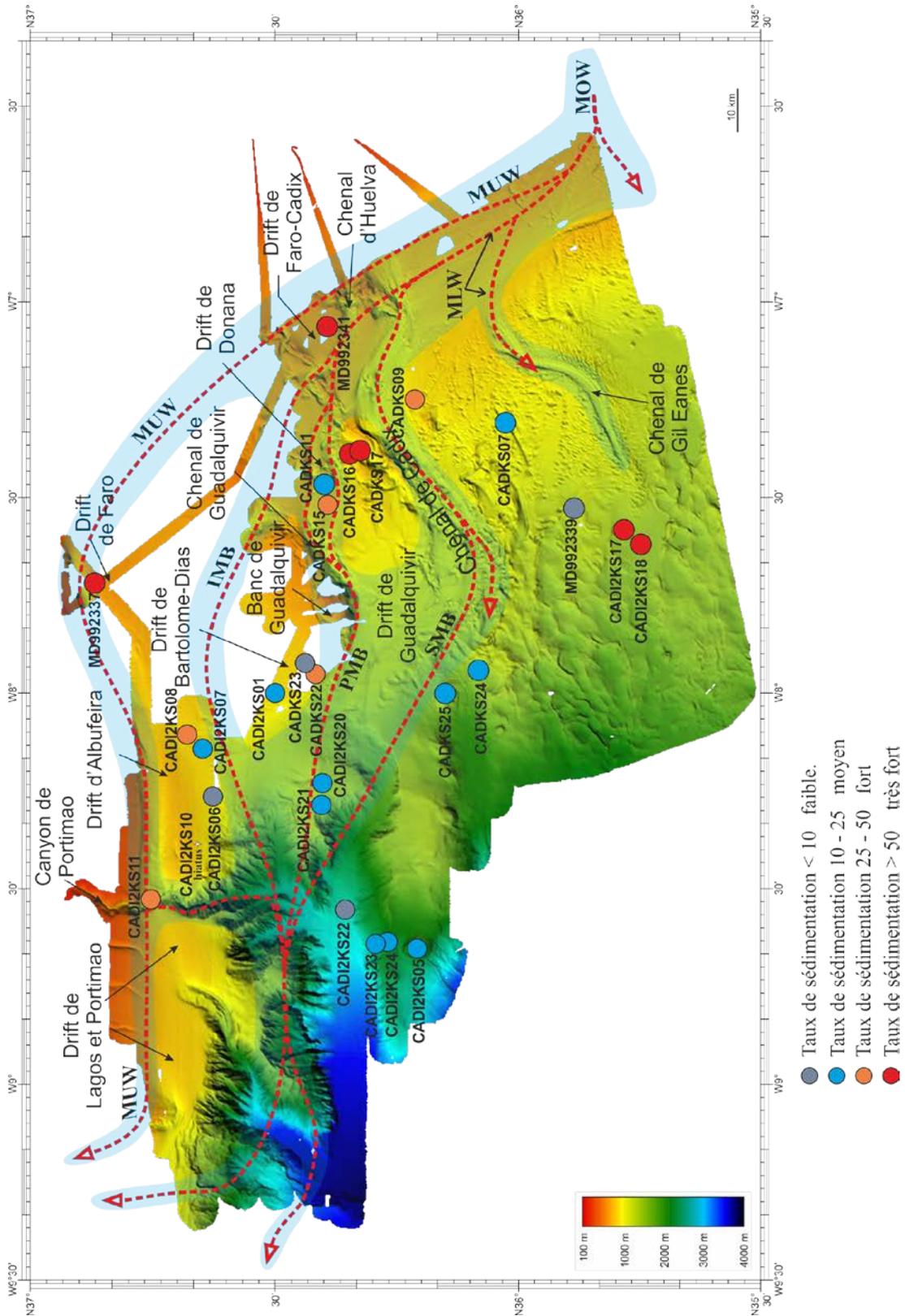


Figure IV-24: Répartition des taux de sédimentation pendant TE 3.

Pendant l'événement TE2 à la fin de l'Holocène moyen

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), cet événement est présent dans la seule carotte située à l'est et le taux de sédimentation est moyen (CADKS04; Fig. IV-25). Au nord-est de la levée contouritique des hiatus de tout l'Holocène moyen sont observés ;

- Sous l'influence de la MOW supérieure (**MUW**), le taux de sédimentation le plus élevé est très fort au niveau du Drift de Faro (MD99-2337). Au niveau des terrasses situées dans le Canyon de Portimão les taux de sédimentation sont moyens. Sur le Drift de Lagos-Portimao le taux est très faible (CADI2KS14) ;

- Au nord-est, sous l'influence de la branche Intermédiaire (**IMB**), les taux de sédimentation sont forts (CADI2KS08) à moyens (CADI2KS07; CADI2KS06) ;

- Sous la branche principale (**PMB**), à l'ouest de la Ride de Donana (Fig. IV-25), les taux de sédimentation sont moyens (CADKS15). Un hiatus sédimentaire existe au niveau de la carotte CADKS11. A l'ouest du Banc de Guadalquivir, les taux de sédimentation sont variables sur de très faibles distances; fort au niveau de la carotte CADKS23 et faible (CADKS22). Plus à l'ouest (CADI2KS01) et sur le haut-fond de Portimão les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS20) ;

- Sous l'influence de la branche sud (**SMB**) au niveau de la dépression située sur la Ride du Guadalquivir, le taux de sédimentation est fort (CADKS17) ;

- à la limite d'action de la branche inférieure (MLW) les taux de sédimentation moyens sont plus forts au sud (CADKS24) qu'au nord (CADKS25). Le taux à proximité du Chenal de Gil Eanes est moyen (CADI2KS18) ;

- Hors de l'influence de la MOW (Fig. IV-25), les taux de sédimentation sont très forts dans la vallée profonde de Portimão (CADI2KS22), sur la pente continentale de Portimão (CADI2KS24) et plus au sud sur le diapir (CADI2KS05). Au niveau de la cicatrice de glissement les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS23).

Pendant l'événement TE1 à la fin de l'Holocène supérieur :

- Sous l'influence de la MOW inférieure (**MLW**), la distribution des taux de sédimentation est la même que pendant l'événement TE2 ;

- Sous la circulation de la MOW supérieure (**MUW**), le taux de sédimentation au niveau du Drift de Faro est moyen (MD99-2337). Vers l'ouest, au niveau des terrasses situées dans le Canyon de Portimão (CADI2KS13 et CADI2KS12), les taux de sédimentation sont exceptionnellement très forts (Fig. IV-26) ;

- Au nord-est, sous l'influence de la branche Intermédiaire (**IMB**), le taux de sédimentation est moyen au sud (CADI2KS08) et très fort au nord (CADI2KS07) ;

- Sous la branche principale (**PMB**), cet événement est observé dans trois carottes seulement. Les taux de sédimentation sont moyens au nord de la ride de Guadalquivir (CADKS15) et vers l'ouest (CADKS23). Au nord-ouest, sur le Banc du Guadalquivir le taux de sédimentation est fort (CADI2KS01). Au niveau du haut-fond de Portimão, un hiatus est observé dans les trois carottes ;

- Sous l'influence de la branche sud (**SMB**), au niveau de la Ride du Guadalquivir, les taux de sédimentation sont très forts (CADKS16) à forts (CADKS17) ;

- A la limite d'action de la branche inférieure (MLW), le taux de sédimentation au sud (CADKS24) est plus fort qu'au nord (CADKS25). A proximité du Chenal de Gil Eanes ; les taux de sédimentation sont moyens (CADI2KS17 et CADI2KS18) ;

- Hors influence de la MOW, les taux de sédimentation forts ne varient pas beaucoup entre les différentes carottes à l'exception de la carotte prélevée dans la cicatrice de glissement où il est faible (CADI2KS23).

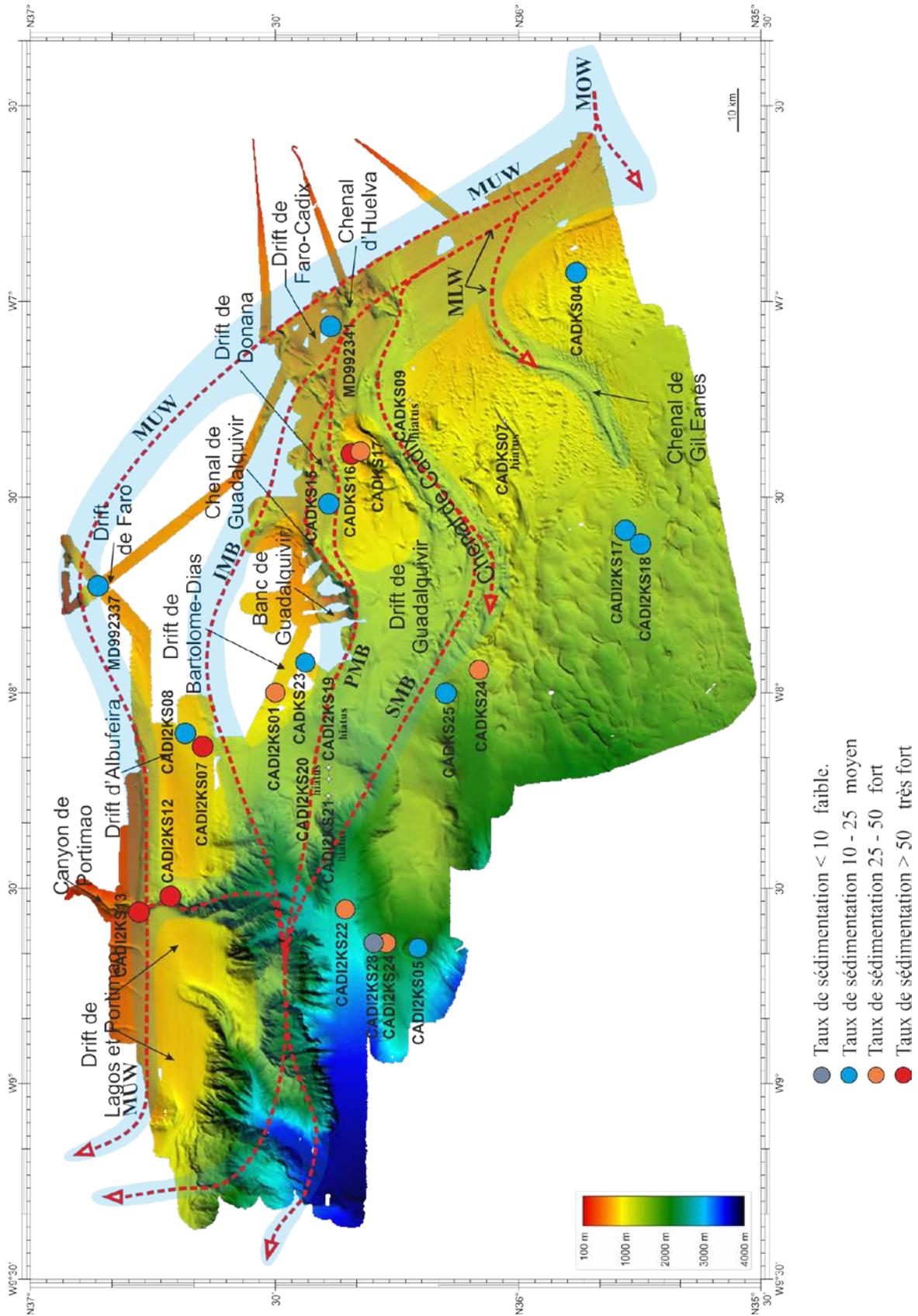


Figure IV-26: Répartition des taux de sédimentation pendant TE 1.

IV.3.3. Synthèse des taux de sédimentation

Les taux de sédimentation très forts à forts (Tab. IV-8) se rencontrent:

- sous la circulation de la **MUW** au niveau des drifts. Au niveau de chaque **drift**, des variations dans les valeurs des taux de sédimentation sont observés suivant les périodes étudiées de l'événement H2 jusqu'à l'Holocène supérieur. A l'Holocène supérieur, les taux sont exceptionnellement élevés au niveau des terrasses dans le Canyon de Portimão ;

- Sous la circulation de l'**IMB**, à l'ouest du Banc du Guadalquivir pendant l'événement H1; au nord-est du Drift d'Albufeira (au sud et au nord, mais plus fort au sud) pendant le Bölling-Allerød; à l'Holocène inférieur et à l'Holocène moyen (au nord) ; à l'Holocène supérieur (au sud) ;

- sous la circulation de la **PMB** à l'ouest du haut-fond de Portimão pendant le Bölling-Allerød ; à l'Holocène inférieur au niveau de la Ride du Guadalquivir, à l'ouest du Banc du Guadalquivir et du haut-fond de Portimão ; à l'ouest du Banc de Guadalquivir à l'Holocène supérieur ;

- Sous la circulation de la **SMB** pendant le Bölling-Allerød (au sud, Ride de Guadalquivir); à l'Holocène inférieur (au sud, Ride de Guadalquivir où les valeurs sont deux fois moins fortes qu'au Bölling-Allerød, à l'Holocène moyen (au sud, Ride de Guadalquivir) où ces taux continuent à diminuer et à l'Holocène supérieur ces valeurs sont stables ;

- A la limite de la circulation de la MLW, au sud (zone de débordement du Chenal de Cadix) et au nord (zone de diapir de boue) pendant l'événement H2, le DMG et l'événement H1 ; au sud, les valeurs sont très élevées pendant le Bölling-Allerød et moins fortes au niveau du Chenal de Gil Eanes à l'Holocène moyen ;

- En dehors de l'influence de la MOW pendant l'événement H2, le DMG et l'événement H1, et pendant l'Holocène moyen (diapir, pente et vallée turbiditique); au niveau de la pente continentale et au niveau de la vallée à l'Holocène supérieur. Pendant le Younger Dryas les valeurs diminuent brutalement. Les valeurs les plus fortes sont situées dans deux zones à la limite de la zone de circulation de la branche SMB et dans la zone hors influence de la MOW.

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

Temps	HORS INFLUENCE				Limite SMB				SMB		PMB								IMB				MUW						Levee contouritique				Temps				
											Haut Fond				Banc Guadalquivir				Ride Guadaquivir				Flanc SE Albufera				terrasses Canyon			Drift				Ouest	Nod Ouest	Sud-Est	
											Portimao				N S				Nord Est				Sud Nord		W	Portimao		Albufera		Faro-Cadix							
	CAD12 05	CAD12 KS24	CAD12 KS23	CAD12 KS22	CAD12 KS18	CAD12 KS17	CAD KS25	CAD KS24	CAD KS16	CAD KS17	CAD12 KS21	CAD12 KS20	CAD12 KS19	CAD KS23	CAD KS22	CAD KS01	CAD KS15	CAD KS11	CAD KS14	CAD KS12	CAD12 KS06	CAD12 KS07	CAD12 KS08	CAD12 KS14	CAD12 KS13	CAD12 KS11	CAD12 KS12	CAD12 KS10	MD99-2336	MD99-2337	MD99-2341	MD99-2339		CAD KS09	CAD KS07	CAD KS04	
Hol, tout	34,6	32,9	26	28,9?	13,2	>16,3	15	28,4	75	42	29,1 et hiatus	14,3	hiatus	13	26,7	22,3	21,6	(82?)		28,6	27,8			>195	14 et hiatus	>241	1 et hiatus	9,5	34,3	49,9	19	hiatus et 32,3	hiatus et 13,6	28,4	Hol, tout		
TE1	23,3	26,6	6,6	26,6	13,3	16,3	19	26,6	(66,6)	33,3	pas vu	?	?	10	33	10,5	?	?	?	53,8	16,6	(?)	178		135			17,5			?	?	16,6	TE1			
Hol Sup. tout	23,2	32,1	18	30,8	11,3		11,4	20,3	(54,3)	31,9	8,2	?	?	6,3		29,8	10,5	?	?	40,8	16,5					241	1	<9		11?	27	?	?	14,4	Hol Sup. tout		
TE2	58,9	66,6	10	66,3	13,3		26,6	40	(126,6)	40	(?)	11,1?	?	33,3	9,8?	21	13,3	?	?	24,6	36	(?)				24			66			?	?	16,6	TE2		
Hol. Moy. Debut	20,9	28,3	18	7,5	11,3		9,1	9,3	(35)	24,7	(?)	9,3	?			11,3		?	?	21,7	29,1				?			27,6			?	?		Hol. Moy. Debut			
Hol. Moy. tout	52,6	47,5	14	37	12,3	43	17,9	24,6	(80,8)	29,8	21,3	9,7	?	2,4	9,8	16,1	12,3	(67)?	?	<7	23,1	31,8			?		<9	47,9	17?	15,4	?	?	11,2	Hol. Moy. tout			
TE3	19,6	18,5	67	8,7	8		10,4	21,8	(81,2)	141	18	16,7	?	5,4	31,8	25,5	41,8	16,8	?	?	16	34,7			25			52,3	97,7	15?	32,3?	13,6	pas vu	TE3			
Hol Inf. Debut	36	36		?	28		21	58,5	(95,4)	11	70	21	?	24,5	38,6		41,3	(67)	?	?	60,7	29,4			200			8,7	25,7				4,3	Hol Inf. Debut			
Hol. Inf. tout	22,1	22	(116)?		18		15,7	40,1		76	44	18,9	?	15,2	35,2	?	41,3	(342)	?	?	(?)	27,2	32,1			83	?	<9	30,2	73	10		13,7	7,3	Hol. Inf. tout		
YD	17,1	34,4	1,9?	?	1,1		21	31,8	>3	11	21	6,8	?	1,5	6,8	?	>3	?	?	(?)	25,2	13	(P?)		10,3		?	17	19	9,3	21		9,1	10,5	YD		
BA	22,1	39	33,3?		30,9		27,7	96		151		36	?	9	?		?	?	?	(?)	40,7	26,3	(P?)				?	72,7	87,8	30,3	32		24,2	12,1	BA		
H1	32,5	25,6	7,6?		16,1		40,3	39,6		20		21,6	?	3,8			?	?	?	?	21,7	25,6					?	17,3	51,9	64,1	31		3,8	17,5	H1		
LGM	34,7	22,2	22,5?		10		64,9	61,3				22,4	?	4,3	19					?	18,8	23,3					2,3?	55	124	23,5	40,3		22,2	20,2	LGM		
LGM Debut								52				?			34					?															LGM Debut		
H2	49	>3	4,2?		>3		47,1	35,7				>3	?	14,3	34,6					?								57	92	34,8	37,2		40	57	H2		
H2-H3	32,8		18,5?										?	5,7	28													32,8	30	65	36		34,8	8,6	H2-H3		
H3	>2		18,5?										?	6,8	16,3													22	50	13,7	33		>0,3	8,2	H3		
TE4															75	4,3	78,4																	2,5	TE4		
H4-H3															2,4		61,3												5,7	50	387?	40		1,9	H4-H3		
H4															42	2,4												24		28	49,2			1,6	H4		
TE5															2	2,5											2,3			130					TE5		
H5-H4															6	1,4												3		89				1	H5-H4		
H5																												40		30					H5		
H5-H6																												20								H5-H6	

Tableau IV-8: Tableau général des variations de taux de sédimentations dans le Golfe de Cadix. Valeurs en **noir** : taux de sédimentation faibles < 10 cm/ka; en **bleu** : taux de sédimentation moyens 10-25 cm/ka; en **vert** : taux de sédimentation forts 25-50 cm/ka; en **rouge** : taux de sédimentation très forts >50 cm/ka.

**Chapitre IV : Synthèse : évolution des taux de
sédimentations et des processus sédimentaires à différentes
échelles de temps**

Hassan, 2014

IV.3.4. Comparaison des taux de sédimentation entre les périodes chaudes et froides

Pendant les événements H2, H1 et le DMG, la sédimentation présente une alternance de séquences de contourites où les unités granocroissantes ou granodécroissantes ont des épaisseurs variables et sont plus ou moins bien marquées dans la sédimentation (Hanquiez, 2006; Toucanne et al., 2007; Hassan, 2009).

La répartition des taux de sédimentation dans le Golfe de Cadix montrent que pendant le DMG, sous la circulation de la branche supérieure MUW, la sédimentation est maximum soit au nord (drifts contouritiques) soit à la limite d'action de la branche sud, SMB (dans cette zone la branche SMB peut déborder vers le sud à la faveur de brèches ou de zones basses). Sous la circulation de la branche MLW au sud-est et de la branche IMB au nord-ouest la sédimentation est encore élevée. Par contre sous la circulation de la branche PMB les taux de sédimentation diminuent. Hors influence de la circulation de la MOW, la sédimentation est importante, mais moins qu'au nord-est au niveau des drifts. Cette répartition des taux s'expliquerait par une diminution de la circulation sous l'influence de la branche supérieure et de la branche IMB (Hanquiez, 2006; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007) et une intensification de la circulation de la branche MLW au sud-est.

Pendant l'événement H1, période de remontée rapide du niveau marin cette situation se modifie à l'ouest au niveau du Drift d'Albufeira. La sédimentation diminue par rapport au Drift de Faro au nord-est, où la sédimentation est encore élevée. La sédimentation sous la branche IMB reste élevée ainsi qu'à l'ouest du Banc du Guadalquivir sous la circulation de la branche SMB. Par rapport au DMG, à la limite d'action de la branche sud, SMB les taux de sédimentation diminuent d'un tiers. Par contre, au sud-est la sédimentation est aussi élevée que pendant le DMG.

Pendant le Younger Dryas, période de remontée rapide du niveau marin, au contraire les taux de sédimentation diminuent fortement sous la circulation de toutes les branches de la MOW. La sédimentation la plus élevée se situe à la limite de l'influence de la circulation de la branche sud, SMB et hors circulation de la MOW, au niveau de la pente continentale. Ce schéma de répartition de la sédimentation peut être mis en relation avec une période de circulation accrue de la MOW pendant cet événement (Hanquiez, 2006; Toucanne, 2005; Toucanne et al., 2007).

Pendant les périodes plus tempérées du Bölling-Allerød et de l'Holocène inférieur, la remontée du niveau marin se poursuit plus lentement. Le schéma de répartition des taux de sédimentation établi pendant la période du DMG et de l'événement H1 est très comparable à celui établi pour ces périodes. Cependant sous la circulation de la branche SMB la sédimentation est très élevée. Des séquences de courants de contour sont présentes pendant le Bölling-Allerød et absentes à l'Holocène inférieur. A la limite d'action de la branche sud, SMB, la sédimentation est beaucoup plus élevée dans la carotte située au sud, la sédimentation est essentiellement constituée de vases argilo-silteuses. Par contre sous la circulation de la branche PMB les taux de sédimentation diminuent. Hors influence de la circulation de la MOW, la sédimentation est importante au niveau de la pente continentale pendant le Bölling-Allerød alors qu'à l'Holocène inférieur elle est importante également au niveau du diapir. Cette répartition des taux s'expliquerait par une diminution de la circulation de la MOW (Zahn et al., 1987; Grousset et al., 1988; Hanquiez, 2006).

Pendant les périodes de l'Holocène moyen et de l'Holocène supérieur, les cartes de répartition des taux de sédimentation montrent une diminution globale des taux de sédimentation. Cependant à l'Holocène moyen sous la circulation de la MUW au niveau du Drift de Faro et à l'ouest (au niveau du diapir, de la pente continentale et de la vallée de Portimão) la sédimentation est élevée. Au niveau du Banc du Guadalquivir, la sédimentation est toujours peu importante. C'est aussi pendant ces deux périodes que les hiatus sont nombreux.

IV.4 SYNTHÈSE SUR LA SÉDIMENTATION DANS LE GOLFE DE CADIX

IV.4.1. La sédimentation contouritique et hémipélagique

Parmi les facteurs de contrôle de la sédimentation, la proximité d'un stock granulométrique important est nécessaire pour qu'un courant puisse redistribuer les particules. La distance des carottes par rapport au Détroit de Gibraltar et par rapport à la côte est un des premiers facteurs qui est étudié.

La granularité et les taux de sédimentation des dépôts peuvent avoir enregistré en partie les variations du stock granulométrique en un lieu donné de la circulation d'un courant (Toucanne, 2005; Hanquiez, 2006; Habgood et al., 2003).

Pour répondre en partie à cette question nous avons regardé les variations de la granularité en choisissant d'analyser des carottes situées de plus en plus loin du Déroit de Gibraltar et vers l'ouest hors de la limite d'action de la MOW. Nous avons regardé les variations du pourcentage de particules silteuses des carottes, car c'est le paramètre le moins influencé par la présence de particules biogènes autochtones ou de particules argileuses transportées plus facilement et loin (Fig. IV-27).

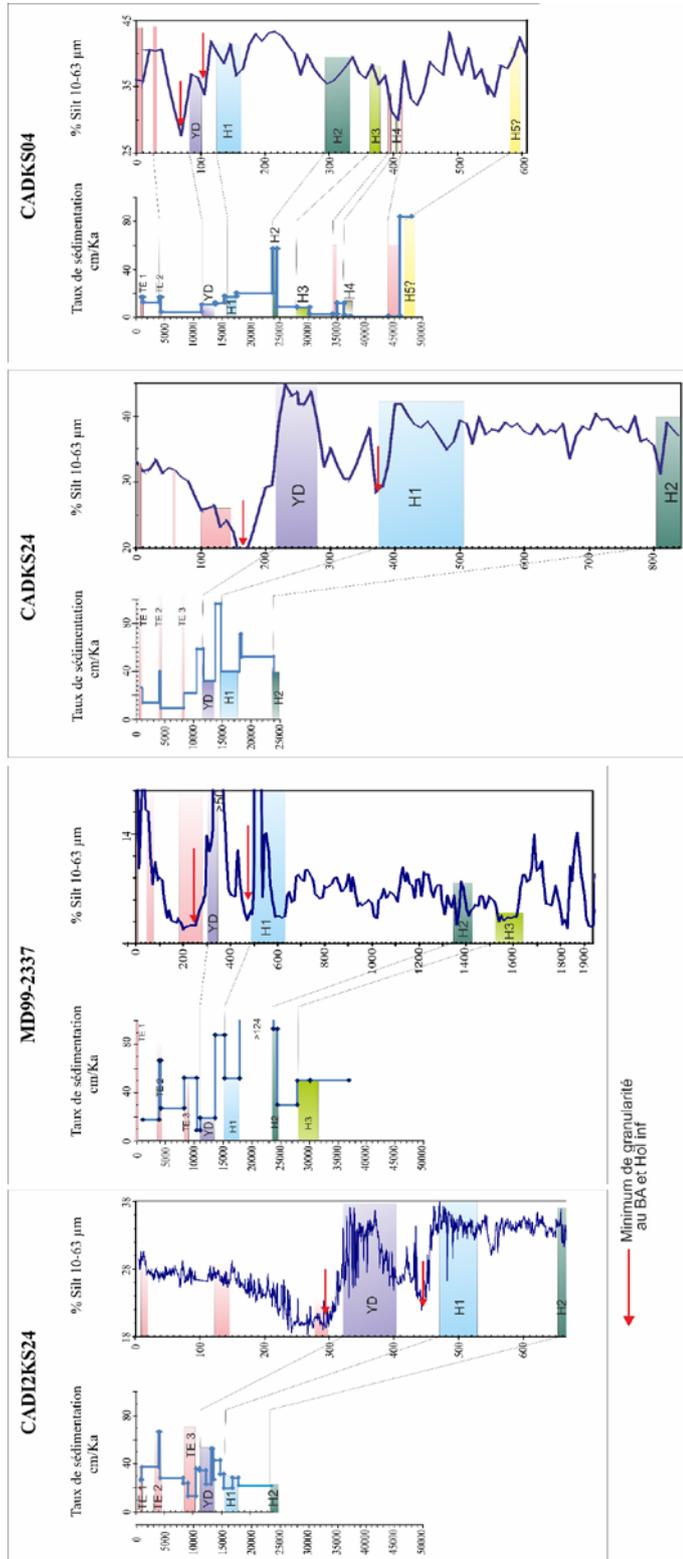


Figure IV-27: Corrélation entre les variations des taux de sédimentation et de la granularité dans différentes carottes.

De l'est, zones proximales de la circulation de la MOW (CADKS04 et MD99-2337, Drift de Faro, non loin de la côte) vers l'ouest, zone la plus éloignée (CADI2KS24), hors zone d'influence de la MOW, le pourcentage de particules silteuses diminue (Fig. IV-27). Par contre la carotte CADKS24 (près de la zone de débordement du Chenal de Cadix) montre un pourcentage de cette classe granulométrique aussi élevé que dans les zones proximales. Les comparaisons faites avec les variations des valeurs de la moyenne granulométrique calculée sur les particules silteuses ou 'sortable silt' et du D50 montrent les mêmes tendances. L'intensification de la circulation de la MOW pendant les événements H1 et le Younger Dryas (Toucanne et al., 2007; Hanquiez, 2006) peut expliquer ces variations synchrones entre un site proximal et un site très distal.

Le deuxième facteur contrôlant la sédimentation est la période de temps. Des taux de sédimentation très forts à forts s'observent aussi bien pendant les périodes de refroidissement que pendant les périodes plus douces des interstades ou du Bölling-Allerød ou de l'Holocène inférieur (Fig. IV-27). Par contre au Younger Dryas, les taux de sédimentation sont le plus souvent faibles à moyens et les taux les plus forts de cette période sont situés à la limite de la circulation de la MOW (CADKS24) et hors influence de la circulation de la MOW (CADI2KS24, pente continentale). L'étude haute résolution de la granularité des particules dans la carotte CADI2KS24 met en évidence des apports plus silteux (le pourcentage de particules sableuses > à 63 µm ne dépasse pas 5 %) pendant les événements H2, le Dernier Maximum Glaciaire, l'événement H1 et le Younger Dryas. Pendant la période chaude de l'Holocène inférieur au contraire on observe des minima de granularité.

Comment expliquer que ces variations soient synchrones aux variations observées dans les pics contouritiques grossiers (notamment ceux situés plus au nord au niveau du Drift de Faro, Fig. IV-27) ?

Les variations des particules silteuses peuvent traduire le bruit de fond naturel de la sédimentation, des apports de particules fines venant de l'ouest ou du continent en relation avec la circulation de la MOW. En effet, plus à l'ouest au large de Lisbonne une augmentation des apports fins turbiditiques (peu épais) est décrite également pendant les événements froids du H6 jusqu'au H1 mais ces apports disparaissent au Younger Dryas et pendant l'Holocène (Lebreiro et al., 2009). Ce n'est donc pas le bruit de fond de la sédimentation qui est responsable en totalité des augmentations de la granularité au niveau du

site de la carotte CADI2KS24. Les taux de sédimentation forts observés hors circulation de la MOW ou à la limite de la zone d'action de la MOW pourraient alors traduire une augmentation du volume des apports terrigènes fins au niveau de ces deux sites. La présence de microfaunes d'ostracodes déplacées, faunes fragiles, de zones situées plus en amont ne peut s'expliquer que par des apports très turbides en suspension.

Par contre les taux de sédimentation faibles observés au Younger Dryas à proximité de la zone de plongement de la MOW et ceux observés sous la circulation de la branche PMB à l'ouest du Banc du Guadalquivir (ou même les taux peu élevés observés au niveau des drifts) s'expliquent clairement par une plus forte circulation la MOW et ainsi par érosion ou non dépôt des particules fines et leur redistribution à l'échelle du Golfe de Cadix.

Dans ces conditions la pente continentale (CADI2KS24) semble plus influencée par la circulation des courants de contour que par des apports plus lointains provenant de la circulation générale.

Pour connaître les sources des particules nous avons étudié la composition chimique élémentaire des sédiments en Titane (Ti), considéré comme un marqueur des apports siliceux terrigènes et qui peut nous renseigner en continu sur leurs variations. Le rapport Ti/Ca est utilisé classiquement pour connaître les proportions relatives entre les éléments détritiques et les éléments biogènes (Fig. IV-28). Cette analyse permet de suivre les modifications de ces apports à l'intérieur d'une même période de temps et d'un environnement sédimentaire à un autre (CADKS24, CADI2KS24 et CADI2KS08).

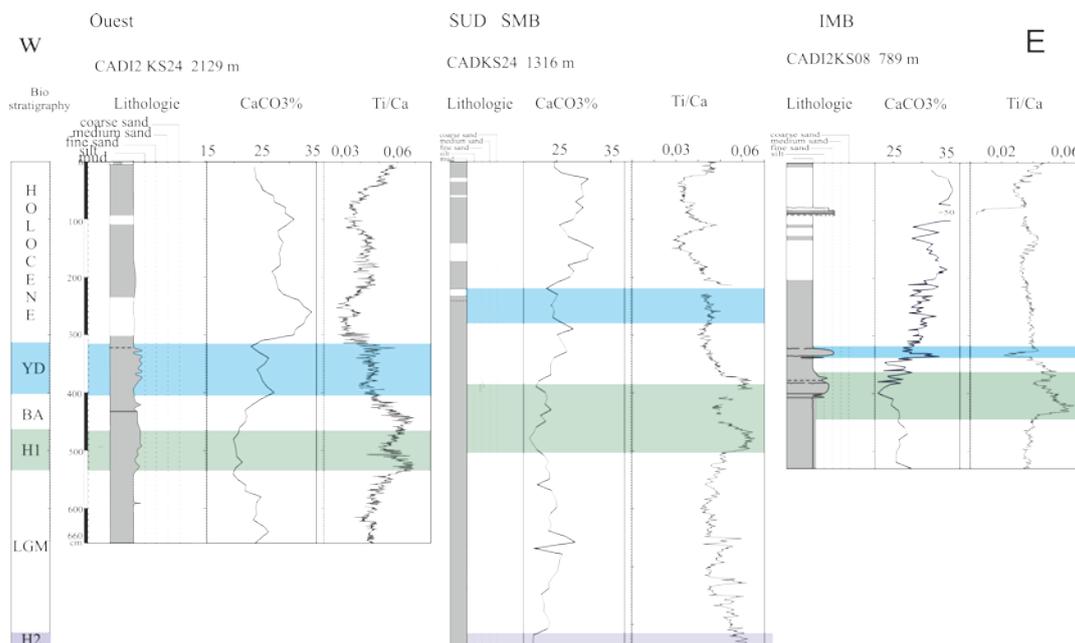


Figure IV-28: Corrélations entre la lithologie, le pourcentage de CaCO_3 et le rapport Ti/Ca de trois carottes au cours du temps.

A la limite de la circulation de la MOW (CADKS24, sud-est), hors circulation de la MOW (CADI2KS24, au sud-ouest) et sous la circulation de la MOW Intermédiaire (CADI2KS08) pendant le Dernier Maximum Glaciaire, le rapport Ti/Ca traduit des arrivées de particules terrigènes supérieures aux arrivées de particules biogènes au niveau des trois sites. Ces apports terrigènes correspondant à de courtes périodes de temps sont mieux enregistrés dans la zone située sous la circulation de l'IMB qu'au niveau des autres zones.

Brutalement les valeurs de ce rapport augmentent pendant l'événement H1 au niveau des trois sites, diminuent puis augmentent à nouveau vers la fin de cet événement. Cette diminution des valeurs du rapport Ti/Ca vers le milieu de cet événement s'explique différemment dans les trois sites. Au niveau des zones hors influence ou à la limite de la circulation de la MOW, des arrivées de matériel biogène se produisent. Par contre dans la zone située sous influence de l'IMB ce sont des arrivées de matériel détritique (séquence de contourite pendant l'événement H1).

Pendant le Bölling-Allerød, ce rapport diminue de nouveau et des particules biogènes sont présentes au niveau des trois sites. Les valeurs de ce rapport augmentent légèrement pendant la période du Younger Dryas au niveau des deux sites situés au hors influence ou à la limite de la MOW. Dans la zone située sous influence de la MOW (IMB), les valeurs de ce rapport diminuent malgré l'arrivée de matériel détritique grossier dans la séquence de contour présente pendant l'événement YD.

Vers la fin de l'Holocène inférieur (événement TE3) et pendant l'Holocène moyen les valeurs du rapport Ti/Ca augmentent, mieux marquées à l'ouest qu'au sud-est. Ces valeurs restent constantes pendant l'Holocène inférieur dans la zone située sous influence de l'IMB et augmentent au milieu de l'Holocène moyen. Pendant l'Holocène supérieur, dans les trois sites, ces valeurs augmentent progressivement vers la fin de cette période. Les sables bioclastiques présents à la fin de l'Holocène moyen n'ont pas pu être analysés.

Comme pendant la période Holocène, le pourcentage de particules carbonatées devrait augmenter régulièrement depuis au moins le début du DMG (comme au niveau du site situé sous la circulation de l'IMB). L'augmentation des valeurs du rapport Ti/Ca pendant l'Holocène moyen peut s'interpréter en termes de processus de dilution des particules carbonatées par des apports terrigènes fins. Il ne nous a pas été possible d'interpréter les variations de ce rapport en termes de sources de particules.

IV.4.2. L'interaction entre différents types de processus

IV.4.2.1 Construction de corps sédimentaires de petites dimensions : les grandes ondulations sédimentaires sur le haut-fond de Portimão

L'impact des variations de la morphologie, de la pente et de la rugosité du fond au niveau des différentes branches nous permettrons de présenter un exemple situé au niveau du haut-fond de Portimão (Mulder et al., 2006) où circule la branche principale (PMB) de la MOW.

Sur la figure IV-29, de grandes ondulations sédimentaires présentant une structure interne de dunes migrant vers l'ouest sont observées. De l'est vers l'ouest ont été prélevées les carottes CADI2KS19, CADI2KS20 et CADI2KS21 (Fig. IV-29).

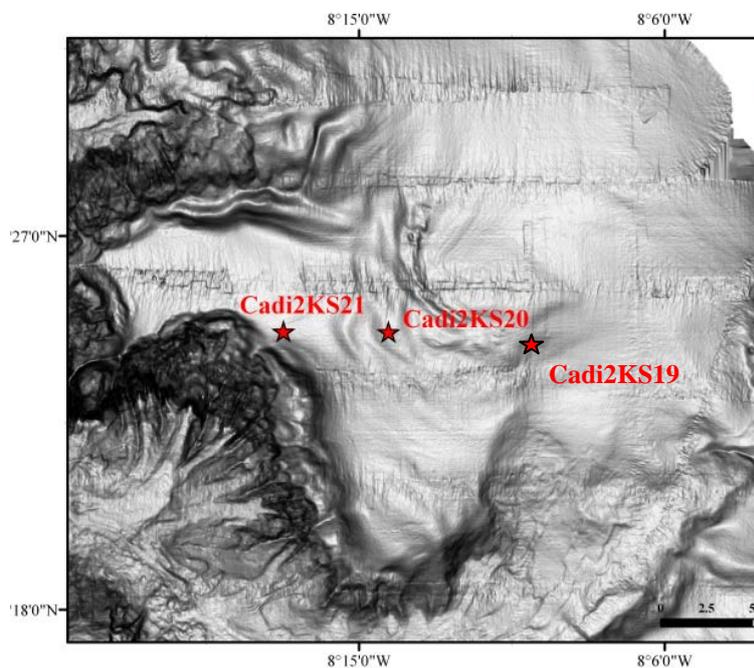


Figure IV-29: Morphologie du haut-fond de Portimão et localisation des carottes CADI2KS19, CADI2KS20 et CADI2KS21.

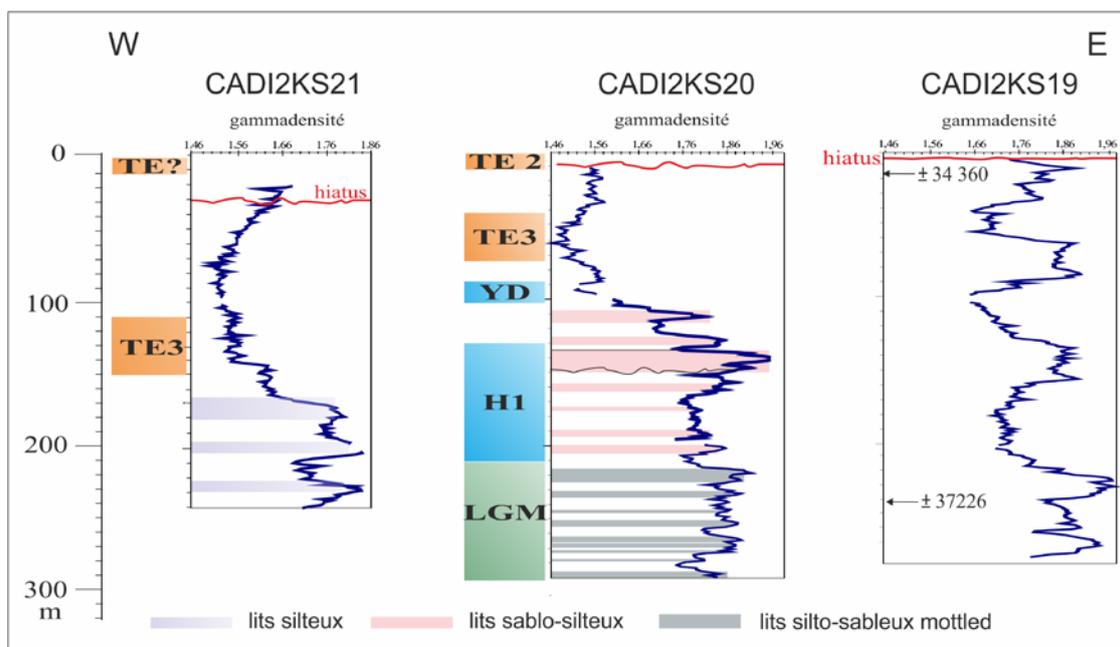


Figure IV-30: La relation entre la densité et la granularité dans la séquence Contouritique au cours de temps.

A l'est, bien qu'un hiatus sédimentaire soit présent, les variations de la gamma-densité et de la granularité montrent des séquences de contourites où les deux unités granocroissante et granodécroissante sont bien développées. Ces séquences globalement strato-décroissantes pendant la période de temps traversée traduisent la permanence de l'activité de la MOW sur au moins 11 000 ans. Ces phases d'intensification de la circulation du courant de contour sont séparées par des phases de moindre circulation (Fig. IV-30).

Vers l'ouest, les séquences de contourites sont moins épaisses et présentent des variations de faciès pendant la période de temps traversée. Au Dernier Maximum Glaciaire les séquences de courant de contour présentent seulement le faciès silto-argileux mottled. Pendant l'événement H1 ces séquences de courant de contour sont plus grossières et à la fin de cet événement une séquence complète est observée. Pendant le Bölling-Allerød des séquences de courant de contour moins épaisses sont encore visibles. Par contre pendant le Younger Dryas il n'y a pas de séquence de courant de contour. A l'Holocène inférieur, la granularité du faciès argilo-silteux diminue brutalement puis augmente à l'Holocène moyen (Fig. IV-30).

Vers l'ouest (CADI2KS21) des séquences de contourites de granularité beaucoup plus fine sont présentes sur de faible épaisseur au Younger Dryas. A l'Holocène inférieur la granularité du faciès argilo-silteux suit la même tendance que sur le site précédent (Fig. IV-30).

Les changements lithologiques très rapides observés dans ces séquences de courant de contour pendant l'événement H1 marquent les variations locales de l'intensité des courants plus intenses pendant cet événement. Vers 50 000 ans, la circulation était plus intense qu'à l'actuel.

A l'échelle du corps sédimentaire (Fig. IV-31) les différents processus d'action de la MOW, se matérialisent par la présence de grandes périodes d'érosion durant lesquelles les réflecteurs sont tronqués sur de grandes surfaces. Les grandes ondulations sédimentaires visibles en surface sont soumises en profondeur à des périodes d'érosion et de construction. Vers l'ouest les discontinuités se matérialisent par des surfaces concordantes où des terminaisons en *onlap* des réflecteurs sont de plus en plus récentes. Au niveau du site le plus à l'ouest, la circulation de la MOW a une influence moindre qu'au niveau du site de la carotte CADI2KS20.

Dans cet exemple, la morphologie actuelle de la marge (présence de dunes sédimentaires) s'explique par la circulation de la MOW. L'origine du hiatus sédimentaire important observé à l'Est ne peut s'expliquer que par l'action de processus sédimentaires de type déstabilisation brutale des dépôts sous l'influence de tremblements de terre liés à la très forte sismicité de la région.

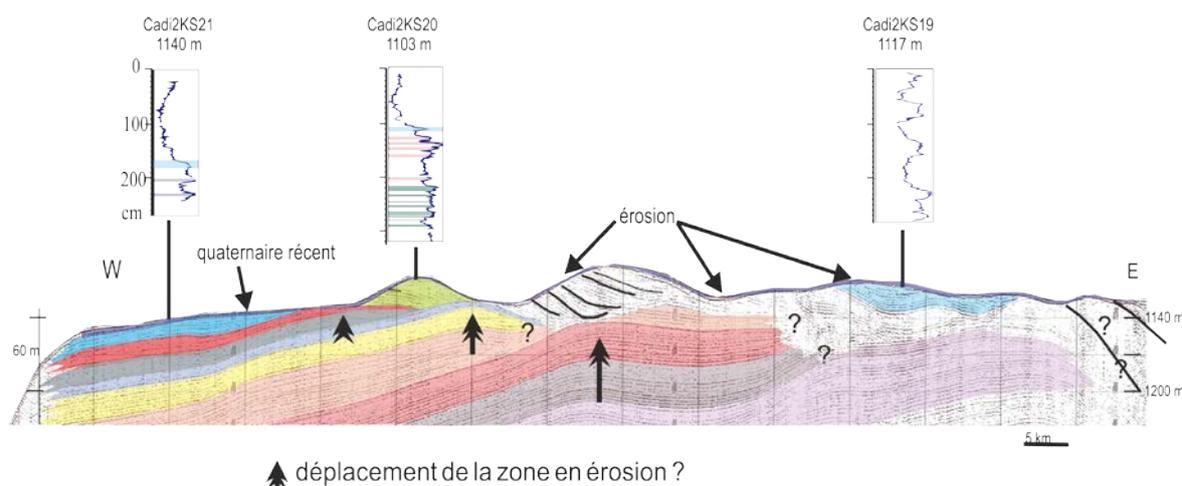


Figure IV-31: Profil sismique pour les carottes étudiées.

IV.4.2.2 Construction de corps sédimentaires de grandes dimensions : le Drift d'Albufeira

La construction des grands drifts sédimentaires a été particulièrement bien étudiée par de nombreux auteurs (Faugères et al., 1985a; Llave et al., 2003; Llave et al., 2001; Hanquiez, 2006; Hernández Molina et al., 2006). Nous donnons un exemple de l'architecture des dépôts au niveau du Drift d'Albufeira au cours du Quaternaire terminal.

Le profil étudié a été réalisé sur le Drift d'Albufeira (Figs. IV-32) et au niveau de la dépression en comblement du Canyon de Faro. Le drift a été construit par la circulation de la MUW depuis le début du Plio-Quaternaire (Llave, 2003; Marchès, 2008). Le drift est un corps lenticulaire dissymétrique s'étendant d'est en ouest sur une longueur moyenne de 50 km et une largeur moyenne de 4 à 5 km. Son sommet se situe à une profondeur de 670 m. Il est séparé de la pente par la fosse Alvarez-Cabral dont la profondeur minimale se situe à l'est (750 m) puis elle s'approfondit régulièrement vers l'ouest (850 m) et se creuse plus encore sur peu de kilomètres à l'approche du Canyon de Portimão (profondeur maximale de 970 m).

Le profil montre un bombement bathymétrique, affecté par des irrégularités morphologiques de dimensions métriques à kilométriques, puis vers l'est une zone en dépression qui se termine en pente plus forte à l'ouest vers le Drift de Faro (Fig. IV-33). La pénétration du signal acoustique se marque sur plus de 75 m d'épaisseur. Les faciès sismiques rencontrés sont semblables à ceux décrits par Hanquiez (2006) et Marchès, (2008) sur les drifts contouritiques de Faro, d'Huelva et de Guadalquivir, situées plus à l'est.

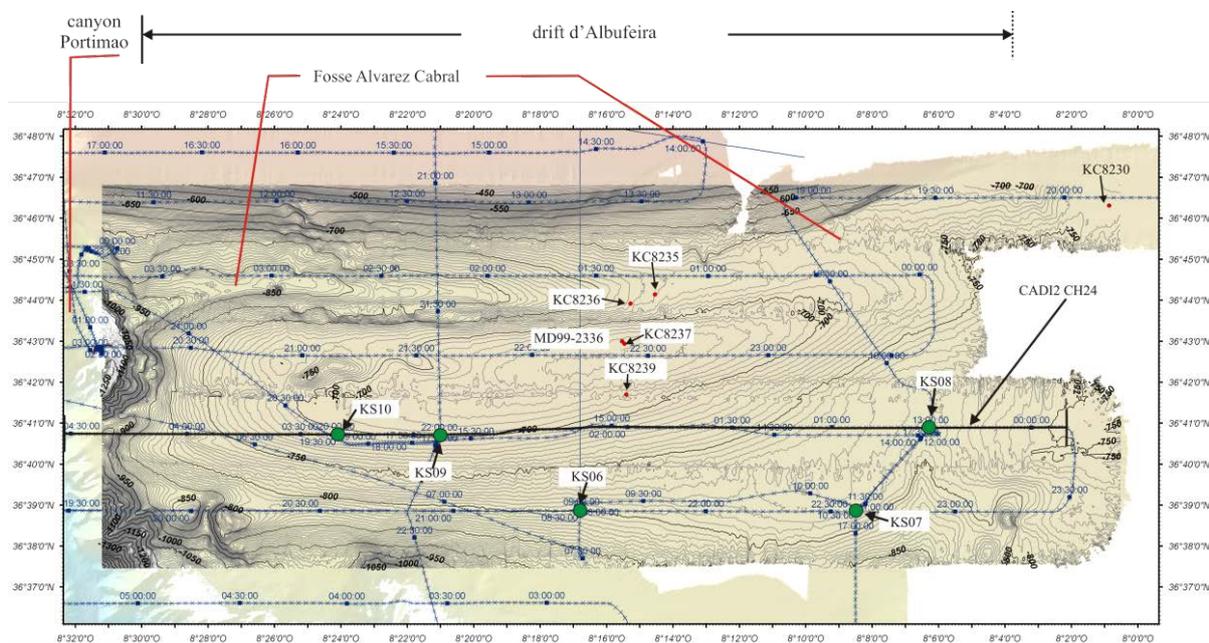


Figure IV-32: Carte bathymétrique du Drift d'Albufeira (équidistance des lignes de contour 5 m) et position des carottes (Hassan, 2009).

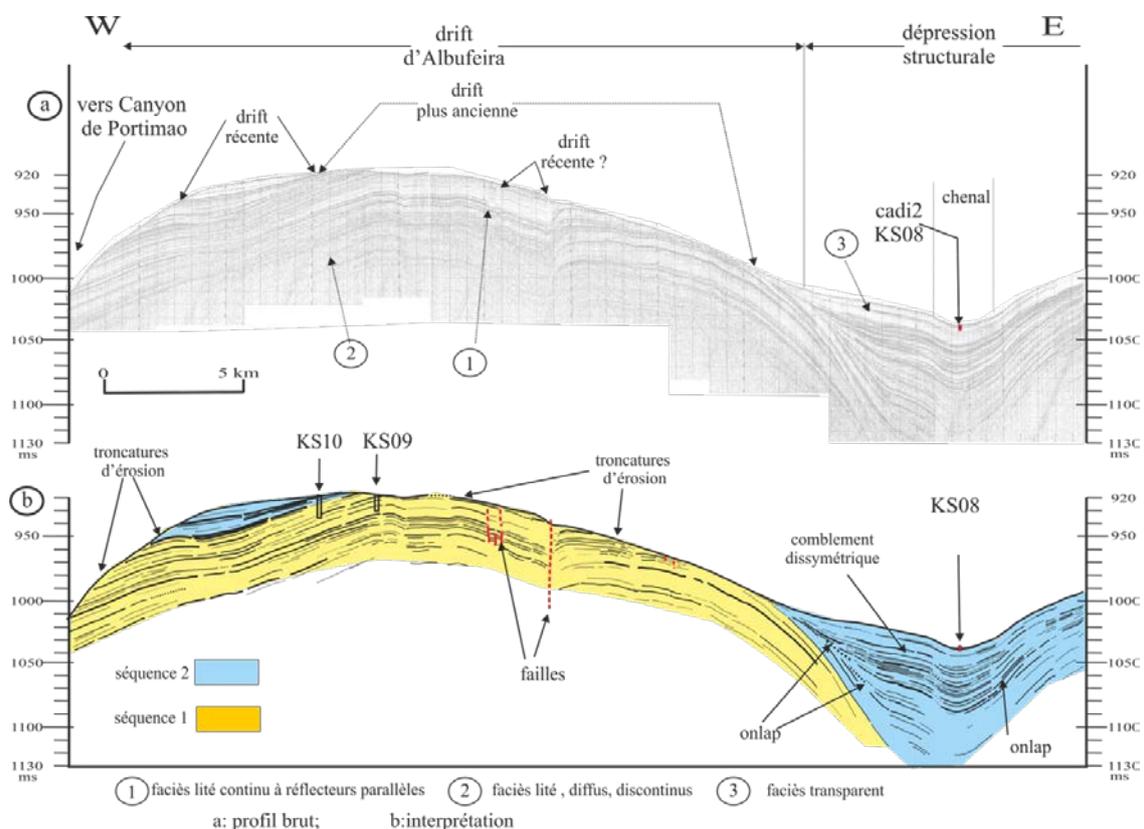


Figure IV-33: Coupe longitudinale du flanc sud du Drift d'Albufeira à environ 3 km de son sommet (Hassan, 2009).

On distingue : 1) le faciès lité continu à réflecteurs parallèles de forte amplitude ; 2) le faciès lité diffus à réflecteurs de plus faible amplitude et discontinus ; 3) le faciès transparent aux réflecteurs de faible énergie à peine visibles. Des faciès de transition s'observent entre ces trois faciès sismiques. Des variations latérales en biseau sont également fréquemment observées.

Deux séquences de dépôts aux configurations très différentes sont reconnues sur ce profil :

- la séquence inférieure, à l'ouest, est associée à la construction du Drift d'Albufeira. Les couches formant le bombement topographique, se suivent en concordance sur une épaisseur de 60 m à l'ouest pour une épaisseur de 40 m à l'est. Chaque couche tend à augmenter d'épaisseur vers l'ouest, traduisant ainsi le déplacement du dépôt-centre

dans cette direction. La presque totalité de la surface du drift est en érosion comme le montrent les troncatures, les dépôts à l’affleurement relativement anciens et la présence de hiatus sédimentaires dans les carottes. Seule l’unité la plus supérieure, à l’ouest du sommet, pourrait avoir été déposée récemment. En surface de la carotte CADI2KS10 on trouve des sédiments du Quaternaire récent surmontant des hiatus sédimentaires. Des décalages et des flexures sont visibles jusqu’en surface et soulignent un rejeu tectonique tardif affectant l’ensemble des dépôts du drift.

- la séquence supérieure, à l’est, présente à l’inverse une configuration en remplissage dissymétrique comblant une dépression reconnue comme la trace du paléo-canyon de Faro dont l’origine serait à la fois structurale et sédimentaire (Mougenot, 1988; Llave, 2004; Marchès, 2008). Les couches épaisses de plus de 75 m au centre de la dépression se biseautent et disparaissent en *onlap* vers l’ouest sur la séquence inférieure. Les dépôts sont également en *onlap* vers l’est où ils sont moins épais. A l’intérieur de cette dépression il existe une vallée large d’au moins 2 km et profonde de quelques mètres (les flancs sont légèrement dissymétriques, le flanc ouest est plus abrupt que le flanc est). Cette vallée marque une chenalisation récente.

La carotte CADI2KS08, prélevée dans l’axe de cette vallée montre que les dépôts récents, allant des argiles silteuses aux sables très fins, sont similaires aux dépôts prélevés sur les drifts et résultent de processus de dépôt en relation avec la circulation de la MUW ou de l’IMB (Fig. IV-34). Cette carotte montre en plus une séquence interprétée comme une turbidite bioclastique d’épaisseur décimétrique, elle se serait mise en place vers 5 000 cal BP. Une datation ¹⁴C AMS réalisée sur des foraminifères planctoniques prélevés dans les laminations planes montre que le matériel remanié provient de sédiment attribué à l’Holocène inférieur (8328 cal BP ± 35 ans). Le mélange de microfaunes en place et déplacées pourrait également s’expliquer par des courants de cascading qui provoqueraient la formation des courants de turbidité. Ces courants pourraient se déclencher dans des zones très côtières, seraient à l’origine des petites unités de dépôt restreintes à l’axe de la dépression que l’on observe sur les profils sismiques.

La carotte CADI2KS08 ne pénètre que très superficiellement, pour les derniers 17 000 ans cal BP. Il s’est déposé un taux de sédimentation moyen de 25 cm/1000 ans. Ces dépôts de

remplissage reposent en *onlap* sur l'unité inférieure. L'unité inférieure représente donc une période relativement ancienne.

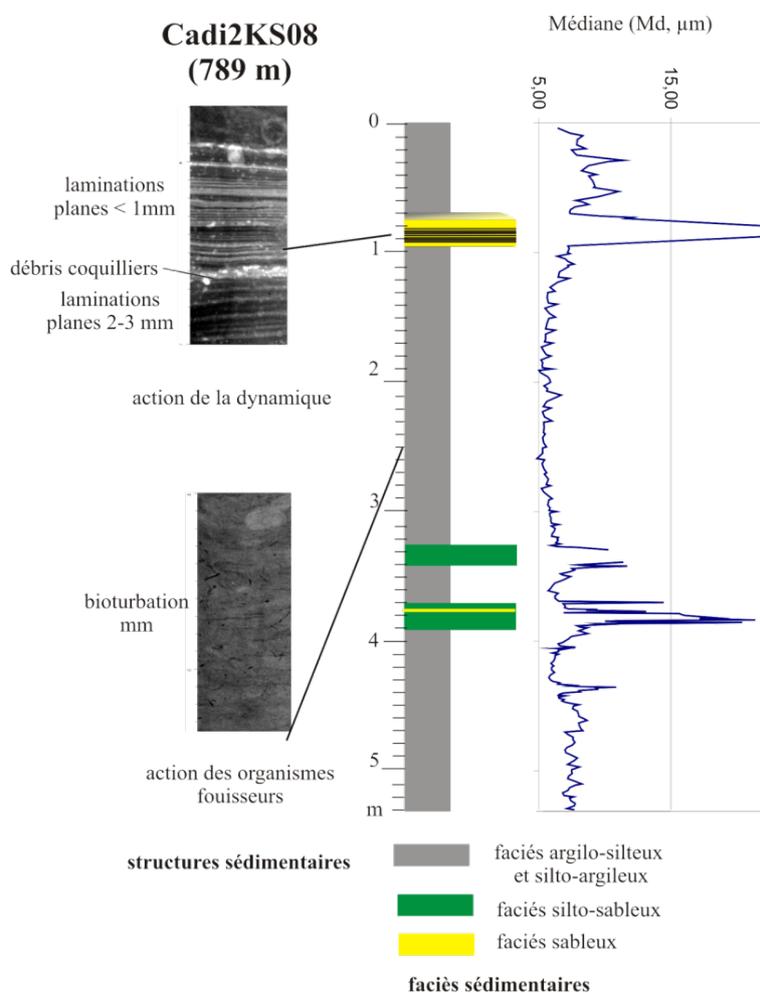


Figure IV-34: Variation de la granulométrie des particules (Md μm), des séquences de contour et processus sédimentaires.

IV.4.3. Les hiatus sédimentaires

Nous avons fait l'inventaire des hiatus sédimentaires observés dans le Golfe de Cadix. Ces hiatus sont présents pour toutes les périodes de temps (Fig. IV-35). Sur la levée contouritique les hiatus de l'Holocène moyen et supérieur peuvent s'expliquer par la circulation des courants de fond sur les flancs des dunes sédimentaires (CADKS07). La formation de vortex de circulation dans les creux inter-dunaires serait alors responsable de

l'érosion. L'enlèvement des particules fines conduit localement à la formation de lag constitués de dépôts silto-sableux ou à l'érosion du flanc long des dunes (CADKS09).

Au nord du chenal du Guadalquivir, la remontée lente d'un diapir de boue, orienté N S, a favorisé la sédimentation de plus en plus récente sur le flanc sud du diapir (CADKS11, hiatus de l'Holocène moyen et supérieur). La circulation des courants liés à la branche principale (PMB) entraîne la formation de dépôt de lag silto-sableux. Du sud vers le nord (cœur du diapir), les hiatus sédimentaires de plus en plus anciens (CADKS12 et CADKS13) traduisent l'influence de la tectonique synsédimentaire et de la circulation des courants de fond.

Au sud-ouest de ce diapir de boue, le hiatus d'une partie du Quaternaire affecte le flanc nord. La période de temps n'a pas été déterminée avec précision (CADKS14) mais la biozonation correspond à un sédiment plus ancien que l'Holocène.

Sur la Ride du Guadalquivir, au niveau de dépressions subcirculaires des courants très forts favorisent l'érosion de la Ride et sont capables de façonner des galets de vase (CADKS19 ou des arrachements très localisés de vase dans la CADKS18).

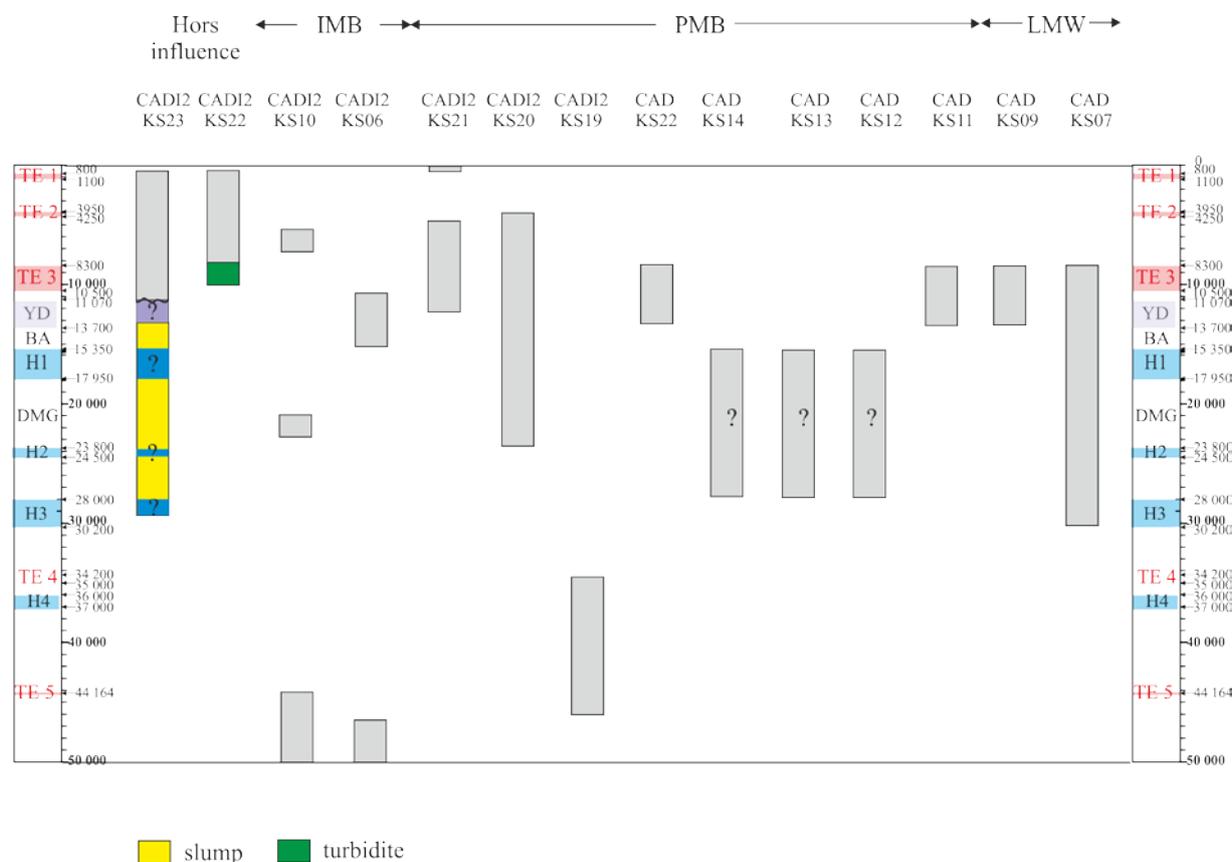


Figure IV-35: Présentation des hiatus dans les carottes étudiées à l'échelle du golfe de Cadix au cours 50 000 ans. Les bandes **grises** : les carottes étudiées. Le **blanc** : les hiatus. Le **bleu** : les niveaux d'Heinrich. Et le **violettes** : Younger Dryas.

Vers l'ouest, au débouché du Chenal du Guadalquivir, en remontant vers le Banc du Guadalquivir, la carotte CADKS22 située en contrebas du Banc du Guadalquivir présente un hiatus sédimentaire de l'Holocène moyen et supérieur. Ce hiatus pourrait s'expliquer par la circulation de la branche principale de la MOW (PMB) dans le Chenal du Guadalquivir.

Au sud-ouest sur le haut-fond de Portimão (CADI2KS19), un hiatus majeur de sédimentation de plus de 50 000 ans est présent et ne peut s'expliquer que par le rejeu d'accidents tectoniques. Par contre, le hiatus de sédimentation de l'Holocène moyen et supérieur (CADI2KS20, CADI2KS21) traduit davantage des processus d'érosion et de non dépôt par la circulation de la MOW (PMB).

Le flanc sud-ouest du Drift d'Albufeira, dans une dépression en comblement (CADI2KS06) présente un hiatus de sédimentation majeur. Des sédiments datés de 15 027 cal BP reposent en discordance (surface d'érosion) sur des sédiments très anciens, dont l'âge est juste à la limite de résolution des datations ^{14}C (51 566 ans cal BP). Ces sédiments plus récents (datés entre 15 027 et 10 629 ans cal BP) sont recouverts également en discordance par des sédiments encore plus récents (datés de 4795 à 4100 ans cal BP). Ce second hiatus de sédimentation a duré au moins 5834 ans. Au-dessus, l'Holocène supérieur est absent. Plus vers le nord-ouest sur le flanc nord du Drift d'Albufeira, les carottes CADI2KS09 et CADI2KS10 présentent également un hiatus majeur de sédimentation (Hassan, 2009). Des sédiments datés de 22 879 cal BP reposent en discordance (surface d'érosion) sur des sédiments anciens (44 164 ans cal BP). Ces sédiments plus récents sont recouverts par des sédiments encore plus récents (datés de 4862 ans cal BP) comme pour le site situé plus sud-est. Au-dessus, l'Holocène supérieur est également absent.

Ces hiatus de sédimentation sur de si longues périodes de temps peuvent s'expliquer par des événements catastrophiques en liaison avec une activité tectonique (séismes) provoquant des instabilités sédimentaires de grande ampleur. Si cette hypothèse semble probable deux séismes auraient pu se produire à 11 000 ans d'intervalle. L'absence du Quaternaire supérieur peut s'expliquer dans ces deux prélèvements par la technique du carottage gravitaire qui peut enlever plusieurs centimètres de sédiment).

Plus au nord, au niveau d'une terrasse dans le Canyon de Portimão, au débouché de la fosse Alvarez Cabral et vers l'ouest, au niveau du Drift de Portimão, un hiatus de sédimentation correspondant au Quaternaire moyen et supérieur est observé.

A l'ouest, au niveau de la pente continentale (CADI2KS23), un hiatus sédimentaire est noté vers 10 000 ans, au-dessus d'une alternance de vase présentant des structures de glissement. Il peut être expliqué par un événement de haute énergie lié à un séisme.

IV.4.4. Les instabilités sous-marines

Le terme d'instabilité gravitaire regroupe les glissements de terrain, les coulées de débris, les écoulements (granulaires, liquéfiés) et les courants de turbidité. Lors de leur passage, les masses déstabilisées peuvent incorporer par érosion une partie du matériel sur lequel elles se déplacent. La gravité reste le moteur principal du déplacement.

Des instabilités sous-marines ont été mises en évidence essentiellement par interprétation de la bathymétrie multifaisceaux EM 300 lors des missions Cadisar 1 et 2 (Hanquiez, 2006; Mulder et al., 2003; Leynaud et al., 2013; Llave et al., 2004; 2007; Marchès et al., 2007; 2009).

Il est bien connu que la MOW a une action érosive dans sa partie proximale, marquée par la présence de chenaux, de rides sédimentaires. Le matériel mobilisé peut être alors transporté, puis déposé sur des plateaux pour former les vastes drifts contouritiques sur lesquels des zones de dépôt et de non dépôt liées aux différents chemins suivis par la MOW au cours de temps ont été décrits (Llave et al., 2004; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Hanquiez, 2006; Marchès, 2008).

Une analyse morpho-bathymétrique du Golfe de Cadix révèle la présence de nombreuses instabilités :

1 - Les instabilités de haut de pente continentale y sont de grande extension ($> 10 \text{ km}^2$) et se traduisent par la présence de cicatrices de glissement et de figures de déformation ondulées dont les crêtes sont parallèles à la ligne de plus grande pente par exemple au niveau du Canyon de Lagos.

2 - Au sud du Canyon de Portimão, dans la Vallée de Portimão, de multiples cicatrices d'arrachement se répartissent sur deux zones de 90 et 98 km^2 environ, dont les pentes moyennes sont fortes. Deux carottes sédimentaires (CADI2KS23 et CADI2KS24) permettent d'identifier les séquences de dépôt associées à ces morphologies.

La carotte CADI2KS24 située au sommet d'un escarpement indique la nature du matériel déstabilisé. Il s'agit de vases silto-argileuses dans lesquelles nous avons pu reconnaître la sédimentation depuis 23 800 ans.

La carotte CADI2KS23 se caractérise sur 2,2 m par de la vase argilo-silteuse. La base de ce niveau argileux est datée à 9052 ans cal BP ans.

Nous avons vu que les taux de sédimentation varient beaucoup au cours de cette période de temps. En-dessous, des faciès déformés sont visibles.

Quatre séquences de glissements ont été décrites. Elles sont entrecoupées par des niveaux silto-argileux peu épais (environ 10 cm). Dans ces niveaux ont été reconnus des biozones correspondant à des événements froids. La datation de ces niveaux argilo-silteux n'a

pas pu être réalisée. Elle aurait permis de déterminer si le glissement correspondait à un glissement global de cette partie de la pente continentale ou au contraire s'il s'agit de séquences de glissements déposées lors d'épisodes de déstabilisation différents, éloignées dans le temps. Enfin, dans la Vallée de Portimão, la carotte CADI2KS22 indique la présence d'apports turbiditiques (Fig. IV-36).

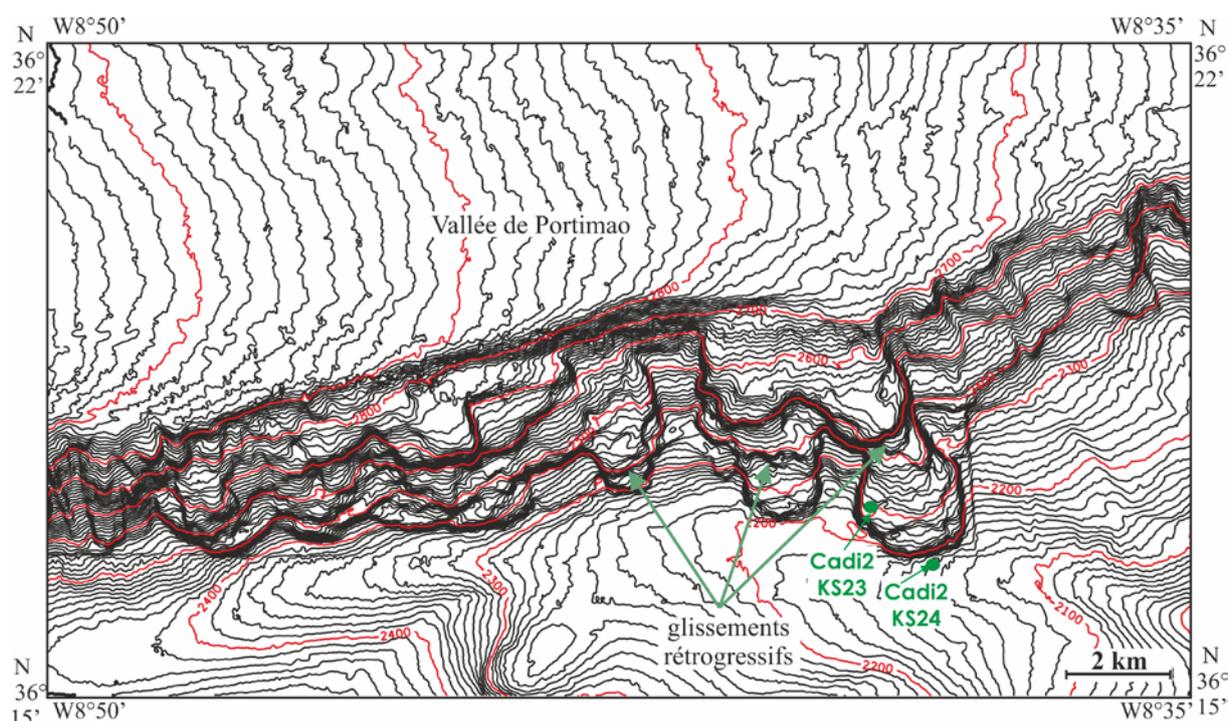


Figure IV-36: Les glissements sous-marins dans la partie ouest du Golfe de Cadix.

3 - Des instabilités superficielles, d'extension faible (quelques hm^2), essentiellement situées sur la levée contouritique géante ont été également décrites (Mulder et al., 2006; Hanquiez et al., 2009). Elles ont une morphologie variable similaire à celles décrites sur le Delta du Mississippi allant de subcirculaire à allongée en goulot de bouteille lorsque la rupture évolue vers un écoulement.

4 - Des figures d'écoulement généralisé dans les zones de débordement de la partie chenalisée de la MOW. A ces traces directes d'instabilités s'ajoutent des produits d'instabilités. Le fond des chenaux de la partie occidentale du Golfe de Cadix montre des

turbidites résultant probablement de la transformation de glissements dans les zones à fortes pentes (haut de pente, flancs de canyons et de vallées). Certaines d'entre-elles pourraient avoir été déclenchées par les séismes, fréquents dans les régions adjacentes au golfe, et dont l'impact viendrait s'ajouter à la gravité.

La figure IV-37 résume l'ensemble des processus sédimentaires qui affectent la sédimentation du Golfe de Cadix (Mulder et al., 2006; Leynaud et al. 2013).

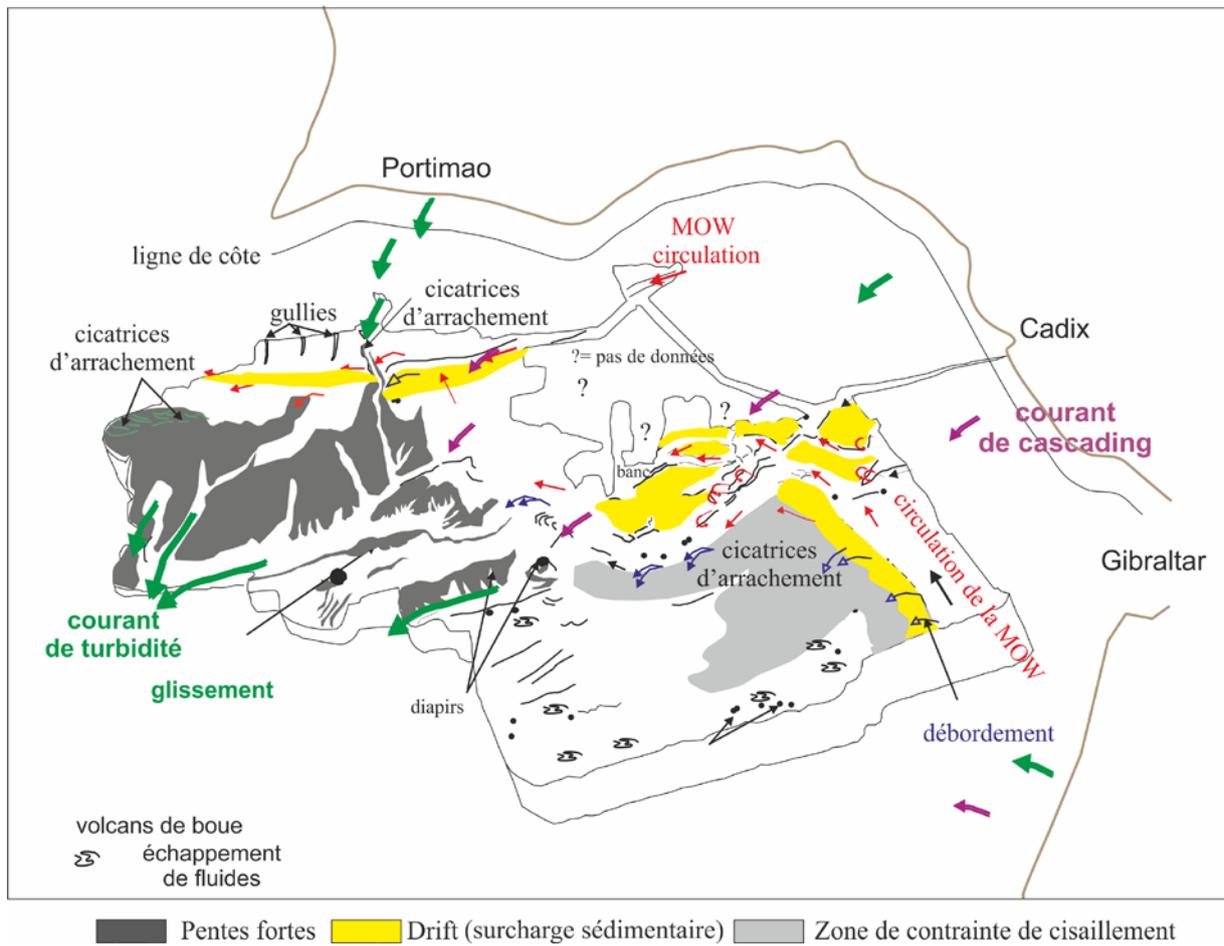


Figure IV-37: Bloc 3D synthétisant les différents types d'instabilités observés dans le Golfe de Cadix et les facteurs de déclenchement dominants (Mulder et al., 2006 modifié).

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Pour caractériser l'activité contouritique depuis 50 000 ans sous la circulation de la Veine d'eau méditerranéenne à l'échelle du le Golfe de Cadix nous proposons une biostratigraphie des dépôts et nous avons étudié la variabilité dans le temps des processus sédimentaires. Parallèlement, nous avons reconnu les principales traces fossiles et nous avons utilisé leur présence ou leur absence comme marqueurs des variations des conditions environnementales (oxygénation au niveau du fond en particulier, ce travail a été basé essentiellement sur l'analyse bibliographique). Ce travail nous a permis de déterminer les facteurs qui contrôlent la sédimentation au Quaternaire terminal.

I- Proposition d'une biostratigraphie de l'Holocène et des événements froids du Quaternaire

La stratigraphie présentée dans ce mémoire repose à la fois sur des études isotopiques haute résolution des carottes comme des mesures isotopiques de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) sur les foraminifères planctoniques ou benthiques, des datations ^{14}C AMS et des méthodes naturalistes (biostratigraphie) : déterminations d'espèces de foraminifères planctoniques et de ptéropodes. Comme les études isotopiques ou les datations ^{14}C AMS peuvent être incomplètes ou manquer, cette analyse biostratigraphique a permis l'établissement de bons repères pour établir des corrélations entre les carottes.

L'analyse des modifications phénotypiques (sens d'enroulement) de *Globorotalia truncatulinoides* permet d'effectuer des corrélations entre les carottes. L'étude détaillée de ce proxy nous a permis de déterminer la présence de trois pics dans les dépôts du Golfe de Cadix au cours de l'Holocène.

Le premier pic de *Globorotalia truncatulinoides* senestre (TE1) se situe entre 700 and 1100 Cal yrs BP) ; le second pic (TE2) est présent entre 3950 et 4250 Cal yr BP et marque la fin de l'Holocène moyen. Le troisième pic (TE3) est le plus remarquable par sa durée (et donc son épaisseur) et son pourcentage proche de 100 % de formes senestres il se situe entre 8300 et 10,500 Cal yrs BP et a été retrouvé observé dans toutes les carottes du Golfe de Cadix.

Deux autres pics ont été identifiés dans les carottes, le quatrième pic (TE4) se situe entre 34,200 and 35,000 cal yrs BP, et le cinquième pic (TE5) est compris entre ~44,000 cal yrs BP et 46,000 cal yrs BP (MIS3).

L'analyse des pourcentages de la forme senestre de l'espèce *Neogloboquadrina pachyderma* permet de caractériser les eaux polaires à subpolaires en surface et de reconnaître

les événements d'Heinrich. La répartition de l'espèce de ptéropodes *Limacina retroversa* vient préciser cette analyse.

Pendant le Younger Dryas et l'événement de Heinrich 2 (H2), *L. retroversa* est observé dans les environnements soumis à la circulation de la MOW. Par contre pendant l'événement de Heinrich 1 (H1), *L. retroversa* est présent également dans les zones non soumises à la circulation de la MOW et est absent pendant les événements de Heinrich 3 et 4, H3 et H4.

Ces événements biostratigraphiques permettent de réaliser des corrélations fiables entre les carottes. Ils traduisent la variabilité des variations climatiques et les six dernières oscillations rapides des conditions environnementales (températures, salinité) des eaux de surface observées dans le Golfe de Cadix depuis 50 ka.

II- Les processus sédimentaires

L'analyse des faciès sédimentaires, des variations de la granularité et des taux de sédimentation présents précise le schéma de circulation de la veine d'eau dans le Golfe de Cadix établi depuis plusieurs années.

A l'est, au niveau du flanc SW de la levée contouritique géante deux périodes de construction de la levée ont été mises en évidence. La veine d'eau dépose beaucoup de matériel fin pendant l'événement H2 (constitué de particules terrigènes et de particules biogènes abondantes). Au contraire elle dépose du matériel plus grossier pendant le LGM et jusqu'à la base de l'Holocène. Ces quantités importantes de matériel fin sur une période de temps très courte construisent localement un relief important et confirment l'influence de la morphologie sur la déviation, vers le NW, du courant de la VEM sous l'effet de la force de Coriolis.

Sous l'effet de la circulation de l'IMB, au niveau de la dépression en comblement du canyon de Portimao, l'influence des variations climatiques haute fréquence est forte (séquences de contourites silto-sableuses pendant les stades froids de Dansgaard-Oeschger et séquences de contourites plus fines pendant les interstades D/O plus chauds). A l'ouest, dans les zones situées loin de la circulation de la VEM, cette influence est également marquée dans les variations des particules silteuses mais il n'y a pas de séquences contouritiques grossières.

Pendant le Younger Dryas sous la circulation des trois branches de la VEM les taux de sédimentation très faibles soulignent le caractère érosif de la VEM. Les périodes de

sédimentation fine du Bölling-Alleröd et de l'Holocène inférieur qui marquent un ralentissement de la circulation de la VEM sont également enregistrées plus en aval.

Des lames minces réalisées dans des séquences contouritiques ont permis de montrer que la VEM agit par enlèvement de particules fines sur le fond. Localement sous l'influence de la topographie quand la VEM est très chenalisée. Elle peut transporter des particules par traction sur le fond elle peut également transporter des particules terrigènes ou biogènes qui ont été apportées plus en amont par les courants de turbidité ou par tout autre processus gravitaire. Cette interaction entre processus gravitaires et processus contouritiques peut également être reconnue par l'analyse des microfaunes allochtones présentes au niveau de la dépression en comblement du Canyon de Faro.

A partir des analyses des sédiments en radiographies, Scopix, nous avons reconnu huit types de traces fossiles (*Chondrites*, *Diplocraterion*, *Nereites*, *Paleophycus*, *Phycosiphon*, *Thalassinoïdes*, *Zoophycos*, des filaments) et des traces trop déformées pour être déterminées. Ce travail a permis non seulement la reconnaissance de quelques traces de bioturbation, mais il apporte également des données sur les variations des paléoenvironnements à l'interface eau-sédiment.

Depuis le LGM jusqu'à l'Holocène inférieur des traces isolées et non permanentes de *Zoophycos* situées à quelques kilomètres sous l'influence de la branche SMB et sur la levée contouritique géante peuvent indiquer des périodes de bonne oxygénation et traduire alors des remontées d'eau froide assimilables à des *upwellings*. Ce point est cependant l'objet de nombreuses discussions. Au niveau du chenal-levée de Tasyo, la permanence de ces traces pendant toute cette période semble indiquer que la position du niveau marin n'influence pas la présence des organismes responsables de ces traces. Par contre, dans les zones situées hors de l'influence de la VEM ces traces sont très nombreuses, associées à des taux de sédimentation élevés dans les deux carottes étudiées, sauf au LGM durant lequel elles sont absentes.

La présence de filaments dans les sédiments est souvent associée à des taux de sédimentation forts, elle traduit des phénomènes de diagénèse précoce à partir de la dégradation de la matière organique par les organismes. Leur absence pendant une longue période de temps durant l'Holocène peut s'expliquer par des conditions défavorables à la vie des organismes benthiques.

PERSPECTIVES

Il serait intéressant d'obtenir de nouvelles carottes longues sous la circulation des différentes branches de la VEM pour poursuivre des recherches sur la stratigraphie du Quaternaire récent afin :

- d'améliorer le contexte stratigraphique à l'échelle du Pléistocène supérieur, d'une part pour mieux contraindre la datation des événements climatiques haute résolution mais aussi de préciser la position stratigraphique d'événements exceptionnels (tsunamis, turbidites) et de préciser leur récurrence ;
- d'analyser les variations des taux de sédimentation pour évaluer l'activité de la VEM en fonction des environnements où elle circule, en déduire les variations des quantités des apports en fonction des changements du niveau marin relatif ;
- de déterminer comment ces apports interviennent sur la présence ou l'absence des traces fossiles ;
- d'analyser la dégradation de la matière organique sous l'action des organismes benthiques vivant en surface ou fousseurs pour en déduire des modèles de bioturbation.

En parallèle des pièges à particules pourraient être posés à l'interface eau sédiment pour étudier la nature des particules véhiculées par la VEM, analyser la nature des organismes susceptibles de bioturbé le sédiment sous-jacent et étudier la qualité des écosystèmes présents sur le fond.

Modéliser la circulation de la VEM en prenant en compte les différents paramètres comme des masses d'eau superposées, des apports latéraux par des turbidites ou d'autres processus sur le plateau continental, la morphologie fine du fond (chenaux).

Décrypter les enregistrements sédimentaires fins véritablement liés à des contourites de ceux qui résultent de l'interaction de turbidites et de contourites, les premières pouvant être liées à la paléosismicité et permettre de reconstruire une échelle paléosismique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abrantes, F. (1988). Diatom productivity peak and increased circulation during latest Quaternary: Alboran basin (Western Mediterranean). *Marine Micropaleontology* 13, 79–96.
- Akhmetzhnov, A. (2003). Modern analogues of deep-water hydrocarbon reservoirs. Ph.D. Thesis. Moscow, MSU, 224pp.
- Akhmetzhanov, A.M., Kenyon, N.H., Habgood, E.L., Gardner, J., Ivanov, M.K. et Shashkin, P. (2002). Sand lobes in the Gulf of Cadiz: towards better understanding of clastic reservoir high-resolution architecture. Geosphere/Biosphere/hydrosphere Coupling Processes, Fluid Escape Structures and Tectonics at Continental Margins and Ocean Ridges. TTR 11 Post-Cruise Meeting & International Conference, 30th January–2nd February 2002. Aveiro. Portugal. Abstracts volume 41–42.
- Ambar, I. (1983). A shallow core of Mediterranean Water off western Portugal. *Deep-Sea Research*, 30 (6): 677-680.
- Ambar, I. et 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. et 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. et 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. et 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.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C. et 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.
- Auffret, G.A., Kerbrat, R., Pastouret, L. (1975). Processus sédimentaires actuels dans le Vema Channel (Atlantique Sud). IX Congrès International Sédimentaire, nice, thème 6, p 1-19.

- Baraza, J., Ercilla, G. et Nelson, C.H. (1999). Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cádiz slope (SW Spain). *Marine Geology* 155, 191–215.
- Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 2025-2038.
- Bard, E., Rostek, F. et Ménot-Combes, G. (2004). Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian margin. *Quaternary Research* 61, 204-214.
- Baringer, M.O. et Price, J.F. (1997). Momentum and energy balance of the Mediterranean outflow. *Journal of Physical Oceanography* 27 (8), 1678–1692.
- Baringer, M.O., et Price, J.F. (1999). A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155, 63–82.
- Barnolas, A., Díaz del Río, V., Somoza, L., Maestro, A., Vázquez, J.T., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Lobo, F.J. et Alveirinho Dias, J.M. (2000). El cañón de Portimao y su relación con los depósitos contorníticos del margen del Algarve (Portugal). V Congreso geológico de España, Sociedad Geológica de España, Spain. *Geotemas* 1 (4), 101–104.
- Belderson, RH, Johnson, MA et Kenyon, NH (1982). «Bedforms». in: Stride, A.H. (ed.) (1982). "Offshore tidal sands, processes and deposits." Chapman and Hall Ltd, London, UK pp. 27-57.
- Bé, A.W.H. et Tolderlund, D.S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans, in Funnel, B.M. and Riedel, W.R. (eds.), *The Micropaleontology of Oceans*, 105-149.
- Berggren, W.A. et Hollister, CD. (1974). Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean. In Hay, W. (Ed.), *Studies in paleo-oceanography: S.E.P.M. Special Publication* 20, p. 126-186.
- Berthois, L et Le Calvez, Y, (1960). Etude de la vitesse de chute des coquilles de foraminifères planctoniques dans un fluide comparativement à celle des grains de quartz. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes* (0035-2276) (ISTPM), 1960-06, 24, 2, p 294-301.
- Blanpied, C. et Bellaiche, G. (1981). Bioturbation on the pelagic platform: ichnofacies variations as palaeoclimatic indicator. *Marine Geology* 43, M49–M57.

- Borenäs, K.M., Wahlin, A.K., Ambar, I. et Serra, N. (2002). The Mediterranean outflow splitting—a comparison between theoretical models and CANIGO data. *Deep-Sea Research II* 49, 4195–4205.
- Bormans, M., Garrett, C. et 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 Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 63, 168 p.
- Bouma, A. H. (1969). *Methods for the study of sedimentary structures*. New York, Wiley-Interscience 458.
- Broecker, W.S. (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography* 4: p 79-89.
- Bromley, R.G. (1996). *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. Chapman and Hall, London, 361 pp.
- Bryden, H. L. et Stommel, H. M. (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 7, 289-296.
- Bryden, H.L., Candela, J. et Kinder, T.H. (1994). Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 33, 201–248.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N. et Canals, M. (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 417–429.
- Campillo, A., Maldonado, A. et Mauffret, A. (1992). Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to recent. *Geo Marine Letters* 12, 165-172.
- Caralp, M.H. (1988). Late glacial to recent deep-sea Benthic Foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cádiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): Paleooceanographic results. *Marine Micropaleontology* 13, 265–289.
- Caralp, M.H. (1992). Paléohydrologie des bassins profonds nordmarocain (Est et Ouest Gibraltar) au Quaternaire terminal: apport des foraminifères benthiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163 (2), 169–178.
- Carter, L. et Mc Cave, I.N. (2002). Eastern New Zealand Drifts, Miocene-Recent, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.). *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geol. Soc. London Mem.* 22, p 385–407.

- Cortijo, E., Labeyrie, L., Elliot, M., Balbon, E. et Tisnerat, N. (2000). Rapid climatic variability of the North Atlantic Ocean and global climate: a focus of the IMAGES program. *Quaternary Science Reviews* 19, p 227-241.
- Cunningham, A.P., Howe, J.A. et Barker, P.F. (2002). Contourite sedimentation in the Falkland Trough, western South Atlantic, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.C., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geol. Soc. London Mem. 22, pp. 22, 337–352.
- Daniault, N., Maze, J.P. et Aram, M. (1994). Circulation and mixing of Mediterranean Water west of the Iberian Peninsula. *Deep-Sea Research* 41, 1685–1714.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gunderstrup, N.S., Hammer, C.V., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. et Bard, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- DeMadron, X.D. et Weatherly, G. (1994). Circulation, transport and bottom boundary layers of deep currents in the Brazil Basin. *J. Mar. Res.* 52, p 583–638.
- 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. et 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.
- Diester-Haas, L. (1973). No current reversal at 10.000 B.P. in the Strait of Gibraltar. *Marine Geology* 15, M1–M9.
- Dillon, W.P., Robb, J.M., Greene, H.G. et Lucena, J.C. (1980). Evolution of the continental margin of southern Spain and the Alboran Sea. *Marine Geology* 36, 205–226.
- Ducassou, E. (2006). Évolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, Talence, 352 pp.
- 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. et Cortijo, E. (2004). *Globorotalia hirsuta*: a stratigraphic marker for the Upper Holocene in the North Atlantic Ocean. ICP8, Biarritz.

- Ekdale, A.A. et Mason, T.R. (1988). Characteristic trace–fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology* 16, 720–723.
- Elliot, M., Labeyrie, L. et 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, p 1153–1165.
- Esteras, M., Izquierdo, J., Sandoval, N.G. et Mamad, A. (2000). Evolución morfológica y estratigráfica plio-cuaternaria del Umbral de Camarinal (Estrecho de Gibraltar) basada en sondeos marinos. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13 (3–4), 539–550.
- Eynaud, F., Malaize, B., Zaragosi, S., de Vernal, A., Scourse, J., Pujol, C., Cortijo, E., Grousset, F.E., Penaud, A., Toucanne, S., Turon, J.L. et Auffret G. (2012). New constraints on European glacial freshwater releases to the North Atlantic Ocean, *Geophysical Research Letters* 39 (15), L15601.
- Faugères, J.-C., Cremer, M., Monteiro, H. et 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. et 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., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N.H., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S. et Lesuavé, R. (2002). Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Mar. Geol.* 182, p 279–302.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Peypouquet, J.-P., Pujol, C. et 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., Gonthier, E., Pujol, C., Devaux, E., Philipp, I. (1984a). La mission Faegas IV: premiers résultats sur les sédiments profonds de la marge ouest-ibérique, du golfe de Cadix et de la mer d'Alboran. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 36, p 67-83.
- Faugères, J.-C., Gonthier, E. et Stow, D.A.V. (1984b). Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, p 296-300.

- Faugères, J.-C., Mèzeris, M. L. et 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. et Mulder, T. (2011). Contour Currents and Contourite drifts. In Heiko Hüneke and Thierry Mulder, editors. *Developments in Sedimentology* 63, p 149-214.
- Faugères, J.-C. et Stow, D.A.V. (1993). Bottom-current-controlled sedimentation: A synthesis of the contourite problem. *Sediment. Geol.* 82, 287–297.
- Faugères, J.-C. et Stow, D.A.V. (2008). Contourite drifts: Nature, evolution and controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. *Developments in Sedimentology* 60, p 257–288.
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P. et Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162: 1-38.
- Fernández-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Díaz del Río, V. et Maldonado, A. (2003). High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research* 23 (11–13), 1037–1054.
- Fernández-Salas, L. M., Rey, J., Pérez-Vázquez, E., Ramirez, J. L., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., De Andrés, J. R. et 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.
- Flemming, B. W. (1980). Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African Continental Margin). *Sediment. Geol.* 26, p 179-205.
- Flemming B. W. (2000). A revised textural classification of gravel-free muddy sediment on the basis of ternary diagrams. *Continental Shelf Research* 20 (10): p1125-1137.
- Flood, R. D., Shor, A. N. et Manley, P. D. (1993). Morphology of abyssal mudwaves at mudwaves at Project MUDWAVES sites in the Argentine Basin. *Deep-Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 40, 859–888.
- Frey, R.W. et Pemberton, S.G. (1984). Trace fossil facies models. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models: Gesociencia Canada*, pp. 189–207.

- Fugate, D.C. et Friedrichs, C.T. (2003). Controls on suspended aggregate size in partially mixed estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58, p 389–404.
- Fulthorpe, C.S. et Carter, R.M. (1991). Continental shelf progradation by sediment drifts accretion. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 300–309.
- Galindo-Zaldivar, J., Gonzalez-Lodeiro, F. et Jabaloy, A. (1993). Stress and Palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to present). *Tectonophysics* 22è, 105-126.
- García, M., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., León, R., Fernández-Puga, M.C., Diaz del Río, V. et Somoza, L. (2009). Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and oceanographic implications. *Marine Geology* 257, P 24-40.
- Gardner, J.V. et Kidd, R.B. (1983). Sedimentary processes on the Iberian continental margin viewed by long-range side-scan sonar. 1: Gulf of Cádiz. *Oceanologica Acta* 6 (3), 245–254.
- Gardner, J.V., Prior, D.B. et Field, M.E. (1999). Humbolt slide, a large shear-dominated retrogressive slope failure. *Marine Geology* 154, p 323-338.
- Gascard, J.C. et Richez, C. (1985). Water masses and circulation in the Western Alboran Sea and in the Straits of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 15, 157–216.
- Gerard, J. et R. Bromley, (2008). Ichnofabrics in Clastic Sediments. Applications to sedimentological core studies. Ed. R.F. Gerard., 100 p.
- Giermann, G. (1961). Erläuterungen zur bathymetrischen Karte der Strasse von Gibraltar. *Bulletin de l'Institut Océanographique (Monaco)* 58 (1218 A). 28 pp
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugères, J.C., Gaudin, M., Cremer, M. et Bourillet, J.F. (2006). Instabilities and deformation the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Scientia Marina, Oceanography of the Bay of Biscay*, Morán, X.A.G., Rodríguez and Petitgas (eds.), p89-100.
- Gonthier, E., Faugères, J.C. et Stow, D.A.V. (1984). Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. In: Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. Geological Society Spec. Publ., 15: p 775-797.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., Viana, H., Figueiredo, A. et Anschutz, P. (2003). Upper Quaternary deposits on the Sao Thome deep-sea channel levee system (South Brazilian Basin): major turbidite versus contourite processes. *Mar. Geol.* 199, p 159-180.

- Gonzalez, R., Dias, J. M. A., Lobo, F. J. et 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., Dañoobeitia, J., Vergés, J. et Bartolomé, R. (2003). Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cádiz SW (). Alpine tectonics: II. Betic Cordillera and Balearic Islands. Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22 (4), 1033.
- Grousset, F., Joron, J.L., Biscaye, P.E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugères, J.C. et Gonthier, E. (1988). Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18.000 years B.P. Mineralogical and Geochemical agreement. *Geo- Marine Letters* 8 (1), 25–34.
- Gründlingh, M. (1981). On the Observation of a solitary event in the Mediterranean Outflow. "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse A/B*23, 15-46.
- Gutiérrez-Mas, J. M., Hernández-Molina, F. J. et 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.
- Gutscher, M. A., Malod, J. A., Rehault, J. P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. et Spakman, W. (2002). Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30(12), 1071-1074.
- Habgood, E.L. (2002). Alongslope and downslope sediment transport processes in the Gulf of Cádiz. Thesis, University of Southampton, 237 pp.
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J. et Mulder, T. (2003). Deep-water sediment wave fields, bottom currents and channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology* 50, p 483-510.
- Hanquiez, V. (2006). Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix, Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, Talence, 352 pp.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E. et Voisset, M. (2007). High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Mar. Geol.* 28, p 42-59.

- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E., and Gonthier, E. (2009). The sandy channel lobe systems in the Gulf of Cadiz: interaction between gravity processes and contour current, *Sedimentary Geology*, 229, Special Issue on Lobes in deep-sea turbidite systems, T. Mulder ed., 110-123.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E. et Gonthier, E. (2010). The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology* (229), 110–123p.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. et Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Hassan, R. (2009). Enregistrement de la sédimentation dans le Golfe de Cadix. Master II Recherche ENVOLH, Environnement-Océanographie Littorale et Hauturière, 30.
- Hassan, R., Ducassou, E., Gonthier, E., Mulder, T., Gérard, J. et Hanquiez, V. Time and Spatial distribution of bioturbations influenced by the Mediterranean Outflow Water. Effects on contourites deposits in the Gulf of Cadiz. (à soumettre).
- He, Y., Duan, T. et Gao, Z. (2008). Sediment entrainment, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60, p. 99–120.
- Heezen, B.C., Hollister C.D. et Ruddiman W.F. (1966). Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: p 502-508.
- Heezen, B.C. et Johnson, G.L. (1969). Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar. *Bull. Inst. Océanogr., Monaco* 67(1392), 95 p.
- Hemleben, Ch., Spindler, M. et Anderson, O.R. (1989). *Modern Planktonic Foraminifera*, éd. Springer-Verlag.
- 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, Lobo, L.M., Alveirinho Dias, F., Rodero, J.M. et Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: A diagnosis of the gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* (31): 19–22.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T. et 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. I* 53, p 1420–1463.

- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. et Lobo, F.J. (2000). Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L.G. (Eds.), *Sedimentary Responses To Forced Regressions*. vol. 172. Geological Society London, Special Publication, pp. 329–361. (Special Publication)
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E. et Stow, D.A.V. (2008). Continental slope contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60 p 379–408.
- Hernández-Molina, F. J., Stow, D.A.V., Llave, E., Rebesco, M., Ercilla, G., Van Rooij, D., Mena, A., Vásquez J.T. et Voelker, A.H.L. (2011). Deep-water circulation: processes and products (19-18 Juin 2010, Baiona): introduction and future challenges. *Geo-Marine Letters* (31): 285-300.
- Hollister, C.D. et Mc Cave, I.N. (1984). Sedimentation under deep-sea storms. *Nature*, 309, p 220-225.
- Hosegood, P. et van Haren, H. (2004). Near-bed solibores over the continental slope in the Faroe-Shetland Channel. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* II-51, p 2943-2971.
- Howe, J.A. (2008). Methods for contourite research, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60, p 19–34.
- Howe, M. R., Abdullah, M. I. et 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.
- Howe, J.A., Stoker, M.S., Stow, D.A.V., Akhurst, M.C., 2002. Sediment drifts and contourite sedimentation in the northeastern Rockall Trough and Faeroe-Shetland Channel, North Atlantic Ocean, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary characteristics*. *Geol. Soc. London Mem.* 22, p 65–72.
- Hjulström, (1939). Transportation of detritus by moving water. In Trask, P.D. *Recent Marine Sediments*. P 5-47. (Reissued by Dover Press, NY).
- Huang, T.C. et Stanley, D.J. (1972). Western Alborán Sea: sediment dispersal, ponding and reversal of currents. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea: A Natural*

- Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, pp. 521–559.
- Hüneke, H. et Mulder, T. (2011). Contour Current and Contourite Drifts, in Editors: Heiko Hüneke Thierry Mulder: *Developments in Sedimentology*, 63, Amsterdam: The Netherlands, 2011, 214 p.
- Imbrie, J. et Imbrie, K.P. 1986. *Ice Ages, solving the Mystery*, Harvard University Press, 224 p.
- Iorga, M. et Lozier, M.S. (1999a). Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology. 1. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research* 194, 25985–26029.
- Iorga, M. et Lozier, M.S. (1999b). Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology. 2. Diagnostic velocity fields. *Journal of Geophysical Research* 194, 26011–26029.
- Jiménez-Munt, I., et Negrodo, A.M. (2003). Neotectonic modelling of the western part of the Africa–Eurasia plate boundary: from the Mid- Atlantic ridge to Algeria. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 257–271.
- Johnson, H.D., Baldwin, C.T., (1996). Shallow clastic seas, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, p 232-280.
- Johnson, J. et Stevens, I. (2000). A fine resolution model of the eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Research I* 47, 875–899.
- Kenyon, N.H. et Belderson, R.H. (1973). Bedforms of the Mediterranean undercurrent observed with side scan sonar. *Sediment. Geol.* 9, p 77-100.
- Kenyon, N.H., Akhmetzhanov, A. et Ivanov, M. (2000). Mediterranean undercurrent short study. In: Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M., Akhmanov, G.G. (Eds.), *Multidisciplinary Study of Geological Processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins*. Intergovernmental Oceanographic Commission Technical Series, 56. UNESCO, 2000. 102pp.
- Klingebiel, A., Rechiniac, A. et Vigneaux, M. (1967). Etude radiographique de la structure des sédiments meubles. *Marine Geology*, 5: 71-76.
- Kneller, B. (1995). Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, in: Hartley, A.J., Prosser,

- D.J. (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 94, p 31-49.
- Kneller, B. C. et 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.
- Knutz, P. C. (2008). Paleooceanographic significance of contourite drifts. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. *Developments in Sedimentology Elsevier*, 60, p 511-535.
- Laberg, J. S. et Camerlenghi, A. (2008). The significance of contourites for submarine slope stability, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. *Developments in Sedimentology* 60, p537-556.
- Laberg, J. S., Vorren, T. O. et Knutsen, S.M. (2002). The Lofoten Drift, Norwegian Sea, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series*, *Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geol. Soc. London Mem., Vol. 22, p. 57-64.
- Lebreiro, S.M., McCave, I.N. et Weaver, P.P.E. (1997). Late Quaternary turbidite emplacement on the Horseshoe Abyssal Plain (Iberian Margin). *Journal of Sedimentary Research* 67 (5), 856–870.
- Lebreiro, S.M., Voelker, A. H. L., Vizcaino, A., Abrantes, F. G., Alt-Epping, U., Jung, S., Thouveny, N. et Grácia, E. (2009). Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr). *Quaternary Science* (28): 3211-3223.
- Ledbetter, M.T. (1984). Current speed in the Vema Channel recorded by particle size of sediment fine fraction. *Mar. Geol.* 58, p 137-149.
- Ledbetter, M.T., 1986. A late Pleistocene time-series of bottom-current speed in the Vema Channel. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 53, 97-105.
- Le Pichon, X., Auzende, J. M., Pautot, G., Monti, S. et Francheteau, J. (1971). Deep sea Photographs of an active seismic fault near Gibraltar Straits. *Nature* 230, 110-111.
- Leynaud, D., Mulder, T., Hanquiez, V., Gonthier E. et Régert A. (2013). Sediment failures types, preconditions and triggering factors in the Gulf of Cadiz. *Marine Geol.*
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. et 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. Geophys. Res.* 22, 487-508.
- Llave, E. (2003). Análisis Morfosedimentario y Estratigráfico de los Depósitos Contouríticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones Paleoceanográficas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias del Mar, Univ. Cádiz, 343 p.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L. et Díaz del Río, V. (2004). Arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos del Pleistoceno superior del Golfo de Cádiz: implicaciones paleoceanográficas de los eventos de Heinrich. *Geotemas* 6 (5), 187–190.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., del Rio, V.D. et 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): 241–262.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Stow, D. et Díaz del Río, V. (2007). 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. London Spec. Publ.*, Vol. 276, p 49-80.
- Llave, E., Matias, H., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Stow, D.A.V. et Medialdea, T. (2011). Pliocene-Quaternary contourites along the northern Gulf of Cádiz margin: sedimentary pattern and regional distribution. *Geo-Mar Lett* 31, p 377-390.
- Locker, S.D. et Laine, P. (1992). Paleogene-Neogene depositional history of the middle U.S. Atlantic continental rise: Mixed turbidite and contourite depositional systems. *Marine. Geology.* (103): 137–164.
- Lobo, F.J. (1995). Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario terminal. Dissertation. University of Cádiz, 200pp.
- Lobo, F.J. (2000). Estratigrafía de alta resolución y cambios del nivel del mar durante el Cuaternario del margen continental del Golfo de Cádiz (S de Iberia) y del Roussillon (S de Francia): Estudio comparativo. Ph.D. Thesis, University of Cádiz.
- Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. et 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., Dias, J.M.A., González, R., Hernández-Molina, F.J., Morales, J.A. et Díaz del Río, V. (2003). High-resolution seismic stratigraphy of a narrow, bedrock-controlled estuary: the Guadiana estuarine system, SW Iberia. *Journal of Sedimentary Research* 73 (6), 973–986.
- Lobo, F.J., Dias, J.M.A., Hernández-Molina, F.J., González, R., Fernández-Salas, L.M. et Díaz del Río, V. (2005a). Shelf-margin wedges and lateral accretion of upper slopes in the Gulf of Cádiz margin (southwest Iberian Peninsula). *London Geological Society Special Publication*, vol. 244, pp. 7–25.
- Lobo, F.J., Fernández-Salas, L.M., Hernández-Molina, F.J., González, R., Dias, J.M.A., Díaz del Río, V. et Somoza, L. (2005b). Holocene high stand deposits in the Gulf of Cádiz, SW Iberian Peninsula: a high-resolution record of hierarchical environmental changes. *Marine Geology* 219, 109–131.
- Loget, N. et Van Den Driessche, J. (2006). On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology* 188-189, 341-356p.
- 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.
- Löwemark, L. (2003). Automatic image analysis of X-ray radiographs: a new method for ichnofabric evaluation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 50, 815–827.
- Löwemark, L. et Schäfer, P. (2003). Ethological implications from a detailed X-ray radiograph and ¹⁴C-study of the modern deep-sea Zoophycos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192 (1–4), 101–121.
- Löwemark, L., O'Regan, M., Hanebuth, T.J.J. et Jakobsson, M. (2012). Late Quaternary spatial and temporal variability in Arctic deep sea bioturbation and its relation to Mn cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365-366, 192-208.
- Löwemark, L., Schönfeld, J. et Schäfer, P. (2006). Deformation of pyritized burrows: A 941 novel technique for the detection and quantification of core shortening in 942 gravity cores. *Marine Geology* 233, 37-48.
- Löwemark, L., Schönfeld, J., Werner, F. et Schäfer, P. (2004). Trace fossils as a paleoceanographic tool: evidence from Late Quaternary sediments of the southwestern Iberian margin. *Marine Geology* (204): 27- 41.

- 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), p 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. et 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., Campillo, A. C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. et Campos, J. (1992). Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters* 12, 179-186p.
- Maldonado, A. et 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., Somoza, L. et Pallarés, L. (1999). The Betic orogeny and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cádiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology* 155, 9–43.
- Maldonado, A., Rodero, J., Pallarés, L., Somoza, L., Medialdea, T., Hernández-Molina, J. et Lobo, F.J. (2003). Mapa Geológico 1:200.000 de la Plataforma Continental Española y Zonas Adyacentes. Memoria y Hoja no. 86–86S (Cádiz). Instituto Tecnológico GeoMinero de España (IGME), 91pp.
- 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.
- Malod, J.A. et Mougénot, D. (1979). L'Histoire géologique néogène du Golfe de Cadix. *Bulletin of the Society of Geology France* 7 (21), 603–611.
- Manley, P.L. et Flood, R.D. (1993). Paleoflow history determined from mudwave migration: Argentine Basin. *Deep-Sea Research* (40): 1033–1055.
- Marchès, E. (2008). Le système contouritique de la marge de l'Algarve : processus sédimentaires et enregistrement au cours du Quaternaire. Thèse, Université Bordeaux 1, 3683, 284 p.

- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E. et Lecroart, P. (2007). Contourite drifts construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). *Mar. Geol.* (242), 247-260 p.
- Marchès, E., Mulder, T., Gonthier, E., Hanquiez, V., Crémer, M., Garlan, T., et Lecroart, P. (2009). Perched lobes formation induced by contourite construction in the Gulf of Cadiz: Interactions between gravity processes and contour currents (Algarve Margin, South Portugal), *Sedimentary Geology*, 229, Special Issue on Lobes in deep-sea turbidite systems, T. Mulder ed., 81-94.
- Martín-Chivelet, J., Fregenal-Martínez, M.A. et Chacón, B. (2003). Mid-depth calcareous contourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain). Origin and palaeohydrological significance. *Sediment. Geol.*, 163, 131–146.
- Martín-Chivelet, J., Fregenal-Martínez, M.A. et Chacón, B. (2008). Traction structures in contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*. 60, pp. 159–182.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. et Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27: 1-29.
- Matthiesen, S. et Haines, K. (2003). A hydraulic box model study of the Mediterranean response to postglacial sea-level rise. *Paleoceanography* 18(4).
- Mauritzen, C., Morel, Y. et Paillet, J. (2001). On the influence of Mediterranean water on the central waters of the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research* 44, 1543–1574.
- Mavel, J. (2008). Hydrologie et dynamique sédimentaire récente au sein des canyons du Golfe de Gascogne : variabilité temporelle et spatiale. Master 2 Recherche ENVOLH, Environnement, océanographie littorale et hauturière, Université Bordeaux 1, 37 p.
- McCaffrey, W. D. et 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. (1984). Size-spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. *Deep-Sea Res.* 31, 329–352.
- McCave, I.N. (1985). Properties of suspended sediment over the HEBBLE area on the Nova Scotia rise. *Mar. Geol.* 66, 169–188.

- McCave, I.N. (2008). Size sorting during transport and deposition of fine sediments: Sortable silt and flow speed, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, pp. 121–142.
- McCave, I.N. et Carter, L. (1997). Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep-Sea Res. I* 44, 1203–1237.
- McCave, I.N., Chandler, R.C., Swift, S.A. et Tucholke, B.E. (2002). Contourites of the Nova Scotian continental rise and the HEBBLE area, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geol. Soc. London Mem.*, Vol. 22, pp. 21–38.
- McCave, I.N. et Tucholke, B.E. (1986). Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic, in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America, The Western North Atlantic Region, Decade of North American Geology. Geol. Soc. Am., Boulder*, Vol. M. pp. 451–468.
- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J. T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Cordoba, D. et 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.
- 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. et Lancelot, Y. (1970). Etude photographique des fonds du Golfe de Cadix. *Cahiers Océanographiques de Paris* 22, 63-72.
- Mézerai, M.L., Faugères, J.-C., Figueiredo, A. et Massé, L. (1993). Contour current accumulation off Vema Channel mouth, southern Brazil basin. *Sediment. Geol.* 82, 173–188.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C. et Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* (18): 251-255.
- Milankovitch, M. (1941). *Canon of insolation and the ice-age problem*. Belgrade and new English. Translation, 1998, with introduction and biographical essay by Nikola Pantic. 636 pp. Hardbound. Alven Global. ISBN 86-17-06619-9).

- Miller, M.C. et Komar, P.D. (1977). Development of sediment threshold curves for unusual environments (Mars) and for inadequately studied materials (foram sands). *Sedimentology* (24): 709–721.
- Mojtahid, M. (2004). Paléoclimatologie et paléohydrologie de la marge celtique et armoricaine au travers des cycles glacio-eustatiques du Quaternaire terminal. Master 2 ENVOLH, Université Bordeaux 1, p (1-52).
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I.N. et Shackleton, N.J. (2002). Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 Ka. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 465–480.
- Mougenot, D. (1988). Géologie de la marge portugaise. Thèse d'état de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, 257 pp.
- Mougenot, D. et Vanney, J.R. (1982). Les Rides de contourites Plio-Quaternaires de la pente continentale sud-Portugaise. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*. 31, 131–139.
- Mulder, C.J. et Parry, G.R. (1977). Late Tertiary evolution of the Alboran Sea at the eastern entrance of the Strait of Gibraltar. In: Biju-Duval, B., and Montadert, L. (Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins*: Paris (Ed. Technip), pp. 401–410.
- Mulder, T. et Alexander, J. (2001). Abrupt changes in slope causes variations in the thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology* 175, 221-235.
- Mulder, T., Faugères, J.-C. et Gonthier, E. (2008). Mixed turbidite-contourite systems, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 435–456.
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., et Toucanne, S. (2013). Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Mar Lett* (2013) 33: P 357–367.
- 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. et 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 Dren, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernández-Molina, F. J., Llave-Barranco, E., Gervais, A. et 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., 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. et Morel, J. (2003). The Gulf of Cadiz: an unstable giant contourite levee. *Geo-Marine Letters* 23, 7-18.
- Nelson, C. H., Baraza, J. et 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. et 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.
- Nielsen, T., Kuijpers, A. et Knutz, P. (2008). Seismic expression of contourite depositional systems, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, pp. 301–322.
- Nowell, A.R.M., Hollister, C.D. et Jumars, P.A. (1982). High-Energy Benthic Boundary Layer Experiment: HEBBLE. EOS Transactions, Am. Geophys. Union 63, 594–595.
- Ochoa, J. et Bray, N. A. (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research* 38(1), 5465-5503.
- O’Neil-Baringer, M., et Price, J.F. (1999). A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Mar. Geol.* 155, p 63-82.
- Penaud, A., Eynaud, F., Voelker, A., Kageyama, M., Marret, F., Turon, J. L., Blamart, D., Mulder, T. et Rossignol, L. (2011). Assessment of sea surface temperature changes in the Gulf of Cadiz during the last 30 ka: implications for glacial changes in the regional hydrography. *Biogeosciences* (8), 2295–2316.
- Pemberton, S.G. and Frey, R. W. (1982). Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma; *J. Paleontol.* (56) 843–871.
- Prater, M. et Stanford, T.B. (1994). A meddy off Cape St. Vincent. Part I. Description. *Journal Physical Oceanography* 24, 1572–1586.

- Pujol, C. (1980). Les Foraminifères Planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie-stratigraphie-environnement; *thèse de 3^{ème} cycle, université bordeaux I, Talence*, 254pp.
- Ramsay, P.J., Smith, A.M. et Mason, T.R. (1996). Geostrophic sand ridge, dune fields and associated bedforms from the northern KwaZulu-Natal shelf, South-east Africa. *Sedimentology* (43): 407-419.
- Rebesco, M. et Camerlenghi, A. (2008). Contourites. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, 60, 688 p.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A. et Van Loon, A.J. (2008). Contourite Research: A field in full developments, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60, p. 1-10.
- Rebesco, M., Pudsey, C.J., Canals, M., Camerlenghi, A., Barker, P.F., Estrada, F. et Giorgetti, A. (2002). Sediment drifts and deep-sea channel systems, Antarctic Peninsula Pacific Margin, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geol. Soc. London Mem.*, 22, p 353–371.
- Rebesco, M. et Stow, D.A.V. (2001). Seismic Expression of Contourites and Related Deposits: A Preface. *Mar. Geophys. Res.* 22, p 303–308.
- Reeder, M.S., Rothwell, G. et Stow, D.A.V. (2002). The Sicilian gateway: Anatomy of the deep-water connection between East and West Mediterranean basins, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geol. Soc. London Mem.*, Vol. 22, pp. 171–190.
- Revel, M., Cremer, M., Grousset, F.E. et Labeyrie, L. (1995). Grain-size and Sr-Nd isotopes as a tracer of palaeo-bottom current strength, NE Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 131, p 233–249.
- Rey, J. et Medialdea, T. (1989). Morfología y sedimentos recientes del margen continental de Andalucía Occidental. *El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA Monografías I*, 133- 144.
- Richardson, P.L., Bower, A.S. et Zenk, W. (2000). A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography* 45, 209–250.

- Richter, T.O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H.C., De Haas, H et Vas Weering, T.C.E. (2006). The Avaatech Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological society London, Special Publication. 267. 39-50.
- Robinson, S.G. et McCave, I.N. (1994). Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic during the Pleistocene. *Paleoceanography* 9, p 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.
- Rodríguez, A.B. et Anderson, J.B. (2004). Contourite origin for shelf and upper slope sand sheet, offshore Antarctica. *Sedimentology* 51, 699–711.
- Rogerson, M., Rohling, E. J., Weaver, P. P. E. et Murray, J. W. (2005). Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography* 20, PA3007.
- Rohling, E. J. et 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
- Roque, A.C.F.P. (1998). Análise morfosedimentar da sequência deposicional do Quaternário Superior da plataforma continental Algarvia entre Faro e a foz do Rio Guadiana. Dissertation, University of Lisbon, 221pp.
- Sanchez Goni, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J. O. et 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.
- Sarnthein, M., Kennett, J. P., Allen, J. R. M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J., Ramesh, R. et SCOR-IMAGES Working Group 117. (2002). Decadal-to-millennial-scale climate variability - chronology and mechanisms: summary and recommendations. *Quaternary Science* (21): 1121-1128.
- 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, 211–236.

- Schönfeld, J. (2002). A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research I* 49, p 1853–1875.
- Schönfeld, J. et 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, p 85–111.
- Shanmugam, G. (1988). Origin, recognition and importance of erosional unconformities in sedimentary basins, Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), *New Perspectives in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, p. 83-108.
- Shanmugam, G. (2008). Deep-water bottom currents and their deposits, in: Rebesco, M., Camerlenghi (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60 p 59–81.
- Shanmugam, G. (2012). *New Perspectives on Deep-water Sandstones: Origin, Recognition, Initiation and reservoir quality*. Elsevier, Amsterdam, *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, vol 9, 496 p.
- Shapiro, G.I. et Meschanov, S.L. (1996). Spreading pattern and mesoscale structure of Mediterranean outflow in the Iberian basin estimated from historical data. *Journal of Marine Systems* 7, 337–348.
- Siddall, M., Rohling E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer I. et Smeed, D. A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, vol 423, p 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. et Canals, M. (2005). Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography* 20(2), PA2019.
- Slater, D.R. (2003). *The transport of Mediterranean water in the north Atlantic Ocean*. University of Southampton. Thesis, 155pp.
- Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., De Andres, J.R. et 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.
- Somoza, L., Gardner, J.M., Díaz-del-Río, V., Vázquez, T., Pinheiro, L., Hernández-Molina, F.J. et 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. et Fernández-Salas, L.M. (2003). Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: acoustic imagery, multibeam and ultrahigh resolution data. *Marine Geology* 195, 157–176.
- 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, p 229-254.
- Stow, D. A. V. (2001). Deep-sea Sediment Drifts. In: Steele, J.H., Turekian, K.K. and Thorpe, S. A. (eds) *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, London. 700-710.
- Stow, D.A.V., Brackenridge, R. et Hernandez-Molina, F.J. (2011). Contourite Sheet Sands: New Deepwater Exploration Target. Abstract American Association of Petroleum Geologists Annual Conference, Houston 2011.
- Stow, D.A.V. et Faugères, J.-C. (2008). Contourite facies and the facies model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 223–256..
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C. et Gonthier, E. (1986). Facies distribution and textural variation in Faro drift contourites: velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology* 72, p 71-100.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J. A., Pudsey, C. J. et Viana, A. R. (2002). 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. et Gonthier, E. (1998). Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology* 115(1-4), 3-31.

- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Rio, V., Somoza, L. et Brackenridge, R. (2013). The Cadiz Contourite Channel: Sandy Contourites, Bedforms and Dynamic Current Interaction. *Marine Geology* 343 (2013). P 99-114.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Rio, V., Branson, A. (2010). Bedform-velocity matrix: the estimation of deep bottom current velocity from bedform observations. *Geo-Temas* 11, p 163-164.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. et Collinson, J. (1996). Deep seas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments*, third ed. p 395–453.
- Stuiver, M. et Braziunas, T.F. (1998). Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14. *Geophysical Research Letters* 25: 329-332.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J. (1993). Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Reimer, R.W. (2005). CALIB 5.0. (WWW program and documentation).
- Telford, R.J., Heegaard, E. et Birks, H.J.B. (2004). The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *Holocene* 14: 296-298.
- Thiebot, E. et Gutscher, M.-A. (2006). The Gibraltar Arc seismogenic zone (part1): constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by seismic data, gravity and thermal modeling. *Tectonophysics* 427, 135–152.
- Thorpe, S.A. (1975). Variability of the Mediterranean undercurrent in the Gulf of Cádiz. *Deep-Sea Research* 23, 711–727.
- 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. et Vergnaud-Grazzini, C. (1991). An overview of the post-Messinian paleoenvironmental history of the Mediterranean. *Palaeoceanography* 6 (1), 143–164.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. et Bickert, T. (2007). Influence of the water content on X ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (2).
- Toucanne, S. (2005). Paléocirculation de la veine d'eau méditerranéenne dans le Golfe de Cadix: approche sédimentologique. Master II Recherche ENVOLH,

- Environnement, océanographie littorale et hauturière, Université Bordeaux 1, 29 p.
- Toucanne, S., Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, Bernard., Morelle, C., Minto'o, A., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G. et Mulder, T. (2012). A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews*, 1-19.
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M. et Zaragosi, S. (2007). Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the palaeocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, p 354-366.
- Torelli, L., Sartori, R. et 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.
- Tucholke, B.E., 1986. Analysis of a longitudinal ripple from the Nova Scotian continental rise, comment. *Mar. Geol.* 72, 371-373.
- Twenhofel WH (1937). Terminology of the fine-grained mechanical sediments. National Research Council, Report of the Commission on Sedimentation for 1936-1937, p 81-104
- Vanney, J. R. et Mougenot, D. (1981). La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes : Analyse Géomorphologique. *Mémoires des services géologiques du Portugal* 28, 86 pp.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., Vegas, R., León, R., Bárcenas, P., Maestro, A. et Fernández-Puga, M.C. (2004). Morfología y Tectónica del talud inferior del golfo de Cádiz. *Geotemas* 6 (5), 211–214.
- Verdicchio, G. et Trincardi, F. (2008). Shallow-water contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60, p 409-434.
- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M.-H., Faugères, J.C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C. et Saliège, J.F. (1989). Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 years B.P. *Oceanological Acta* 12, 305–324.

- Viana, A.R. (1998). Le rôle et l'enregistrement des courants océaniques dans les dépôts de marges continentales: la marge du bassin sud-est Brésilien. Ph.D. thesis Univ. Bordeaux I 1873: 364 p.
- Viana, A.R. et Faugères, J.C. (1998). Upper slope sand deposits: The example of Campos Basin, a latest Pleistocene/Holocene record of the interaction between along and across slope currents, in: Stoker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (Eds.), *Geological Processes on Continental Margins- Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geol. Soc. London Spec. Publ., Vol. 129, pp. 287-316.
- Viana, A.R., Hercos, C., de Almeida, W., Magelhaes, J.L.C. et de Andrade, S.B. (2002). Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos slope, SW Atlantic margin, in: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geol. Soc. London Mem., 22, p. 249-260.
- Virtasalo, J.J., Kotilainen, A.T. et Gingras, M.K. (2006). Trace fossils as indicators of environmental change in Holocene sediments of the Archipelago Sea, northern Baltic Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240, 453–467.
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S., Schoenfeld, J., Cacho, I, Erlenkeuser, H., et Abrantes, F. (2006). Mediterranean Outflow Strengthening during Northern Hemisphere Coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 245, 39-55.
- Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H. et Evans, J. (2000). Continental margin sedimentation, with special reference to north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47, 239–256.
- Weber, O., Gonthier, E. et 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.
- Wentworth, C.K. (1932). The coarser grained clastic sedimentary products. In: *Treatise on Sedimentation*, by Twenhofel, W.H., Williams and Wilkins, Baltimore, chap.5, 199-218.
- Werner, F. et Wetzel, A. (1982). Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments. *Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine* 31, 275-288.

- Wetzel, A. (1982). Biogenic sedimentary structures in a modern upwelling area: the NW African continental margin. In *Coastal Upwelling: Its sediment Record*, E. Suess and J. Thiede (ed.), Plenum Press, New York (in press).
- Wetzel, A. (1983). Biogenic structures in modern slope to deep sea sediments in the Sulu Sea basin (Philippines). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 42, 285–304.
- Wetzel, A. (1984). Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental change. *Geological Society of London*. v.15; p. 595-608.
- Wetzel, A., Tjallingii, R. et Wiesner, M. G. (2011). Bioturbational structures record environmental changes in the upwelling area off Vietnam (South China Sea) for the last 150,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 256–267
- Wetzel, A., Werner, F. et Stow, D.A.V. (2008). Bioturbation and biogenic sedimentary structures in contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology* 60,183-202.
- Worthington, L.V. (1976). On the North Atlantic circulation. *Johns Hopkins Oceanographic Studies* 6, 1–110.
- Wynn, R.B. et Masson, D.G. (2008). Sediment waves and bedforms, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, Vol. 60 (this volume), p. 289–300.
- Zahn, R., Sarnthein, M. et Erlenkeuser, H. (1987). Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2, 543–559.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A. et Lanfumeu, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the Bay of Biscay turbidite systems, *Geo-Marine Letters, Special Issue on Deep-Sea Turbidite Systems on French Margins*, Mulder T., ed., 26 (6), p 317-330.
- Zenk, W. (1970). On the temperature and salinity structure of the Mediterranean water in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research* 17, 627–631.
- Zenk, W. (1975). On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. "Meteor" *Forsch. Ergebnisse* 16, 23-34.

- Zenk, W. et Armi, L. (1990). The complex spreading patterns of Mediterranean water off the Portuguese continental slope. *Deep-Sea Research* 37, 1805–1823.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriët, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., and Diez, S., (2009). The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 13–50p.
- 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. et Zahinos Ruiz, A. (2001). Source of 1755 Lisbon Earthquake and Tsunami Investigated. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 82(26), 285, 290-291.
- Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L. M., et BIGSETS TEAM. (2004). Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure appl. geophys.* 161, 565–587p.

ANNEXE

Protocole d'études des données sédimentologiques

Le banc multiparamètres (Geotek ltd.)

Le banc MSCL (*Multi-Sensor Core Logger*) permet de mesurer de façon simultanée et automatisée (1) le 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 du 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 $t+1$ 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.