



HAL
open science

**LES SYSTEMES TURBIDITIQUES PROFONDS DE
LA MARGE CELTIQUE ARMORICAINE (GOLFE DE
GASCOGNE) : PHYSIOGRAPHIE ET EVOLUTION
AU COURS DES DERNIERS 30 000 ANS**

Sébastien Zaragosi

► **To cite this version:**

Sébastien Zaragosi. LES SYSTEMES TURBIDITIQUES PROFONDS DE LA MARGE CELTIQUE ARMORICAINE (GOLFE DE GASCOGNE) : PHYSIOGRAPHIE ET EVOLUTION AU COURS DES DERNIERS 30 000 ANS. Sciences de la Terre. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2001. Français. NNT : . tel-00999640

HAL Id: tel-00999640

<https://theses.hal.science/tel-00999640>

Submitted on 4 Jun 2014

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.

N° d'ordre : 2264

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DE : SCIENCES DU VIVANT, GEOSCIENCES,
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Par M^r ZARAGOSI Sébastien

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : Géologie Marine

LES SYSTEMES TURBIDITIQUES PROFONDS DE LA MARGE CELTIQUE-
ARMORICAINE (GOLFE DE GASCOGNE) : PHYSIOGRAPHIE ET EVOLUTION AU
COURS DES DERNIERS 30 000 ANS

Soutenue le : 5 janvier 2001

Après avis de :

Mme Laurence DROZ, Chargé de Recherche CNRS, Brest
M. François GUILLOCHEAU, Professeur, Université de Rennes I

Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Patrick BUAT-MENARD, Directeur de Recherche CNRS, Bordeaux
Mme Laurence DROZ, Chargé de Recherche CNRS, Brest
M. François GUILLOCHEAU, Professeur, Université de Rennes I
M. Gérard AUFFRET, Chercheur IFREMER, Brest
M. Thierry GARLAN, Ingénieur SHOM, Brest
M. Jean-Claude FAUGERES, Professeur, Université de Bordeaux I

Président
Rapporteur
Examineur

Avant Propos

Au terme de ces trois années de doctorat, c'est avec plaisir que j'ai l'occasion de pouvoir remercier officiellement tous ceux et celles, qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

Mes remerciements s'adressent d'abord à M. Patrick Buat-Ménard, qui me fait l'honneur de présider le jury de cette thèse. Je remercie Mme Laurence Droz et M. François Guillocheau d'avoir accepté la charge de rapporteurs. Leurs remarques et leurs conseils ont fortement profité à la version finale de ce manuscrit.

Cette thèse, initiée et financée par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) n'aurait pu voir le jour sans M. Thierry Garlan. Je tiens particulièrement à le remercier pour sa confiance et son soutien permanent.

A M. Jean-Claude Faugères, directeur de mon travail, j'adresse bien sûr tous mes remerciements, mais surtout toute ma reconnaissance. Son côté humain, sa patience et sa disponibilité m'ont permis de mener à bien cette étude dans des conditions de travail idéales.

Je tiens également à exprimer ma gratitude et toute mon amitié pour M. Gérard Auffret, véritable promoteur de la partie "celtique" de ce travail. Encore merci pour m'avoir accompagné tout au long de cette thèse.

La partie "américaine" de cette thèse n'aurait pu voir le jour sans le soutien de M. Raymond Lesuavé et M. Jean François Bourillet. Merci d'avoir mis à ma disposition les données bathymétriques et acoustiques des missions SEDIMANCHE et ZEE GASCOGNE.

Je remercie M. Philippe Bertrand, directeur du DGO, laboratoire au sein duquel j'ai réalisé mes recherches, d'avoir veillé au bon déroulement de mon travail.

Je pense aussi à tous ceux du DGO, du SHOM et d'IFREMER que j'ai côtoyés et appréciés. Ce sont, sans aucun ordre de préférence et avec certainement de nombreux oublis: Stéphanie, Virginie, Bérengère, Denis, Bruno, Adriano, Daniëla, Didier, Aldo, Karine, Gabriel, Léo, Rodrigo, Anne, Valérie, Sandrine, Sébastien, Cyril, Philippe, Olivier, Bernard, Joël, Dominique, Gérard, Jacques, Patrick, Sylvain, Isabelle, Axel, Yann, Gilbert, Ronan, René... Un gros merci pour votre amitié votre aide et votre soutien.

Parmi mes proches, je pense particulièrement à ma Grand-mère, car ce sont ces fondations, particulièrement difficiles à édifier d'ailleurs, qui m'ont permis d'arriver au bout de mes ambitions. Ensuite à mes parents pour m'avoir toujours fait confiance et pour m'avoir poussé et soutenu dans mes études.

Enfin et surtout je finirai par ceux qui ont du supporter mon absence, mon manque de disponibilité et le stress des derniers mois. Baptiste et Frédérique, je tiens tout simplement, à vous dédier cette thèse.

Sommaire

Introduction Générale 17

Partie I: Généralités

Chapitre I: Cadre Régional: Physiographie des Marges Celtique et Armoricaine

A. La plateforme continentale 27

 1. *Présentation de la plateforme* 27

 2. *Contexte Hydrologique* 27

 2.1. La marée 27

 2.2. La marée interne 27

 2.3. Les courants résiduels 29

 3. *Les corps sédimentaires de plateforme* 29

 3.1. Les corps sableux tidaux 29

 3.2. Les bancs sableux de Mer Celtique 29

 3.3. Zone de L'Espérance et Haut-fond de la Chapelle 32

 4. *Bilan sédimentaire* 32

B. La pente et les hauts-fonds 34

 1. *Présentation de la pente* 34

 2. *Contexte Hydrologique* 35

C. Glacis et plaine abyssale 36

 1. *Présentation du Domaine profond* 36

 2. *Contexte hydrologique* 36

 3. *Contexte géologique* 37

Chapitre II: Cadre Spatio-Temporel: l'Echelle de Temps et les Paléoenvironnements

A. Les paléoclimats européens 43

 1. *La fin de la dernière période glaciaire: le stade isotopique 2* 43

 2. *L'interglaciaire actuel: le stade isotopique 1* 45

B. Les paléofleuves 46

C. Le delta de la Mer Celtique 47

Chapitre III: La Sédimentation Turbiditique: Etat des Connaissances et Concepts

A. Introduction sur les environnements gravitaires 51

B. Caractéristiques générales des écoulements gravitaires	57
C. Les différentes unités élémentaires composant les édifices turbiditiques: intérêt d'une étude séparée ..	65
1. <i>Les canyons</i>	65
2. <i>Les systèmes chenaux - levées</i>	67
2.1. Les chenaux	67
2.2. Les levées.....	68
2.3. L'avulsion.....	69
3. <i>Les lobes et les chenaux secondaires</i>	70
3.1. Les suprafan lobes	70
3.2. Les depositional lobes.....	71
3.3. Les fanlobes	71
3.4. Les ponded lobes	71
3.5. Les mounded lobes et les sheet lobes.....	72

Chapitre IV: Matériels et Méthodes

A. Origine des données	77
B. Les données acoustiques	77
1. <i>Le Sondeur MultiFaisceaux (SMF)</i>	77
2. <i>Le sondeur de sédiments 3,5 kHz</i>	81
3. <i>Le Système Acoustique Remorqué (SAR)</i>	83
C. Analyse sédimentologique des carottes	84
1. <i>Les mesures non destructives</i>	84
1.1. La gamma densité	84
1.2. La mesure de susceptibilité magnétique	85
1.3. La photographie	85
1.4. La radioscopie: SCOPIX	85
2. <i>Les mesures destructives</i>	87
2.1. La teneur en carbonates	87
2.2. La taille des grains	88
2.3. Le ¹⁴ C.....	88
2.4. Les isotopes de l'oxygène	88
2.5. Les grains détritiques grossiers.....	89
D. Biostratigraphie et stratigraphie isotopique	90
1. <i>Le contexte</i>	90
2. <i>Les associations fauniques</i>	91
3. <i>Les sens d'enroulements</i>	92
4. <i>Les niveaux d'Heinrich</i>	92
5. <i>Nouvelle séquence stratigraphique type des derniers 28 ka</i>	93

Partie II: Les Environnements Turbiditiques de la Marge Celtique-Armoricaine

Chapitre V: Le Système Turbiditique Celtique

A. Résumé des principaux résultats et perspectives	103
1. <i>Morphologie du système</i>	103
2. <i>Contrôle paléocéanographique sur le développement du système</i>	103
3. <i>Perspectives</i>	106
B. Note 1: "Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay"	109

Chapitre VI: Le Système Turbiditique Armorican

A. Résumé des principaux résultats et perspectives	139
1. <i>Morphologie du système</i>	139
1.1. La rampe médiane.....	139
1.2. La rampe distale.....	140
2. <i>Contrôle paléocéanographique sur le développement du système</i>	140
3. <i>Perspectives</i>	142
B. Note 2: "The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model"	143

Chapitre VII: Processus de Dépôt et Environnements Sédimentaires

A. La sédimentation gravitaire de type turbiditique	174
1. <i>Les levées</i>	174
1.1. Morphologie et processus d'édification	174
1.2. Faciès sédimentaires: les turbidites argilo-silteuses (fine-grained turbidite)	180
2. <i>Les chenaux et les remplissages de chenaux</i>	187
2.1. Morphologie des chenaux.....	187
2.2. Le comblement et l'avulsion des chenaux.....	188
2.3. Faciès sédimentaires	189
3. <i>Les lobes distaux</i>	193
3.1. Morphologie et faciès acoustiques.....	193
3.2. Faciès sédimentaires: les sables massifs	194
B. La sédimentation gravitaire non chenalisée: glissements en masse et apron deposits	198
1. <i>Les faciès acoustiques</i>	198
1.1. Le glissement du Morbihan (Morbihan slide).....	198
1.2. Les glissements au pied de l'Escarpe de Trévélyan.....	200
1.3. Crozon Apron Deposit	202
2. <i>Les faciès sédimentaires: mass transport deposits (MTDs)</i>	204
C. La sédimentation ubiquiste: sédimentation hémipélagique et les niveaux d'Heinrich	209
1. <i>La sédimentation hémipélagique</i>	209
1.1. Les faciès sédimentaires	209

1.2. Les processus diagénétiques	209
2. <i>Les évènements d'Heinrich</i>	210
2.1. Les faciès sédimentaires	210
2.2. Les faciès acoustiques.....	216

Partie III: Evolution des Apports et Modèle de Fonctionnement de la Marge Celtique-Armoricaine

Chapitre VIII: Evolution des Apports Sédimentaires et Variations Paléoenvironnementales de la Marge Celtique-Armoricaine

A. Variations hydrologiques et paléoenvironnementales: synthèse des résultats	223
1. <i>Modifications hydrologiques du Golfe de Gascogne</i>	223
2. <i>Variations des apports sédimentaires vers le domaine profond</i>	226
2.1. Variations des apports sur la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan.....	226
2.2. Variations des apports sur les systèmes turbiditiques celtique et armoricain	229
B. Note 3: "The European deglaciation initiation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach"	231

Chapitre IX: La Rampe Celtique: un Modèle Intégré du Fonctionnement de l'Ensemble de la Marge

A. Aspect théorique: la notion de rampe	255
B. Fonctionnement de la marge en bas et haut niveau marin: un système multi-source linéaire	255
C. La Rampe Celtique: un système turbiditique multi-source	258
D. Comparaison de la Rampe Celtique avec les autres systèmes turbiditiques modernes	258
1. <i>Nomenclature</i>	259
2. <i>Morphologie et limites du concept de rampe</i>	260
3. <i>Sources sédimentaires</i>	262
4. <i>La stratigraphie séquentielle</i>	263
Conclusion Générale	265
Bibliographie	273

Liste des Figures

Introduction Générale

Figure 1: Carte bathymétrique ombrée de la Marge Celtique-Armoricaine avec: (1) la Mer Celtique et les bancs sableux tidaux orientés NE-SW, (2) la pente et les canyons, (3) le glacis et les systèmes turbiditiques, (4) la Terrasse de Mériadzek, (5) l'Escarpement de Trévélyan, et (6) le Dôme Gascogne..... 18

Chapitre I: Cadre Régional: Physiographie des Marges Celtique et Armoricaire

Figure 2: Carte physiographique de la Marge Celtique-Armoricaine et du Golfe de Gascogne. 26

Figure 3: Carte bathymétrique et morphologique du Golfe de Gascogne. Bathymétrie d'après Sibuet et al. (1994) et direction du transport sableux résiduel d'après Kenyon et Stride (1970). 28

Figure 4: Courants résiduels sur les plateformes celtique et armoricaire et sur la pente d'après Pingree et Le Cann (1989). Les nombres correspondent aux vitesses moyennes en cm.s^{-1} . W: courant résiduel faible et variable..... 29

Figure 5: Modèle de distribution des séquences de formes sableuses sur les plateformes tidales (Belderson et al., 1982). Les structures sont alignées parallèlement aux pics de vitesse des courants de marée de vive-eau.. 30

Figure 6: Carte des formations néogène et quaternaire des Approches de la Manche (d'après Reynaud, 1996)... 31

Figure 7: Localisation des bancs sableux celtiques (A) et axes des ellipses tidales: dans leur configuration actuelle (B) et pour un niveau marin à -100 m (C) (Belderson et al., 1986). 31

Figure 8: Localisation du Haut-fond de la Chapelle et de la Zone de l'Espérance d'après Bourillet et Loubrieu (1995) et Bouysse et al. (1976). Pour le Haut-fond de la Chapelle, les flèches rouges indiquent l'orientation de la migration des dunes (d'après Reynaud 1996). 32

Figure 9: Direction du transport sableux résiduel en Manche et Mer Celtique (Kenyon et Stride, 1970)..... 33

Figure 10: Relations entre orientation et vitesse des courants tidaux près du fond et la nature du fond (Johnson et al., 1982). 33

Figure 11: Bathymétrie SMF ombrée de la Terrasse de Mériadzek et de l'Escarpement de Trévélyan..... 35

Figure 12: Carte physiographique de la partie nord du Golfe de Gascogne (Modifiée d'après Evans, 1996). 36

Figure 13: Vitesses des courants mesurés dans la partie nord de l'Eventail Celtique (modifié d'après Reid et Hamilton, 1990). Profondeurs des mouillages: CM6: 4100m; CM7: 4250m; CM8: 4275m. 37

Figure 14: Profil sismique CM15 et corrélation des unités acoustiques avec les formations sédimentaires traversées par le forage 400 (d'après Dérégnacourt et Boillot, 1982). Localisation du profil Figure 3..... 38

Figure 15: Profil sismique (SED12) transversal au domaine supérieur du système turbiditique celtique avec les corrélations stratigraphiques proposées par Droz et al. (1999). Localisation du profil Figure 3. 38

Chapitre II: Cadre Spatio-Temporel: l'Echelle de Temps et les Paléoenvironnements

Figure 16: Reconstitution paléoenvironnementale de l'Europe de l'ouest du Dernier Maximum Glaciaire à l'actuel (d'après Adams, 2000). 45

Figure 17: Position du delta de la Mer Celtique en fonction des variations glacio-eustatiques (trait plein) et du niveau marin relatif corrigé de la composante tectonique (trait tireté). Modifié d'après Reynaud (1995). Le delta de la Mer Celtique se serait mis en place soit au cours du Tiglien et des stades isotopiques 2, 6 et 10 (Reynaud, 1996), soit au cours du Prétiglien et des stades isotopiques 2, 6, 10 et 16 (Lericolais, 1997). ... 47

Chapitre III: La Sédimentation Turbiditique: Etat des Connaissances et Concepts

Figure 18: Le modèle de Normark (1978, modifié d'après Normark, 1970). 51

Figure 19: Le modèle de Mutti et Ricci Lucchi (1972). 51

Figure 20: Le modèle de Walker (1978)..... 52

Figure 21: Modèle de système turbiditique sableux à source multiple: modèle de Chan et Dott (1983) basé sur l'étude du "Tyes-Flournoy forearc basin", Oregon..... 53

Figure 22: *Submarine ramp* alimentée par un delta: le modèle de Heller et Dickinson (1985)..... 53

Figure 23: Popularité des modèles d'éventails profonds durant les derniers 50 ans. D'après Shanmugam (2000).53

Figure 24: Modèle de Reading et Richards (1994)..... 55

Figure 25: Classification des systèmes gravitaires modernes selon le modèle de Reading et Richards (1994). La classification est basée sur: (1) le volume et la taille des grains des apports et (2) la nature du système d'alimentation (éventails localisés au débouché d'une source ponctuelle (*submarine fan*), systèmes à source multiple (*multiple-source ramps*) et systèmes à source multiple linéaire (*slope apron*)..... 56

Figure 26: La séquence de Bouma et son cône de dépôt (Bouma, 1962). 57

Figure 27: Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus lent (Sanders, 1965)..... 58

Figure 28: Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus rapide (<i>flowing grain layer</i>) (Sanders, 1965).	58
Figure 29: Interprétation de la séquence de Bouma par Walker (1967).	58
Figure 30: Classification des écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973).	59
Figure 31: Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire dans le temps et/ou l'espace (Middleton et Hampton, 1973).	59
Figure 32: La séquence de Bouma (1962) et ces extensions pour les turbidites sableuses (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam (1980), d'après Shanmugam (2000).	60
Figure 33: Faciès gravitaires et processus de dépôts associés: le concept de <i>facies tract</i> par Mutti (1992).	61
Figure 34: Vue expérimentale d'un écoulement turbiditique de haute densité (Postma, 1988), différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et à rhéologie non-newtonienne et un écoulement supérieur de nature turbulente et à rhéologie newtonienne. D'après Shanmugam (1997), l'écoulement inférieur doit être considéré comme un <i>debris flow</i> sableux et non comme faisant partie de l'écoulement turbiditique de haute densité.	62
Figure 35: La séquence de Bouma et ces différentes interprétations.	62
Figure 36: Situations produisant des écoulements non uniformes (Kneller, 1995).	63
Figure 37: Le modèle de Kneller: la matrice d'accélération (Kneller, 1995).	64
Figure 38: Complexe chenal/lobe synthétique d'après Galloway (1998). (A) <i>Slump</i> et <i>cohesive debris flows</i> . (B) <i>Debris flows</i> . (C) Turbidite de haute densité et <i>debris flows</i> sableux. (D) Dépôts de levées hétérolitiques. (E) Turbidite de faible densité, et dépôts hémipélagiques. (F) Turbidites de haute densité. (G) Empilement de turbidites des lobes proximaux. (H) Turbidites hétérolitiques des lobes medians. (I) Turbidites de faible densité des lobes distaux.	65
Figure 39: Morphologie en coupe et dimensions de différents types de canyons et chenaux. Modifié d'après Stow et Mayall (2000).	66
Figure 40: Caractéristiques de différents types de chenaux turbiditiques à différentes échelles d'après Mutti et Normark, 1991 (modifié).	67
Figure 41: Morphologie de chenaux turbiditiques de type érosif ou dépôt en fonction de la nature des sédiments transportés (Galloway, 1998).	68
Figure 42: Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du "nuage turbiditique" (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.	69
Figure 43: Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau système chenal-levée. Cas de l'Eventail Amazonien (Flood et Piper, 1997).	70

Figure 44: Localisation du dernier <i>fanlobe</i> de l'éventail du Mississippi (Bouma, 1985).....	71
Figure 45: Modèle de l'éventail de l'Ebro avec des lobes chenalisés et non chenalisés (<i>ponded lobe</i>).	72
Figure 46: Bloc diagramme et caractéristiques des <i>mounded lobes</i> et <i>sheet lobes</i> par Galloway et Hobbay (1996 dans Galloway, 1998).	72

Chapitre IV: Matériels et Méthodes

Figure 47: Localisation de l'ensemble des données sondeur multifaisceaux utilisées dans cette étude.....	78
Figure 48: Bathymétrie (EM 12) de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).	79
Figure 49: Grille bathymétrique EM 12 ombrée de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).	80
Figure 50: Imagerie acoustique (EM 12) de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).....	80
Figure 51: Localisation de l'ensemble des données sondeur de sédiments 3,5 kHz coque et SAR, utilisées dans cette étude.	81
Figure 52: Exemple de profil 3,5 kHz coque de la Campagne SEDIFAN 1: le chenal de Whittard.	81
Figure 53: Exemple de profil 3,5 kHz SAR de la Campagne SEDIFAN 2: Le chenal de Whittard.....	83
Figure 54: Schéma de la chaîne d'acquisition de SCOPIX (d'après Migeon et al., 1999).....	86
Figure 55: La chaîne de traitement des images SCOPIX. (a) correction de l'image brute par soustraction du bruit de fond, (b) rehaussement de contraste, (c) convolution. L'image présentée ici provient de la carotte MD95-2002. Les laminées visibles sur cette radiographie sont totalement invisibles à l'œil nu.	87
Figure 56: Comparaison entre: le contexte stratigraphique établi au cours de ce travail (Pujol, Zaragosi et al. 2000b; Zaragosi et al. 2000; Zaragosi et al. soumis), et le contexte stratigraphique antérieur (Pujol, 1980; Caralp et al. 1981). Les limites sont calées par rapport à la courbe d'enroulement de l'espèce <i>N. pachyderma</i> f. s. de la carotte MD95-2002.....	91
Figure 57: Carte de localisation des carottes utilisées pour la stratigraphie du Pléistocène terminal et de l'Holocène du Golfe de Gascogne.	94
Figure 58: Logs stratigraphiques des carottes MD95-2002, ESCAMP KS02, SU8150, CH6928, CH7204 et AKS01.	95
Figure 59: Log stratigraphique de la carotte MD95-2002: une référence pour le Golfe de Gascogne. Sur ce log, sont reportés l'ensemble des repères stratigraphiques utilisés.....	96

Chapitre V: Le Système Turbiditique Celtique

- Figure 60: Drappage de l'imagerie EM12 sur une vue 3D du système turbiditique celtique (modifié d'après Auffret, Zaragosi et al., 2000a)..... 104
- Figure 61: Compilation des données imagerie SMF disponibles dans le Golfe de Gascogne (modifié d'après Lucas, com. Pers.)..... 107

Chapitre VI: Le Système Turbiditique Armoricaïn

- Figure 62: Vue 3D du système turbiditique armoricaïn avec en premier plan la plateforme continentale armoricaïne parcourue par le système de bancs sableux celtique, le rebord de pente et les têtes des principaux canyons. La pente est masquée par la perspective. En deuxième plan, le domaine profond est visible avec le développement des systèmes chenaux-levées-lobes. Cette vue permet de mettre en évidence la continuité entre les bancs celtiques et la sédimentation turbiditique profonde. 140

Chapitre VII: Processus de Dépôt et Environnements Sédimentaires

- Figure 63: Bathymétrie ombrée 3D de l'Eventail Celtique et localisation des carottes SKS01 (point noir) et MKS03 (point blanc) et des profils 3,5 kHz SAR AB et CD..... 175
- Figure 64: Bathymétrie ombrée du système turbiditique armoricaïn et localisation de profils sismiques de la Figure 67..... 176
- Figure 65: Bathymétrie ombrée et échofaciès 3,5 kHz des systèmes chenal-levée de Whittard (A et B) et d'Audiernie (C et D). Notez la similitude de l'organisation morphologique des 2 systèmes (changement de l'orientation des dunes sur les levées et de la direction des chenaux bloqués par les reliefs sur la pente... 177
- Figure 66: Profils sismiques 3,5 kHz-SAR du chenal de Whittard et de sa levée droite (localisation Figure 63). 178
- Figure 67: Profils sismiques 3,5 kHz sur le système turbiditique armoricaïn (localisation Figure 64). 179
- Figure 68: Analyse granulométrique et calcimétrique haute résolution d'une turbidite argilo-silteuse (carotte SKS01, section 4)..... 181
- Figure 69: Sections des carottes SKS01 et MKS03 illustrant le problème de fluage des sables lors du carottage. Dans les exemples présentés ici les niveaux sableux flués peuvent se retrouver environ 20 cm en dessous de leur position initiale. Il est tout à fait probable que certains niveaux ne soient pas du tout conservés, entraînant ainsi une sous évaluation sensible de la quantité de sable dans ces environnements de levées. 181

- Figure 70: Photographie de la carotte SKS01. L'alternance rythmée de niveaux noirs présents à la base de la carotte, témoigne d'un enrichissement en matière organique et monosulfures (hydrotroïlite). En raison des forts taux de sédimentation, les environnements de levées semblent permettre une très bonne préservation de ces niveaux. 182
- Figure 71: Imagerie rX de la carotte SKS01. Seul les 35 premiers centimètres de la carotte, de nature hémipélagique, ne sont pas constitués de turbidites argilo-silteuses..... 183
- Figure 72: Imageries rX de sections de la carotte SKS01 illustrant l'évolution morphologique des séquences argilo-silteuses de la base (section 11) vers le sommet de la carotte (section 3)..... 185
- Figure 73: Détail du profil sismique 3,5 kHz-SAR AB (Figure 66) montrant l'enregistrement de quatre séquences sédimentaires (DS1-DS4) sur les 40 premiers mètres de la ride de Whittard. 186
- Figure 74: Evolution du nombre de séquences de débordement par 10 cm de carotte et de laminées silteuses par séquence, le long de la carottes SKS01..... 186
- Figure 75: Bathymétrie ombrée de la partie supérieure du système turbiditique celtique et localisation des carottes MKS01 et SKS04. Le chenal celtique (prolongement du chenal de Whittard) est comblé par un remplissage, créant une migration par avulsion du transport sédimentaire vers l'ouest. 187
- Figure 76: Imagerie SMF de la partie supérieure du système turbiditique celtique. 188
- Figure 77: Bathymétrie ombrée de la limite rampe moyenne-rampe distale du système turbiditique armoricain et localisation de la carotte MaKS03. Les chenaux de Blackmud, Brest et Crozon sont bouchés par des corps sableux massifs. 189
- Figure 78: Logs lithologiques et stratigraphie des carottes MKS01, SKS04 et MaKS03. Les carottes MKS01 et SKS04 sont situées sur une petite levée, à proximité du chenal celtique (MKS01) et Chabert (SKS04). La carotte MaKS03 est localisée sur la levée droite du chenal de Crozon. Localisation des carottes Figures 75, 76 et 77..... 190
- Figure 79: Photographie, imagerie rX et paramètres granulométriques de la carotte SKS04. Cette carotte située à proximité du chenal Chabert est constituée de trois niveaux sableux intercalés dans des sédiments hémipélagiques. Le niveau compris entre 0 et 25 cm présente une structure composite avec une base massive et homogène (25-4 cm), et un sommet (4-0cm) à granoclassement positif bien marqué. La différence entre la courbe granulométrique brute (courbe noire) et après décarbonatation (rouge) souligne une évolution dans la nature des grains, de la base vers le sommet. A la base, les grains sont majoritairement détritiques (quartz) et, au sommet, biogènes (foraminifères). Malgré l'aspect homogène, cette évolution témoigne de processus de tri granulométrique liés à des processus de transport de type turbiditique..... 191
- Figure 80: Imagerie rX et photographie d'une séquence turbiditique (carotte Margas KS03, section 1). Cette séquence, allant des sables grossiers (T_a) aux vases homogènes (T_e), passe par l'ensemble des termes de la séquence complète initialement décrits par Bouma (1962)..... 192
- Figure 81: Imagerie SMF et localisation des carottes sur le lobe le plus récent de l'Eventail Celtique..... 193

Figure 82: Imagerie SMF des lobes distaux du système turbiditique armoricain.....	194
Figure 83: Logs lithologiques et stratigraphie des carottes SKS03, SKS02, SKS06 et MKS02 (légende cf. Figure 78). Les carottes présentées sont localisées sur un profil NE-SW partant de la limite éventail supérieur-éventail moyen et finissant à la limite aval du dernier lobe mis en place (Figure 81).	195
Figure 84: Photographie, imagerie rX et paramètres granulométriques de la carotte SKS02. Cette carotte, située dans la partie distale du dernier lobe mis en place, est constituée de deux niveaux sableux intercalés dans des sédiments hémipélagiques. Le premier niveau (0-55 cm) ne présente aucune structure interne malgré un grano-classement positif bien marqué et une déviation standard faible, caractéristique d'un bon classement. Le second niveau (72-92 cm), sans structure interne, présente un léger grano-classement négatif et un classement plus médiocre.....	196
Figure 85: Photographie et imagerie rX de la carotte SKS03. Cette carotte, localisée au niveau de la limite aval du dernier lobe mis en place, est constituée de deux niveaux sableux centimétriques (0-5 cm et 47-48 cm) et d'un niveau silteux (25-40 cm) intercalés dans des sédiments hémipélagiques. En raison de son éloignement, cette carotte a enregistré les dépôts distaux des événements gravitaires majeurs.....	197
Figure 86: Profils sismiques 3,5 kHz-coque du glissement du Morbihan. Localisation des profils Figure 87c..	198
Figure 87: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), échofaciès 3,5 kHz avec la localisation des profils sismiques de la Figure 86, (c) et carte bathymétrique (d) du glissement du Morbihan.....	199
Figure 88: Bathymétrie ombrée de l'Escarpe de Trévélyan avec la localisation du glissement présenté Figure 89, du profil sismique présenté Figure 90 et de la carotte AKS02.....	200
Figure 89: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), carte bathymétrique (c) et morphologie (d) d'un petit glissement au pied de l'Escarpe de Trévélyan.....	201
Figure 90: Profil sismique 3,5 kHz sur un glissement localisé au pied de l'Escarpe de Trévélyan. Localisation Figure 88.	201
Figure 91: Profil sismique 3,5 kHz au sein du <i>Crozon Apron Deposit</i> . Localisation du profil Figure 92c.	202
Figure 92: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), échofaciès 3,5 kHz et localisation du profil Figure 91 (c) et carte bathymétrique (d) du <i>Crozon Apron Deposit</i>	203
Figure 93: Imagerie rX de la carotte AKS02. Cette carotte présente 4 faciès différents: (1) de la base à 225 cm, des séquences argilo-silteuses témoignant d'écoulements turbiditiques de faible densité et des séquences hémipélagiques, (2) entre 225 et 208 cm et entre 20 et 35 cm, des niveaux de sables fins grano-décroissants, témoignant d'écoulements turbiditiques de haute densité, (3) de 200 à 35 cm, un <i>slump</i> à matrice argileuse et (4) de 20 cm au sommet de la carotte, des boues marneuses de nature hémipélagique.	204
Figure 94: Photographie et imagerie rX de la carotte SKS08. Cette carotte est constituée par un <i>slump</i> à matrice argileuse (190 - 40 cm) intercalé dans des sables très fins massifs.....	205

Figure 95: Photographie de la carotte SKS09. Cette carotte est constituée par un <i>slump</i> à matrice argileuse (370 - 13 cm) mis en place sur des sables très fins massifs (800 - 370 cm). Le sommet (13 - 0 cm) est constitué de boues marneuses. Les niveaux noirs témoignent d'un enrichissement en matière organique et monosulfures (hydrotroïlite). Cet enrichissement synsédimentaire souligne remarquablement la déformation.	206
Figure 96: Imagerie rX de la carotte SKS09. . Les niveaux enrichis en matière organique et monosulfures, visibles sur la photographie (Figure 95), sont totalement invisibles sur l'imagerie rX.	207
Figure 97: Bathymétrie ombrée de la partie centrale de l'Eventail Celtique avec la localisation des carottes AKS02, SKS08 et SKS09.	208
Figure 98: Photographie et imagerie rX du front redox (f.r.) sur les carottes SKS01 et SKS03.	210
Figure 99: Détails de la carotte MD95-2002 (tronçon 14) présentant la composante canadienne du niveau d'Heinrich H4. Cette composante est caractérisée par une surconsolidation importante associée à un pic de susceptibilité, à un pic de détritique et à un refroidissement des eaux de surfaces supérieur à 2°C (SST calculées à partir de la fonction de transfert foraminifères).	211
Figure 100: Imagerie rX de la carotte MD95-2002 (tronçons 1 à 10) avec la localisation des niveaux d'Heinrich H1 et H2.	212
Figure 101: Imagerie rX de la carotte MD95-2002 (tronçons 11 à 20) avec la localisation des niveaux d'Heinrich H2, H3, H4, H5 et H6.	213
Figure 102: Imagerie rX de la carotte AKS01 avec la localisation des niveaux d'Heinrich H1 et H2.	214
Figure 103: Détail de la carotte SKS01 (tronçon 6) présentant un niveau d'Heinrich intercalé dans des séquences argilo-silteuses de débordement. La composante canadienne de cet événement d'Heinrich présente une structure typique avec: (1) une surconsolidation localisée au sein du pic de susceptibilité magnétique, (2) un contact net à la base et diffus au sommet, (3) une bioturbation intense et, (4) des IRD majoritairement localisés au sein des zones plus denses.	215
Figure 104: Détails de la carotte MKS03 (tronçon 5) présentant un niveau d'Heinrich repris par la sédimentation turbiditique.	216
Figure 105: Profil sismique 3,5 kHz sur le site des carottes ESSCAMP-KS02 et MD95-2002 (d'après Auffret et al., 1998).	216
Figure 106: Profile sismique 3,5 kHz sur le site de la carotte AKS01.	217

Chapitre VIII: Evolution des Apports Sédimentaires et Variations Paléoenvironnementales de la Marge Celtique-Armoricaine

Figure 107: Compilation des données permettant les reconstructions des conditions environnementales du Golfe de Gascogne (carotte MD95-2002).	224
--	-----

Figure 108: Profil bathymétrique perpendiculaire à la marge avec la localisation des carottes AKS01 et MD95-2002. 227

Figure 109: Comparaison entre les taux de sédimentation calculés sur les carottes MD95-2002, AKS01, MKS03, 72104 et MaKS03 et les paramètres environnementaux (SST du Golfe de Gascogne et variations du niveau marin global)..... 229

Chapitre IX: La Rampe Celtique: un Modèle Intégré du Fonctionnement de l'Ensemble de la Marge

Figure 110: Reconstitution paléoenvironnementale du système lors du dernier bas niveau marin avec la direction du transport sédimentaire résiduel. 256

Figure 111: Direction du transport sédimentaire résiduel actuel. 257

Figure 112: Comparaison de la Rampe Celtique avec divers systèmes turbiditiques modernes (modifié d'après Barnes et Normark, 1985). 259

Liste des tableaux

Tableau 1: Récapitulatif des principales campagnes et données traitées dans cette étude. (*) données disponibles, (-) aucune donnée.....	77
Tableau 2: Couverture latérale de l'EM12 en fonction de la profondeur (d'après Guillon, 1999 dans Unterseh, 1999).....	78
Tableau 3: Classification des échofaciès 3,5 kHz, d'après la classification de Damuth (Damuth et Hayes, 1977; Damuth, 1980), illustrée par des écho provenant des systèmes turbiditiques celtique et armoricain.....	82
Tableau 4: Récapitulatif des principales carottes étudiées.....	84
Tableau 5: Les associations de foraminifères planctoniques (Pujol, 1980).....	91
Tableau 6: Localisation des carottes utilisées.....	94
Tableau 7: Caractéristiques des principaux systèmes turbiditiques modernes triés par taille (modifié d'après Barnes et Normark, 1985).....	261

Introduction Générale

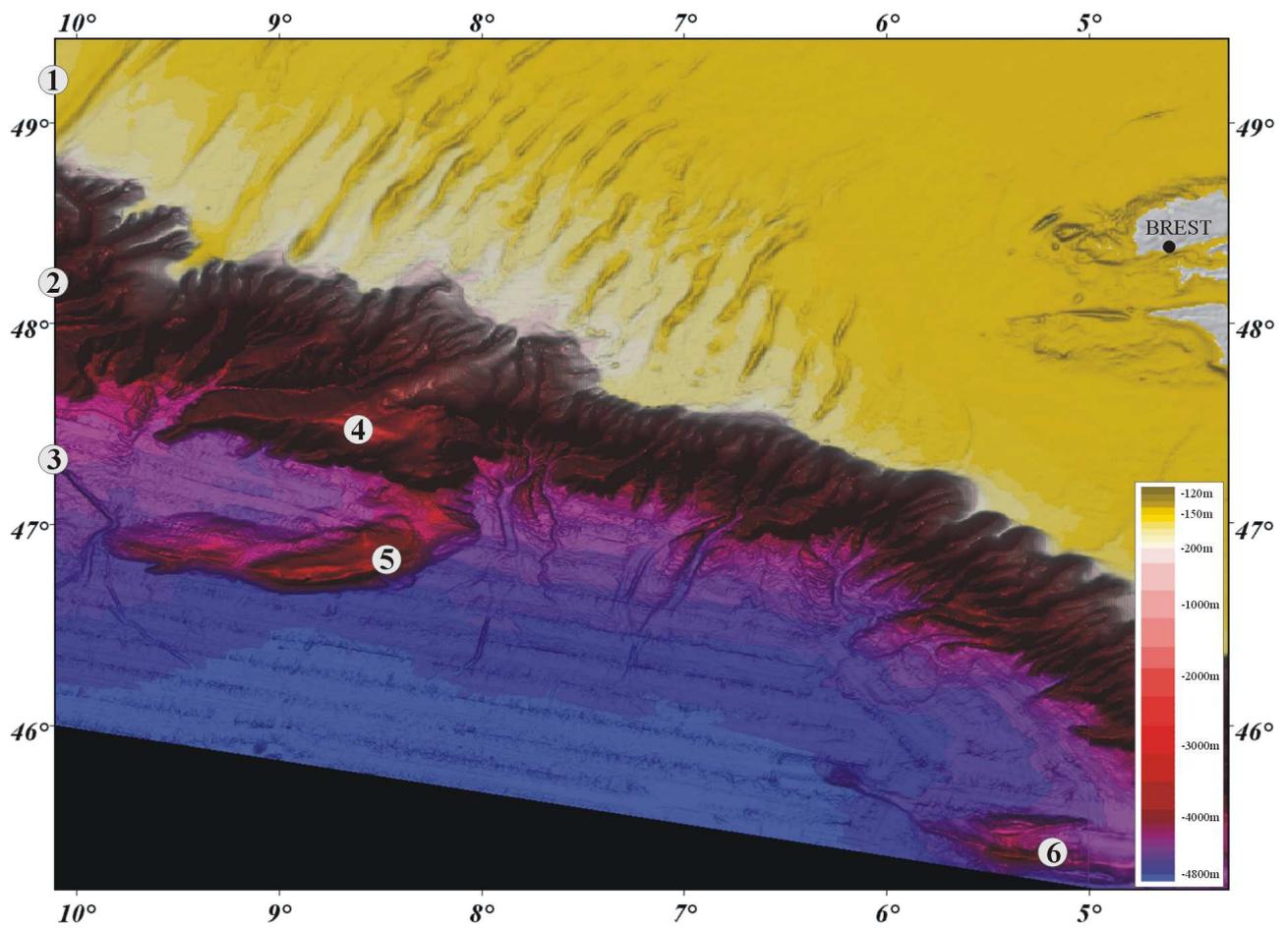


Figure 1: Carte bathymétrique ombrée de la Marge Celtique-Armoricaine avec: (1) la Mer Celtique et les bancs sableux tidaux orientés NE-SW, (2) la pente et les canyons, (3) le glacis et les systèmes turbiditiques, (4) la Terrasse de Mériadzek, (5) l'Escarpement de Trévélyan, et (6) le Dôme Gascogne.

Au cours du Dernier Maximum Glaciaire, il y a environ 18.000 ans, les paléoenvironnements de l'Europe de l'ouest étaient fortement différents des environnements actuels. La Marge Celtique-Armoricaine recevait alors les apports de deux réseaux hydrographiques majeurs situés à l'emplacement actuel de la Manche et de la Mer d'Irlande.

Les études récentes se sont essentiellement portées sur le paléofleuve Manche (Lericolais, 1997), sur la plateforme continentale (Berné et al., 1998; Reynaud et al., 1999a-c; Marsset et al., 1999) et sur le réseau de canyons entaillant la marge (Bourillet et Loubrieu, 1995). Si l'existence de systèmes de dépôts turbiditiques, localisés au débouché de ces paléosystèmes fluviaux, était déjà envisagée bien avant ce travail (Auffret, 1985; Reid et Hamilton, 1990), c'est à dire avant les missions SEDIFAN et ZEE GASCOGNE, nous n'en connaissons ni l'emplacement et la morphologie, ni le fonctionnement sédimentaire. Cette étude est donc la première à envisager l'ensemble des systèmes profonds et à les intégrer dans le fonctionnement général de la marge.

Pourquoi encore s'intéresser à l'étude de systèmes de dépôts turbiditiques récemment découverts alors que de nombreux systèmes sont déjà décrits en détail dans la littérature?

Une première raison peut être qualifiée de régionale. Ces systèmes correspondent à la zone de dépôt final de tous les matériaux provenant de l'érosion continentale. Ces apports sont essentiellement conditionnés par les variations climatiques (couvert végétal, précipitations et extension des glaces) et eustatiques (morphologie de la plateforme et état des réseaux hydrographiques). Les dépôts profonds étant les seuls à offrir une relativement bonne continuité sédimentaire, chaque système turbiditique porte ainsi en lui les indices des modifications environnementales ayant affecté le continent adjacent.

Une deuxième raison majeure et plus générale, correspond à une amélioration de la connaissance des édifices actuels dans le but de faciliter l'étude des formations fossiles. Jusqu'au milieu du XX^{ème} siècle, le domaine profond était considéré comme un environnement particulièrement calme soumis à une sédimentation de nature uniquement pélagique à hémipélagique. Cette méconnaissance, essentiellement due à la difficulté d'étude de ces environnements et au manque de moyens d'exploration, entraîna alors, par l'absence d'analogues modernes, les géologues vers des erreurs d'interprétation. Par exemple, un grès était systématiquement interprété comme un dépôt peu profond. Ces problèmes d'interprétation montrent l'importance d'une approche actualiste basée sur une bonne connaissance des environnements et processus sédimentaires actuels ou sub-actuel pour mieux appréhender les environnements fossiles.

Même si au sein d'une recherche universitaire, il est logique de favoriser le côté fondamental, il était important de ne pas perdre de vue les aspects appliqués. La première application présente un intérêt économique direct. En raison de leurs teneurs importantes en sables, les édifices turbiditiques sont généralement considérés comme d'excellents réservoirs pétroliers. L'étude de leur morphologie et de leur fonctionnement sédimentaire paraît donc nécessaire pour évaluer leurs qualités. De plus, les systèmes actuels sont les seuls à pouvoir

être étudiés dans leur morphologie initiale, sans déformation ni discontinuités, comparés aux systèmes fossiles affleurants.

La deuxième application directe touche à la sécurité. En effet les dépôts gravitaires profonds proviennent essentiellement d'instabilités sédimentaires initiées au niveau du rebord de pente et sur la pente continentale. La nature, l'emplacement et la fréquence de mise en place de ces dépôts donnent une idée des processus de déstabilisation, de la nature des écoulements et des zones préférentiellement soumises à ce type de processus. Pour la navigation sous-marine et la pose de câbles, ce paramètre n'est pas à négliger. De plus, même si la majorité des forages pétroliers sont actuellement situés sur la plateforme, de plus en plus de compagnies "s'aventurent" sur la pente et le glacis. Pour cette exploration et exploitation profonde, connaître les processus et les risques de déstabilisation paraît primordial.

Comme toute science naturaliste, la sédimentologie nécessite un maximum de moyens d'exploration et d'analyses pour pouvoir multiplier les observations, les comparaisons et les preuves avant d'aboutir à des conclusions homogènes et dans certains cas des modèles conceptuels. Avec comme objectif premier l'étude du fonctionnement récent de la Marge Celtique-Armoricaine, nous avons utilisé dans ce travail, les outils d'investigations donnant accès: (1) à la morphologie actuelle (bathymétrie sondeur multifaisceaux) et, (2) à la partie superficielle de la couverture sédimentaire (carottages, sismique 3.5 kHz et imagerie sondeur multifaisceaux). Nos recherches ont ainsi été centrées sur la période des derniers 30.000 ans. Même si le choix de cet intervalle de temps était essentiellement conditionné par la longueur des séquences sédimentaires disponibles, cette période est apparue extrêmement intéressante. En effet incluant le Dernier Maximum Glaciaire et la phase de transition vers l'interglaciaire actuel, nous avons pu documenter le fonctionnement sédimentaire de la marge en période de bas niveau marin ainsi qu'au cours de périodes de remontée et de haut niveau marin.

Ce travail financé par le SHOM a été réalisé grâce à une collaboration tripartite IFREMER / SHOM / Université de Bordeaux I. Les données utilisées proviennent essentiellement des programmes nationaux **SEDIMANCHE**, coordonné par J.F. Bourillet, **ZEE GASCOGNE**, coordonné par R. Le Suavé, et des programmes internationaux **ENAM** et **IMAGES** coordonnés pour leur partie Marge Celtique par G. Auffret.

Mes recherches doctorales constituant la première étude détaillée de deux systèmes turbiditiques récemment découverts, il a paru souhaitable de privilégier une publication rapide, sous forme d'articles, des premiers résultats obtenus. Pour des raisons de temps imparti et de valorisation du travail, ces articles (publiés ou soumis) ont donc été directement intégrés au manuscrit.

Un tel choix n'est pas exempt de critiques puisqu'il a entraîné des redites et redondances notamment dans la présentation du site ainsi que dans les matériels et méthodes. Pour compléter l'aspect synthétique de ces articles, des chapitres "classiques" ont été rajoutés.

Le défaut majeur de ce type de rédaction provient de l'impossibilité de modifier un article déjà publié. L'amélioration des connaissances au cours du travail a, dans certains cas, entraîné de légers changements d'interprétation. Pour en minimiser les conséquences, les notes sont présentées selon leur ordre chronologique de rédaction. Elles sont incluses au sein de trois chapitres, où chaque note est précédée par introduction présentant une synthèse des résultats les plus significatifs, ainsi que certains résultats plus récents et perspectives d'étude.

Le manuscrit est divisé en 3 parties et 9 chapitres.

La **première partie** regroupe une revue bibliographique visant à présenter le cadre régional (**Chapitre I**) et paléoenvironnemental (**Chapitre II**) ainsi que l'état des connaissances et les concepts de bases concernant la sédimentation gravitaire (**Chapitre III**). Cette partie s'achève par une présentation du matériel et des méthodes d'analyses utilisées et développées au cours de ce travail (**Chapitre IV**).

La **deuxième partie** du manuscrit présente dans le détail les deux systèmes turbiditiques étudiés: le système celtique (**Chapitre V**) et le système armoricain (**Chapitre VI**). Elle s'accompagne d'une synthèse de l'ensemble des observations effectuées sur les processus de dépôts (**Chapitre VII**).

La **troisième partie** prend en compte le fonctionnement de l'ensemble de la marge considérée comme une entité. Le **Chapitre VIII** présente les modifications environnementales de cette marge telles qu'elles ont pu être enregistrées dans le domaine profond. Le **Chapitre IX** est une synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'ensemble de la Marge Celtique-Armoricaine .

Partie I : Généralités

La Partie I, consacrée aux généralités, repositionne la zone d'étude au sein de la Marge Celtique-Armoricaine (Chapitre I) et au sein des conditions paléoenvironnementales européennes (Chapitre II). Le troisième Chapitre est une revue bibliographique présentant les concepts de base ainsi que l'état des connaissances concernant l'étude des systèmes turbiditiques. Le dernier chapitre présente les données et méthodes utilisées au cours de ce travail (Chapitre IV).

A. La plateforme continentale	27
1. <i>Présentation de la plateforme</i>	27
2. <i>Contexte Hydrologique</i>	27
2.1. La marée	27
2.2. La marée interne	27
2.3. Les courants résiduels	29
3. <i>Les corps sédimentaires de plateforme</i>	29
3.1. Les corps sableux tidaux	29
3.2. Les bancs sableux de Mer Celtique	29
3.3. Zone de L'Espérance et Haut-fond de la Chapelle	32
4. <i>Bilan sédimentaire</i>	32
B. La pente et les hauts-fonds	34
1. <i>Présentation de la pente</i>	34
2. <i>Contexte Hydrologique</i>	35
C. Glacis et plaine abyssale	36
1. <i>Présentation du Domaine profond</i>	36
2. <i>Contexte hydrologique</i>	36
3. <i>Contexte géologique</i>	37

Chapitre I : Cadre Régional: Physiographie des Marges Celtique et Armoricaire

Ce premier chapitre s'appuie sur une analyse des données bibliographiques disponibles et présente les principales caractéristiques morphologiques, hydrologiques et sédimentologiques de la zone d'étude. Les caractéristiques de la plateforme continentale, de la pente et du domaine profond sont présentées séparément. La partie concernant le domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaire est particulièrement réduite en raison du petit nombre de travaux antérieurs à mon étude.

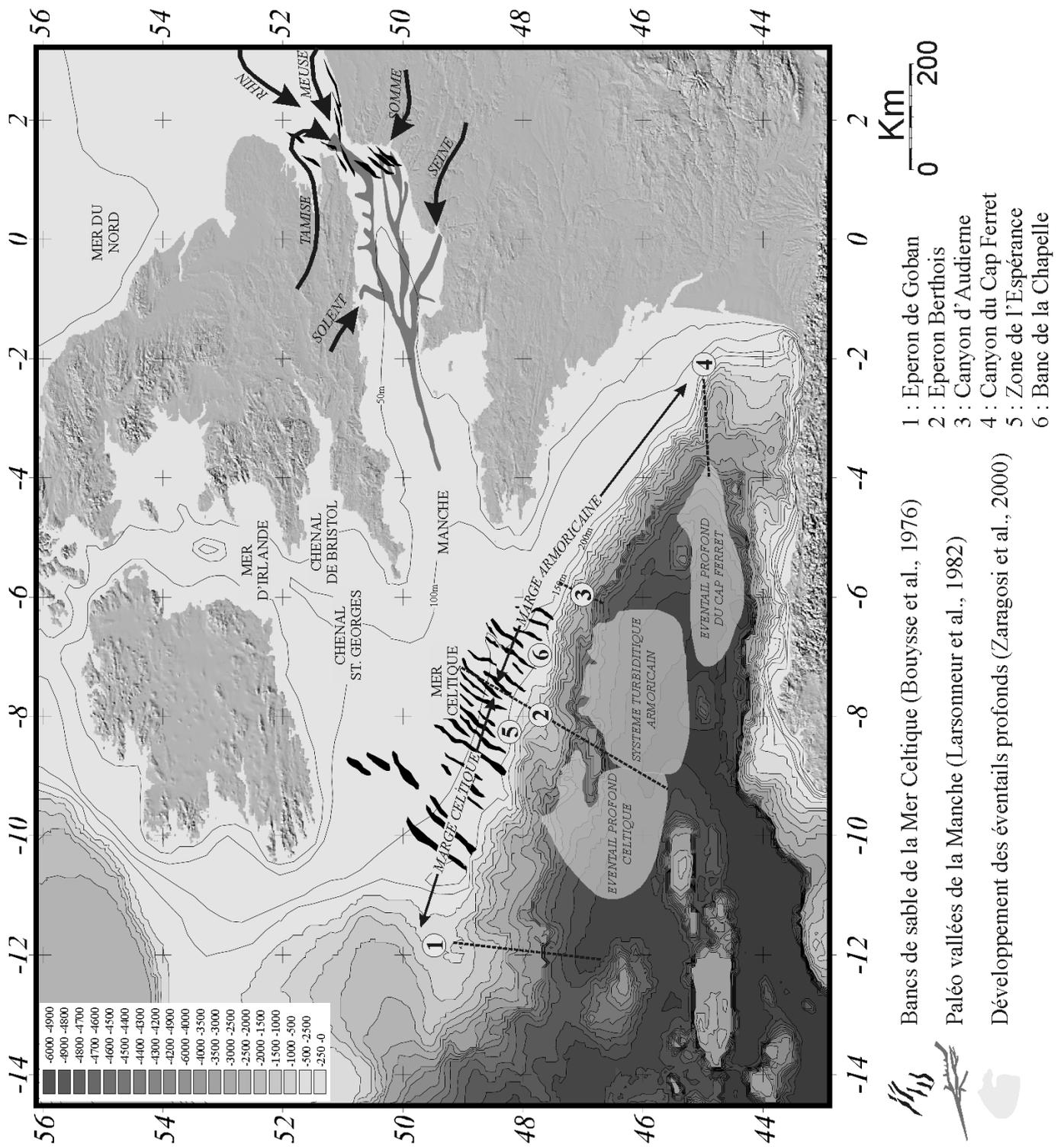


Figure 2: Carte physiographique de la Marge Celtique-Armoricaine et du Golfe de Gascogne.

A. La plateforme continentale

1. Présentation de la plateforme

Entre le canyon du Cap Ferret et l'Eperon de Goban la marge est séparée en deux tronçons différents: (1) la Marge Armoricaire, du canyon du Cap Ferret à l'Eperon Berthois, et (2) la Marge Celtique (ou Marge des Entrées de la Manche), de l'Eperon Berthois à l'Eperon de Goban (Figures 2 et 3). La Marge Armoricaire peut elle-même être séparée en deux domaines de part et d'autre du canyon d'Audierne. En effet la marge est orientée N105° à l'ouest de ce canyon et N135° au sud-est. Ce changement de direction est associé à une forte diminution de la largeur de la plateforme continentale. Entre le canyon du Cap Ferret et le canyon d'Audierne la plateforme s'étend sur une largeur moyenne d'environ 200 km. Au nord-est du canyon d'Audierne, les plateformes armoricaire et celtique sont beaucoup plus vastes et se rejoignent pour former la Mer Celtique.

2. Contexte Hydrologique

2.1. La marée

En Manche et en Mer Celtique, le transport sédimentaire semble majoritairement contrôlé par la vitesse et l'orientation des courants tidaux. En Mer Celtique, la marée est une onde progressive, ainsi les hautes et basses mers sont en phase avec les pics de vitesse des courants tidaux. Les courants de surface sont giratoires et suivent une rotation horaire en Manche occidentale et Mer Celtique (Reynaud, 1996). Sur la plateforme distale, la vitesse en surface des courants de marée croît du sud vers le nord. Dans la zone des bancs celtiques, cette vitesse atteint 50 à 90 cm.s⁻¹ (Reynaud, 1996).

2.2. La marée interne

En été, la présence d'une thermocline bien développée favorise la génération au niveau de la rupture de pente d'ondes de marée internes. Sur la plateforme, ces ondes se propagent sur plus de 250 km et vers l'océan ouvert sur plus de 300 km (Pingree et New, 1995).

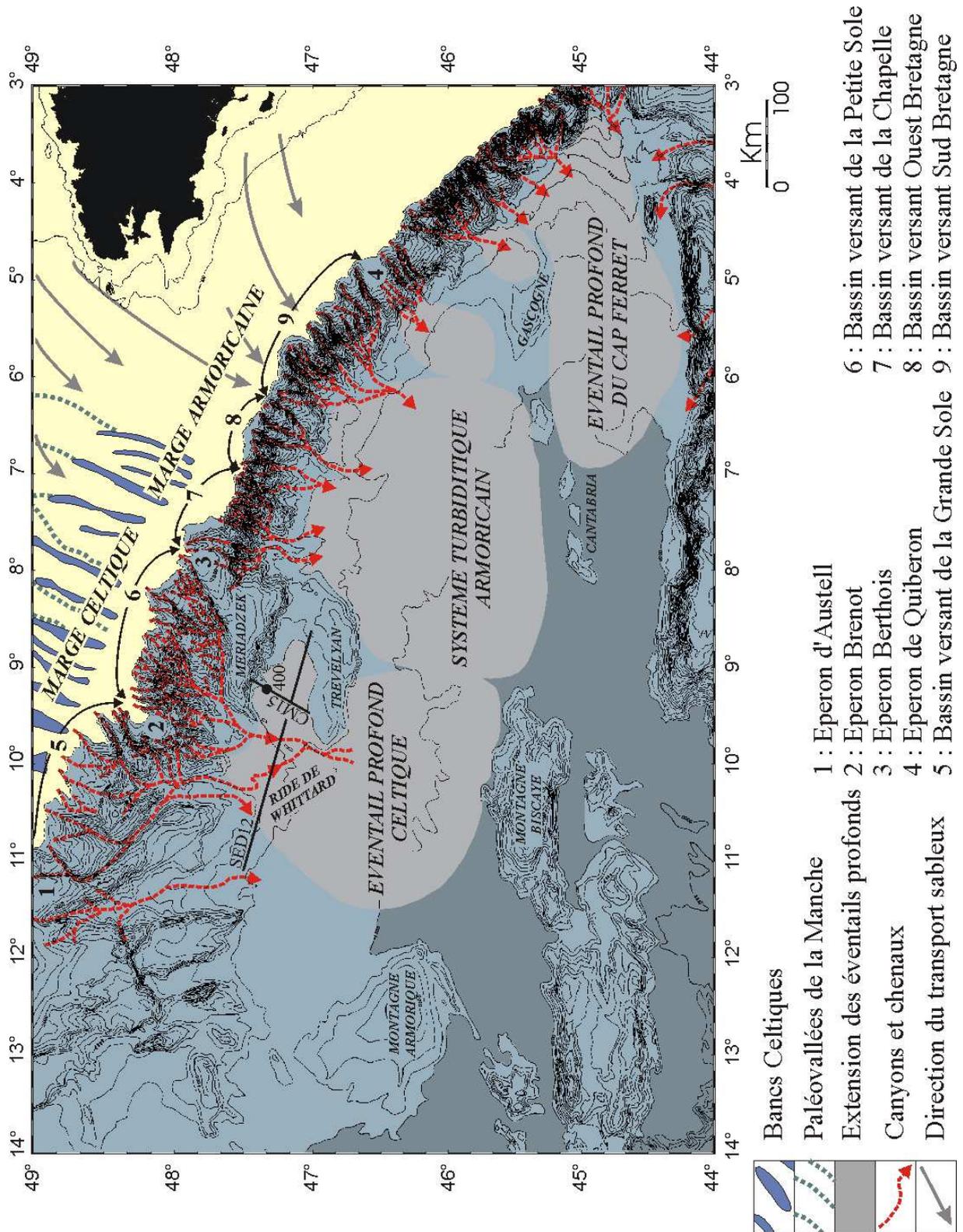


Figure 3: Carte bathymétrique et morphologique du Golfe de Gascogne. Bathymétrie d'après Sibuet et al. (1994) et direction du transport sableux résiduel d'après Kenyon et Stride (1970).

2.3. Les courants résiduels

La circulation résiduelle est particulièrement faible dans la partie centrale de la plateforme celtique et au niveau du Banc de la Grande Sole (Figure 4). Sur la plateforme externe, cette circulation est principalement orienté vers le sud-est. Cette direction est conforme à la contrainte des vents dominants d'WSW.

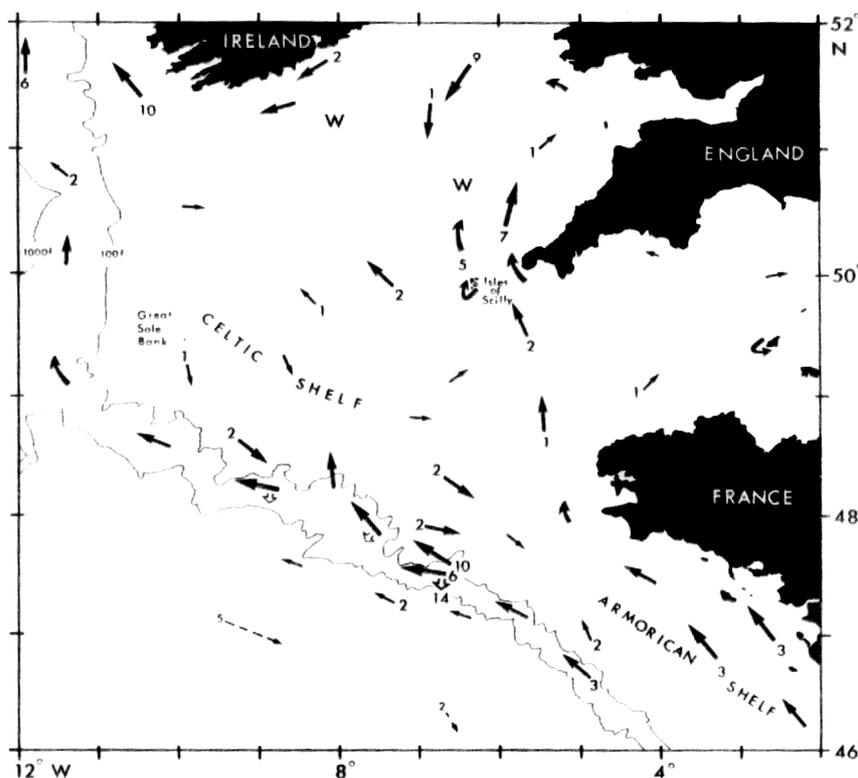


Figure 4: Courants résiduels sur les plateformes celtique et armoricaire et sur la pente d'après Pingree et Le Cann (1989). Les nombres correspondent aux vitesses moyennes en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. W: courant résiduel faible et variable.

3. Les corps sédimentaires de plateforme

3.1. Les corps sableux tidaux

A partir de l'utilisation du sonar latéral et de la photographie sous-marine, Kenyon et Stride (1970) ont pu classer les différents corps sédimentaires en Manche et Mer Celtique. Trois différents types de corps, correspondant à différents états dynamiques de la couverture sédimentaire, sont observés: (1) les rubans sableux (*sand ribbons*); (2) les dunes sableuses (*sand waves*) et (3) les taches sableuses (*sand patches*). Les séquences *sand ribbons* → *sand waves* → *sand patches* témoignent généralement d'une diminution des courants sur le fond associée à une augmentation de la profondeur d'eau (Figure 5).

3.2. Les bancs sableux de Mer Celtique

La zone des bancs sableux de Mer Celtique s'étend sur une superficie de 100.000 km^2 (Figures 1, 2 et 3). Ces bancs, de plus de 35 m de hauteur, font entre 40 et 180 km de long, avec un espacement régulier d'environ 16 km. Orientés systématiquement perpendiculairement à la rupture de pente, ils se développent sur des profondeurs comprises entre 100 et 170 m (Reynaud et al., 1999a-d).

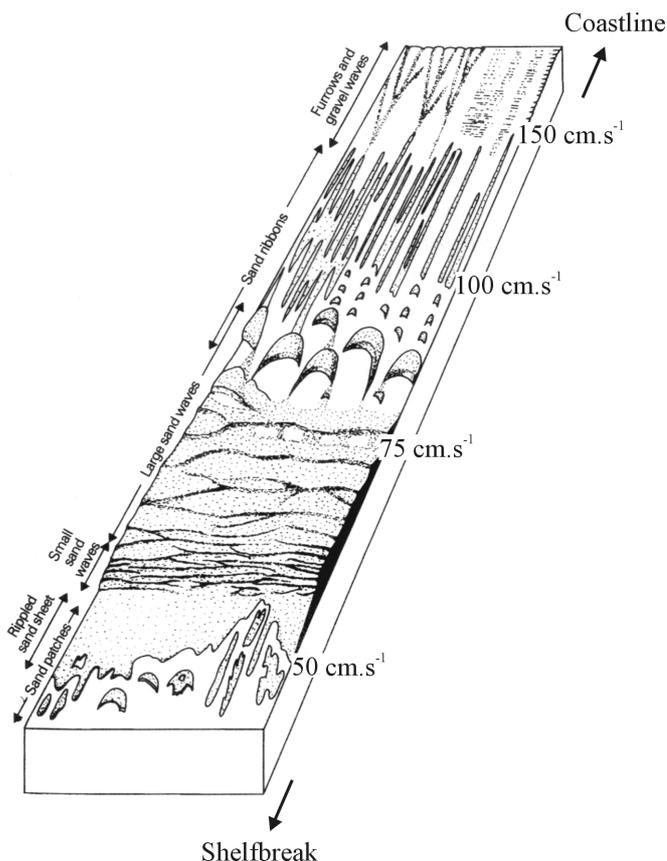


Figure 5: Modèle de distribution des séquences de formes sableuses sur les plateformes tidales (Belderson et al., 1982). Les structures sont alignées parallèlement aux pics de vitesse des courants de marée de vive-eau.

L'étude de la surface du Banc du Kaiser (Reynaud, 1996) a permis de mettre en évidence: (1) en haut de banc, un réseau de dunes symétriques généré par l'action de la houle et de la marée, et (2) sur les flancs du banc, un réseau de dunes asymétriques, convergentes vers la crête du banc, généré par les courants tidaux. Le substratum des bancs (Figure 6) est composé de dépôts mio-pliocènes (formations de *Jones* et de *Cockburn*) incisés par un réseau de paléovallées (formation de *la Petite Sole*) mis en place durant plusieurs cycles glacio-eustatiques pliocènes (Evans et Hughes, 1984; Gibbard, 1988; Reynaud, 1996; Lericolais, 1997; Reynaud et al., 1999d). La terminaison aval des vallées est localisée à proximité des têtes de canyons (Figures 3 et 6). A l'ouest, les paléovallées de la formation de *la Petite Sole* (Figure 6) sont peu différenciables alors qu'à l'est, ces paléovallées sont plus facilement discernables et forment un réseau d'incisions de 7 à 10 km de large et de 50 à 70 m de profondeur (Reynaud, 1999d). Les bancs celtiques étant localisés sur la même zone que les paléovallées, plusieurs auteurs ont suggéré un possible lien génétique entre les vallées et les bancs (Reynaud et al., 1995; Berné et al., 1998), les vallées fournissant le matériel sédimentaire pour l'édification des bancs. Les sédiments à la surface des bancs sont constitués de sables bioclastiques moyens à grossiers (teneur en carbonates comprise entre 55 et 75%; Reynaud et al., 1999c).

Les bancs ont d'abord été interprétés comme des bancs sableux tidaux, mis en place durant le dernier bas niveau marin et lors de la remontée de celui-ci (Bouysse, et al., 1976; Pantin et Evans, 1984). Ils seraient actuellement abandonnés, seul le réseau de dunes à leur surface témoignerait d'une dynamique actuelle. Cette interprétation a d'ailleurs été appuyée

par le modèle numérique de Belderson et al. (1986) reconstituant les courantstidaux deux fois supérieurs aux courants actuels lors d'un bas niveau marin à -100 m (Figure 7).

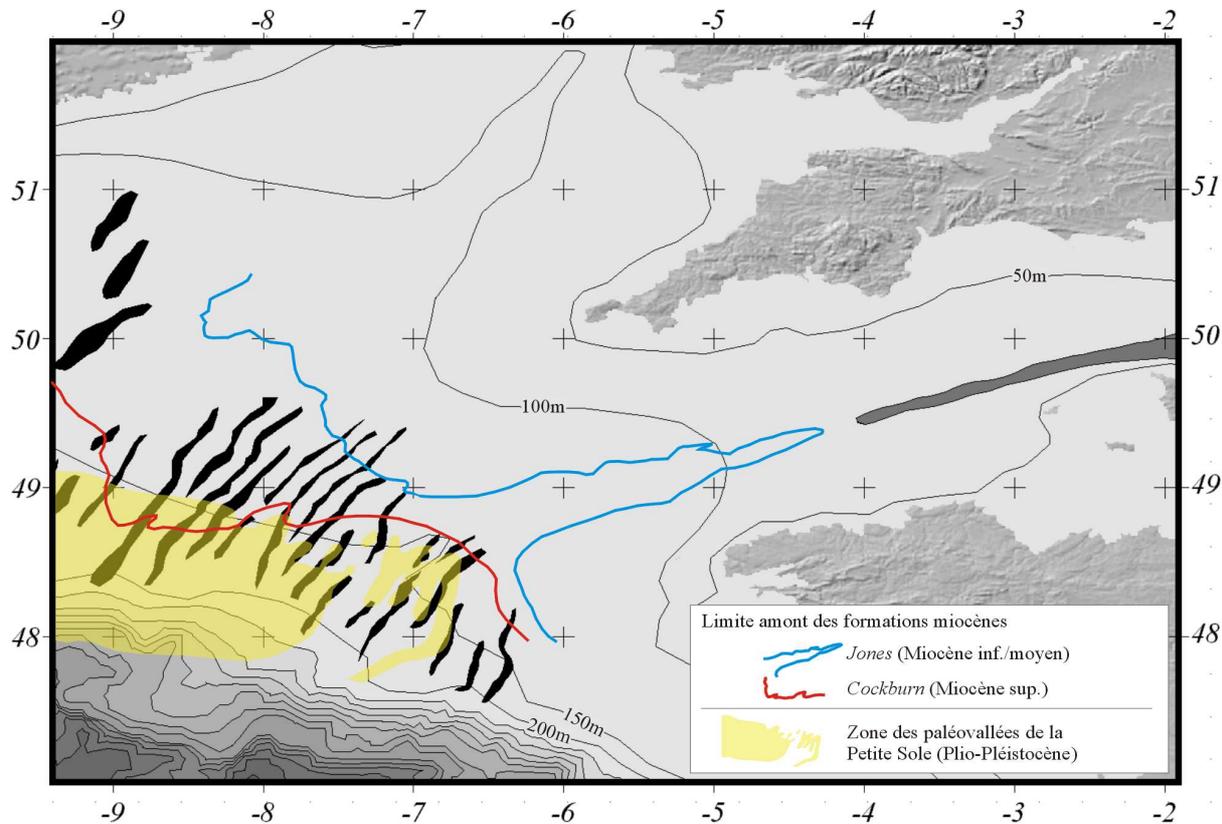


Figure 6: Carte des formations néogène et quaternaire des Approches de la Manche (d'après Reynaud, 1996).

Cependant, les processus responsables de la mise en place des bancs sont encore incertains. Deux hypothèses prévalent actuellement pour leur mise en place: (1) dépôts de bas niveaux marins (estuariens et/ou deltaïques) remaniés lors de la remontée du niveau marin (Berné et al., 1998; Marsset et al., 1999) ou (2) dépôts de plateforme remaniés lors de la dernière remontée du niveau marin (Reynaud et al., 1999a).

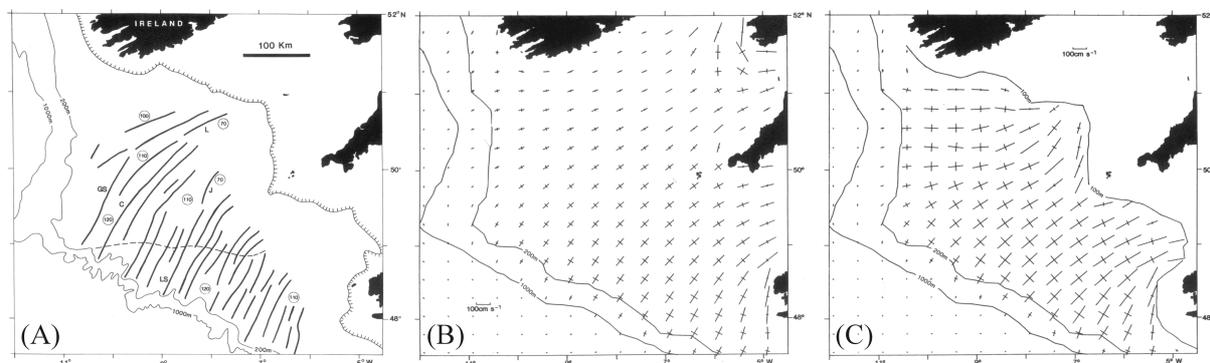


Figure 7: Localisation des bancs sableux celtiques (A) et axes des ellipses tidales: dans leur configuration actuelle (B) et pour un niveau marin à -100 m (C) (Belderson et al., 1986).

3.3. Zone de L'Espérance et Haut-fond de la Chapelle

En plus des bancs sableux de Mer Celtique, Bouysse et al. (1976) et Bourillet et Loubrieu (1995) mentionnent la présence de grandes dunes, non liées au système des bancs. Dans la zone de l'Espérance (Figures 2 et 8), ces dunes d'une longueur moyenne de 4-5 km, d'amplitude moyenne de 11 m et de longueur d'onde de 500 m, sont orientées N-S, c'est à dire quasiment parallèles au rebord de pente. Dans la zone du Haut-fond de la Chapelle, ces dunes sont orientées WNW-ESE avec une amplitude atteignant 16 m et une longueur d'onde moyenne de 500 m dans la partie médiane. Les dunes occidentales présentent une migration vers le sud-ouest, et les dunes orientales une migration vers le nord-est, ce que suggère un courant de flot dominant dans la partie orientale du haut-fond et un courant de jusant dominant dans la partie occidentale (Reynaud, 1996). Au niveau du rebord du plateau, d'après Heatershaw et Codd (1985; 1986), l'interférence entre les ondes internes et les courants tidaux serait responsable de la mise en place de ces champs de dunes.

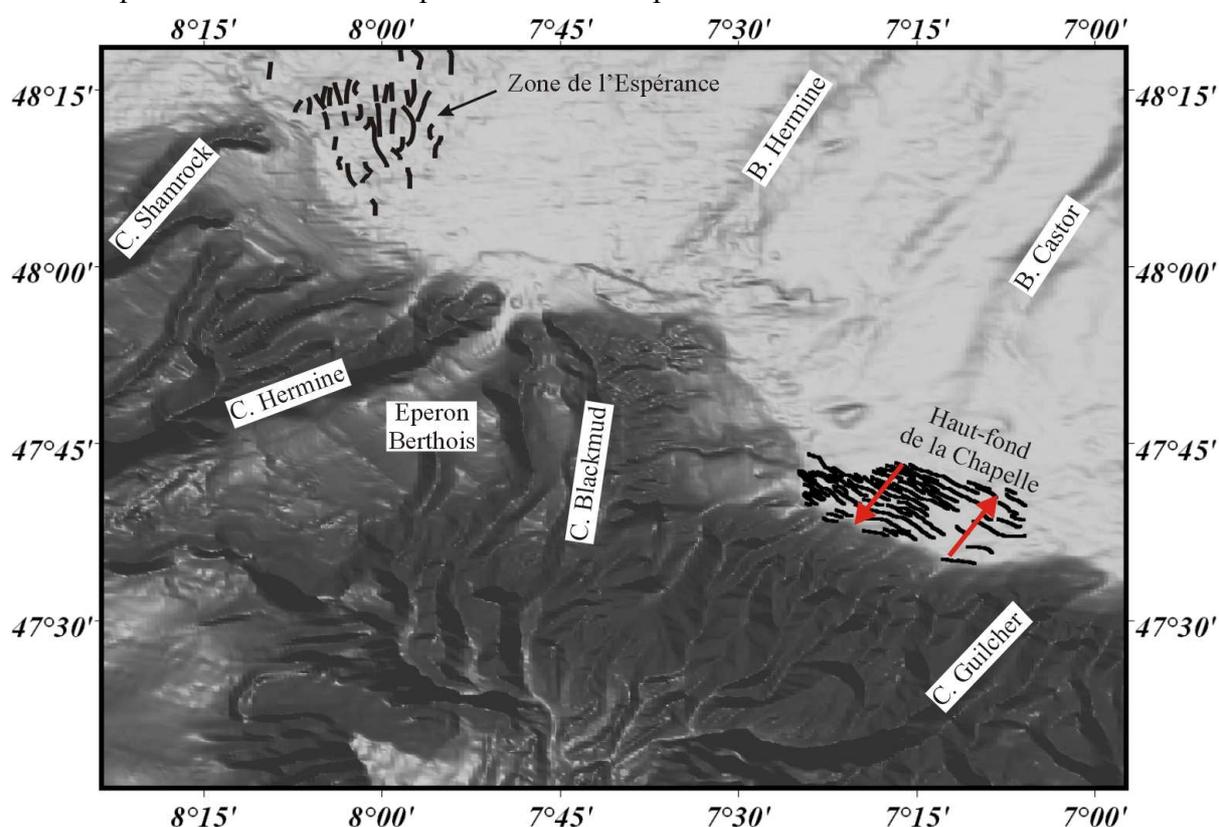


Figure 8: Localisation du Haut-fond de la Chapelle et de la Zone de l'Espérance d'après Bourillet et Loubrieu (1995) et Bouysse et al. (1976). Pour le Haut-fond de la Chapelle, les flèches rouges indiquent l'orientation de la migration des dunes (d'après Reynaud 1996).

4. Bilan sédimentaire

A partir des paramètres hydrologiques (orientation et intensité des courants tidaux), de la morphologie du fond et des paramètres granulométriques des sédiments superficiels, des cartes de direction du transport sableux ont été établies (Figures 9 et 10).

Ces travaux ont montré que la répartition granulométrique des sédiments est essentiellement contrôlée par la vitesse des courants tidaux (Hamilton et al., 1980). Les transits sédimentaires se font de part et d'autre du seuil localisé dans la zone nord-Cotentin (Figure 9). **En Manche occidentale et en Mer Celtique, les transports se font dans des directions allant du WSW au SSW, c'est à dire vers le rebord de pente.**

Les courants tidaux autour du Banc du Keiser, un des bancs celtiques étudié en détail par Reynaud (1996), forment une cellule horaire susceptible de ralentir le flux sédimentaire résiduel vers la pente. Ces observations sur le Banc du Kaiser doivent pouvoir être étendues à l'ensemble des bancs celtiques.

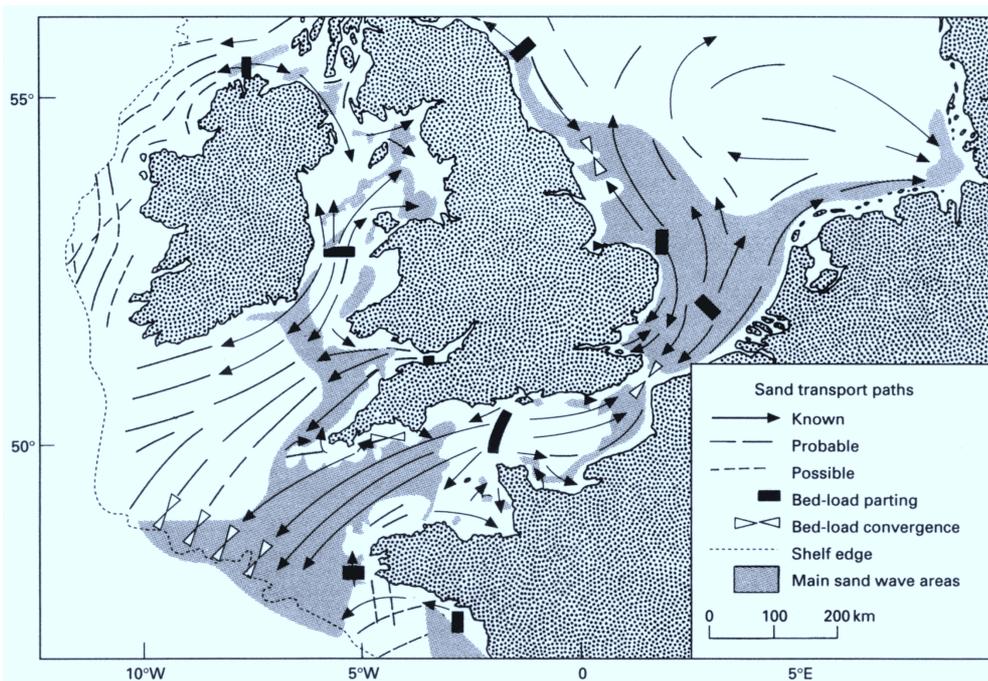
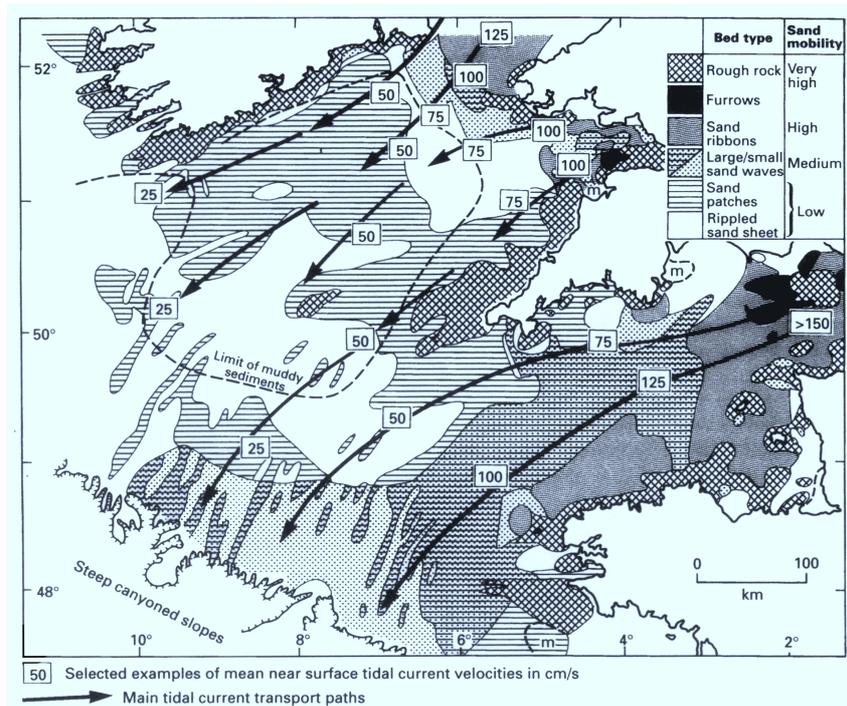


Figure 9: Direction du transport sableux résiduel en Manche et Mer Celtique (Kenyon et Stride, 1970).

Figure 10: Relations entre orientation et vitesse des courants tidaux près du fond et la nature du fond (Johnson et al., 1982).



Les sédiments des bancs celtiques et de la plateforme externe sont très bien classés. Actuellement en équilibre avec le régime hydrologique, ces sédiments semblent correspondre à des dépôts résiduels issus du vannage des sédiments pré-holocènes (Hamilton et al., 1980). Le vannage a été favorisé par le régime tidal semi-diurne entraînant quatre phases d'accélération et de décélération des courants par jour. La plateforme semble ainsi ne pas avoir connu de dépôt de fines (silts et argiles) depuis 10.000 ans (Auffret, 1983). L'appauvrissement en fines au cours de l'Holocène et le remaniement des sables a donc conduit à une couverture sédimentaire relique. Les travaux de Reynaud et al. (1999c) sur les sables de plateformes ont d'ailleurs confirmé à la fois la nature relique de la couverture sédimentaire et les directions du transport sédimentaire actuel. En effet les associations fauniques des sables de la plateforme profonde sont constituées d'un mélange entre: (1) des associations infra-littorales actuelles allochtones typiques des côtes bretonnes et (2) une source autochtone ou pseudo-autochtone ancienne (Plio-Pléistocène) probablement issues des vallées incisées et des bancs celtiques.

B. La pente et les hauts-fonds

1. Présentation de la pente

Contrairement à la plateforme, la couverture sédimentaire de la pente a été encore peu étudiée. Si la localisation des principaux canyons entaillant la pente continentale avait été repérée grâce au sondeur bathymétrique (Berthois et Brenot, 1966; Gonthier, 1972; Vanney, 1977), l'utilisation du sonar latéral (Belderson et Kenyon, 1976; Kenyon et al., 1978; Kenyon, 1987) a permis les premières études morphologiques de ces canyons. Ce n'est que récemment, suite aux missions SEDIMANCHE (Bourillet et al., 1993; Bourillet et Loubrieu, 1995), SEDIFAN 1 et 2 (Auffret et al., 2000a; Zaragosi et al., 2000) et ZEE GASCOGNE 1 et 2 (Le Suavé et al., 2000; Zaragosi et al., 2001) que l'ensemble du talus et du glacis a été étudié en détail.

Le rebord de pente est caractérisé par une série d'éperons délimitant les principaux bassins versants (Figure 3). Au sein de la Marge Celtique, deux principaux bassins versants s'individualisent avec: (1) dans l'axe du système Mer d'Irlande, le bassin versant de la Grande Sole constitué par le réseau de canyons situé entre l'Eperon d'Austell et l'Eperon Brenot et (2) dans l'axe du système Manche, le bassin versant de la Petite Sole entre l'Eperon Brenot et l'Eperon Berthois.

L'Eperon Berthois prolongé par la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpe de Trévélyan forme une limite morphologique entre les Marges Celtique et Armoricaire. Ce seuil sépare les apports sédimentaires de la plateforme vers le domaine profond, entre les systèmes turbiditiques celtique et armoricain. La Terrasse de Mériadzek présente une forme triangulaire. L'orientation générale N105° est conforme aux directions liées à l'ouverture du Golfe de Gascogne. Vers le sud, une seconde structure majeure, nommée l'Escarpe de Trévélyan, correspond à un haut-fond structural orienté E-W, d'environ 1000 m d'amplitude (Figure 11). Le flanc nord de ce haut-fond présente une pente douce contrairement au flanc

sud beaucoup plus abrupt. Entre la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévelyan, s'individualise un bassin sédimentaire d'environ 2.500 km²: le Bassin de Mériadzek (Figures 3 et 11).

Entre l'Eperon Berthois et l'Eperon de Quiberon, le réseau de canyons peut être scindé en trois principaux bassins versants: (1) le bassin versant de la Chapelle situé au sud-ouest du système Manche; (2) le bassin versant ouest Bretagne situé au sud du système Manche; (3) le bassin versant sud Bretagne situé à la limite sud du système Manche (Figure 3).

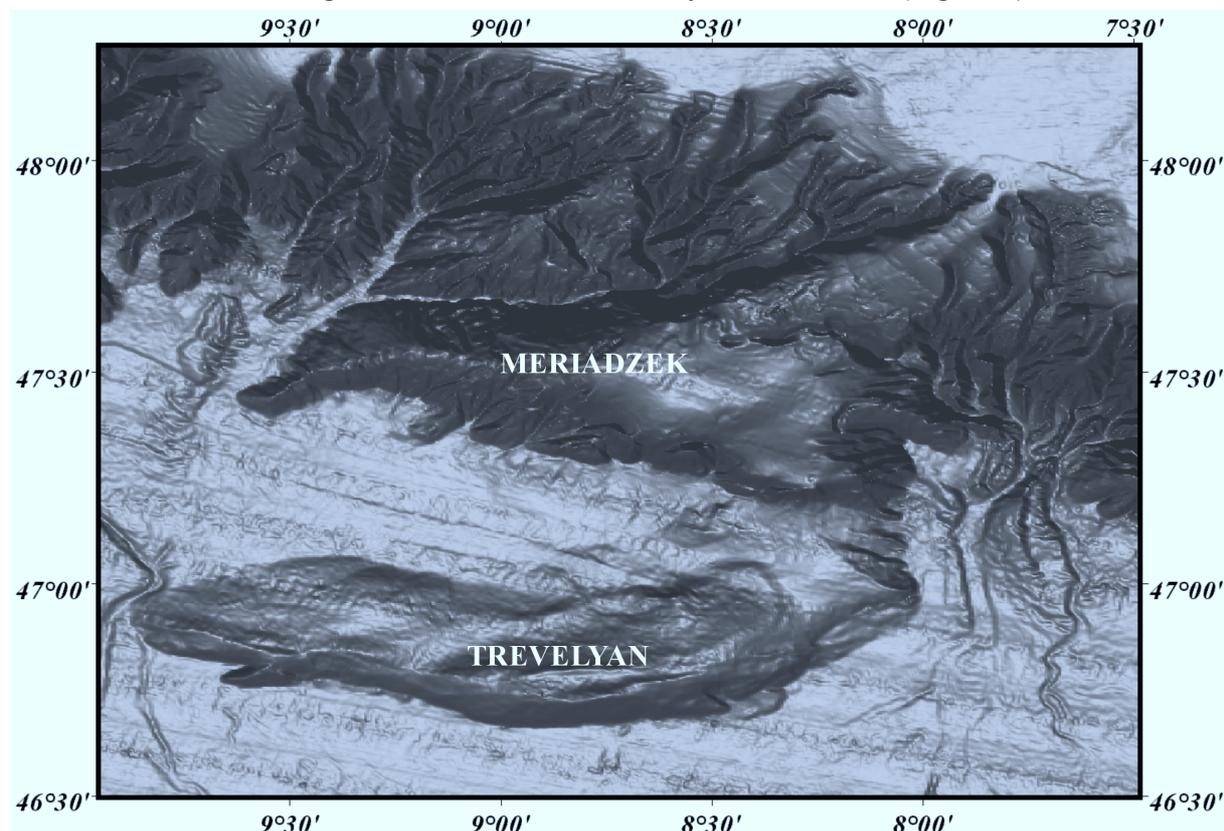


Figure 11: Bathymétrie SMF ombrée de la Terrasse de Mériadzek et de l'Escarpement de Trévelyan.

2. Contexte Hydrologique

Contrairement aux courants résiduels faibles sur la plateforme, les courants résiduels localisés sur la pente paraissent plus intenses et réguliers (Figure 4). Ces courants liés à la circulation océanique générale, sont orientés vers le nord-ouest (Pingree et Le Cann, 1989). Associés à cette circulation générale, des courants de fond instantanés importants ($>90 \text{ cm.s}^{-1}$) ont été mesurés à des profondeurs supérieures à 500 m (Pingree et Le Cann, 1989). Ces courants sont associés aux ondes de marées internes particulièrement importantes à cette profondeur (Pingree et New, 1995), ainsi qu'à l'influence des courants tidaux localement chenalisés par les canyons. Des courants tidaux rotatoires de 25 cm.s^{-1} avaient déjà été mesurés par Gould et Mc Kee (1973) à des profondeurs de 1400 m. Pingree et Le Cann (1989) ont estimé à $1Sv$ le flux lié aux courants perpendiculaires à la marge (de la rupture de pente à 1500 m) et à $3-4Sv$ le flux parallèle à la pente (de la rupture de pente à 4000 m).

C. Glacis et plaine abyssale

1. Présentation du Domaine profond

Avant les missions SEDIFAN et ZEE GASCOGNE, très peu d'études intégrées avaient couvert le domaine profond des Marges Celtique et Armoricaire. Seul l'éventail du Cap Ferret avait été reconnu et étudié dans le Golfe de Gascogne (Crémer, 1982; Crémer, 1983; Crémer et al., 1985; Mézerais, 1991; Faugères et al., 1998). Les premières études sédimentologiques (Berthois, et al., 1973; Pujol, et al., 1973; Grousset, 1977; Duplessy, 1981; Auffret, 1983; Auffret, 1985) avaient mis en évidence la présence de sédiments d'origine gravitaire, mais personne ne parlait encore de systèmes turbiditiques complets. Ce n'est qu'au début des années 90 que Reid et Hamilton (1990) présentèrent un éventail au débouché du chenal de Whittard: l'éventail profond de Whittard. Cette étude ne couvrait en fait que la partie la plus amont de l'Eventail Celtique. La seule représentation cartographique des systèmes turbiditiques celtique et armoricain antérieure à ce travail date de 1996 (Figure 12). La taille de ces systèmes était encore fortement sous-estimée.

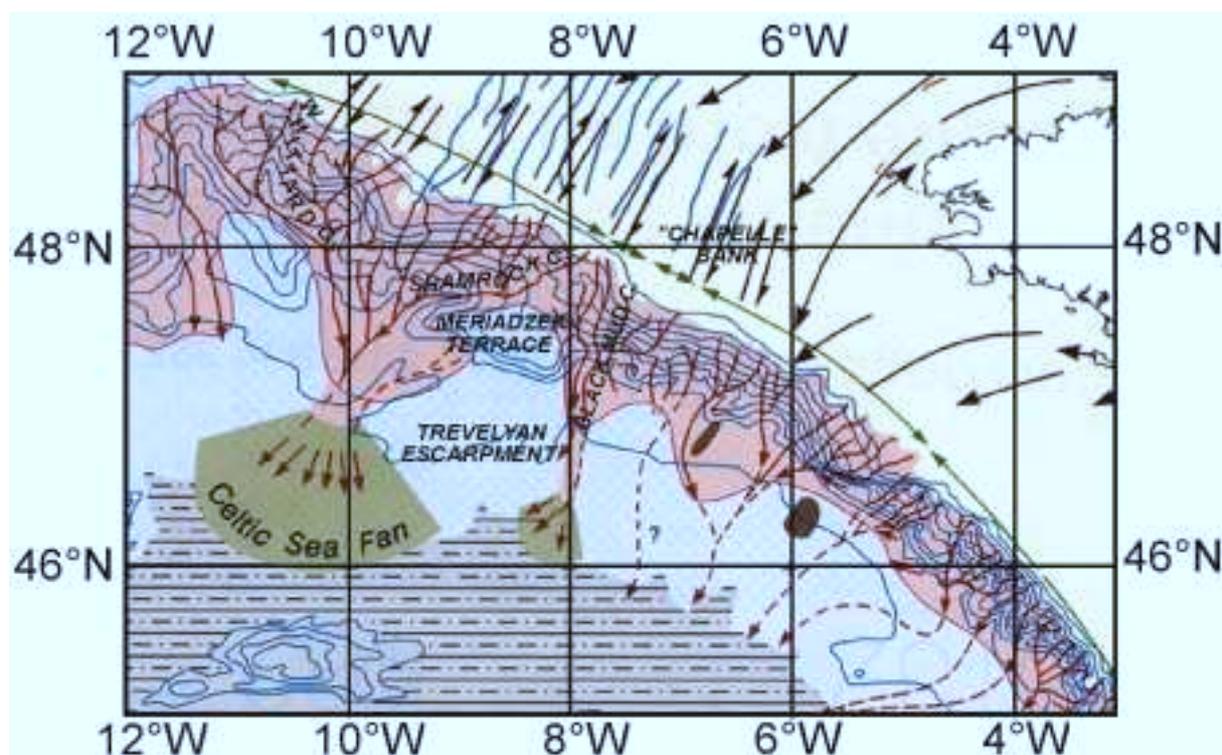


Figure 12: Carte physiographique de la partie nord du Golfe de Gascogne (Modifiée d'après Evans, 1996).

2. Contexte hydrologique

Peu d'études ont été publiées à ce jour sur les courants de fond localisés sur le glacis et la plaine abyssale du Golfe de Gascogne. Les études menées par Reid et Hamilton (1990) au nord de l'Eventail Celtique ont montré la prédominance de cycles tidaux semi-diurnes (Figure 13) avec des courants de jusant orientés vers le nord-ouest et des courants de flot orientés vers le sud-est. A 4275 m, des pics de vitesse de 10 cm.s^{-1} ont été mesurés. De tels courants

semblent tout à fait suffisants pour permettre un transport sédimentaire. Des études courantologiques complémentaires semblent nécessaires afin de connaître l'influence de ces courants tidaux sur le transport sédimentaire résiduel et sur de possibles modifications morphologiques.

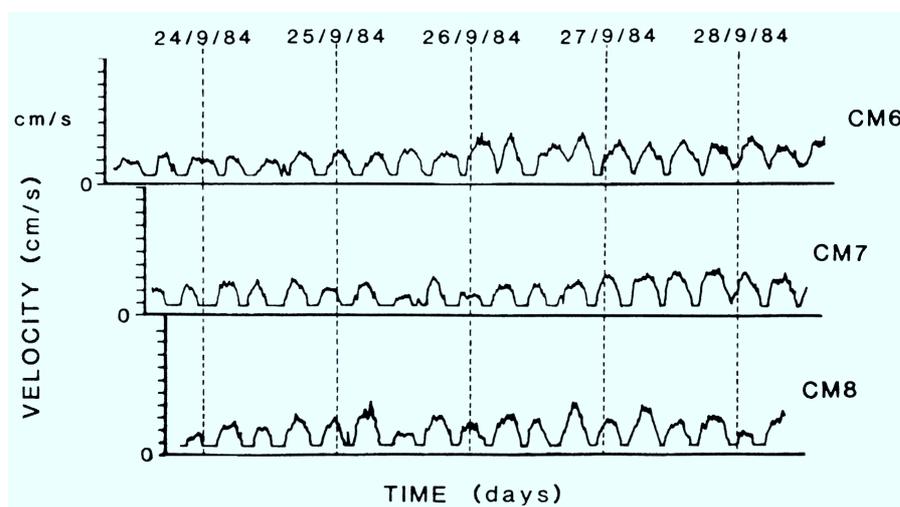


Figure 13: Vitesses des courants mesurés dans la partie nord de l'Eventail Celtique (modifié d'après Reid et Hamilton, 1990). Profondeurs des mouillages: CM6: 4100m; CM7: 4250m; CM8: 4275m.

3. Contexte géologique

Au sein du Golfe de Gascogne, un très fort contraste morphologique existe entre la marge nord (Marges Celtique et Armoricaire) et la marge sud (Marge Nord-espagnole) (Figure 2). Ce contraste morphologique est le résultat d'une histoire géologique divisée en deux périodes distinctes: (1) une phase de distension crustale et d'ouverture océanique au Mésozoïque et, (2) une période de fermeture partielle, au début du Cénozoïque.

La phase d'ouverture (rifting Jurassique terminal-Aptien supérieur) a entraîné la formation du domaine profond, ainsi que de deux marges stables, symétriques dont la Marge Armoricaire est un héritage presque parfait. La fermeture partielle au Cénozoïque a eu pour effet de déformer et de raccourcir la Marge Nord-espagnole et de lui donner l'aspect qu'on lui connaît aujourd'hui. Des demi-fossés comblés par des sédiments au Crétacé inférieur (Figure 14) témoignent au niveau de la Marge Armoricaire de la distension tectonique initiée dès le Jurassique supérieur. Cette phase de distension a entraîné le basculement de blocs crustaux le long de failles listriques (Figure 14).

La phase tectonique compressive éocène (phase pyrénéenne) a entraîné la surrection de plusieurs reliefs, avec en particulier au sein de la Marge Celtique-Armoricaire l'Escarpement de Trévélyan et le Dôme Gascogne.

Il est également intéressant de noter que la limite croûte océanique - croûte continentale se situe au pied de l'Escarpement de Trévélyan (Vaillant, 1988).

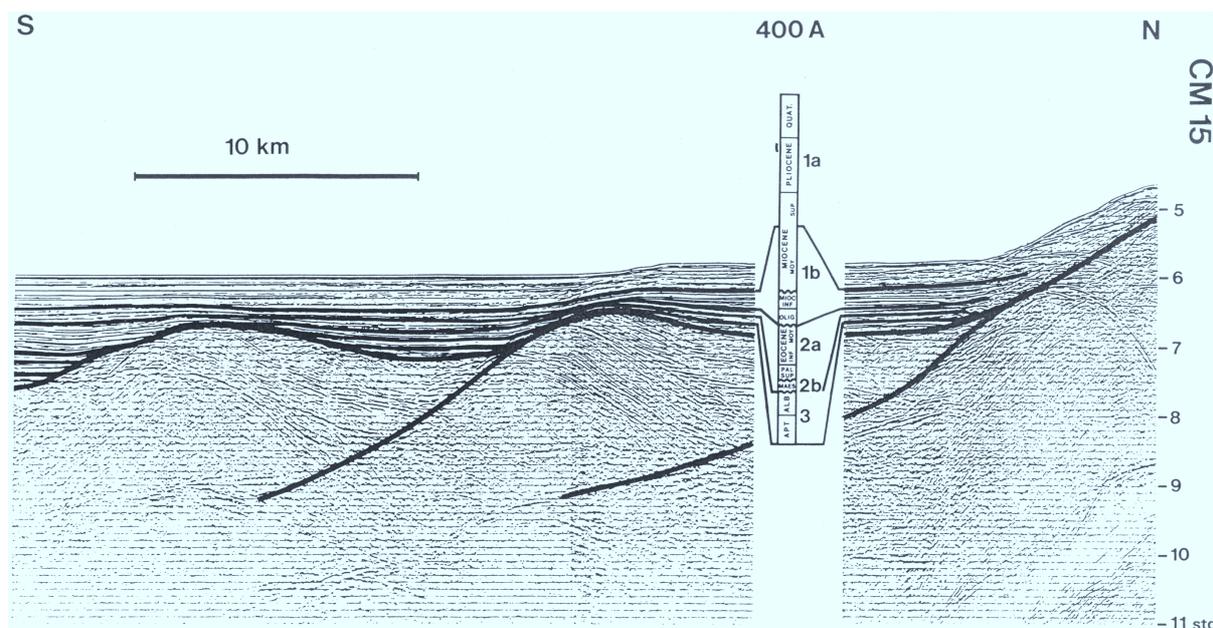


Figure 14: Profil sismique CM15 et corrélation des unités acoustiques avec les formations sédimentaires traversées par le forage 400 (d'après Dérégnacourt et Boillot, 1982). Localisation du profil Figure 3.

Les travaux récents de Droz et al. (1999) ont permis, sur la base de l'analyse des profils sismique haute résolution des missions SEDIFAN 1 et 2, de préciser les grandes phases d'édification du système turbiditique celtique. Ces auteurs ont montré que les dépôts de l'Eventail Celtique, initiés dès le Miocène inférieur, étaient organisés en trois unités turbiditiques principales (IIB2, IIC et IID) séparés par les discontinuités H5 (Miocène sup.) et H6 (Plio/Pléistocène?) (Figure 15). Les unités inférieures (IIB2-Miocène et IIC-Pliocène?) sont constituées de nombreux systèmes chenaux-levées à faible relief et probablement riches en sables. Ces unités sont progradantes vers le sud-ouest. L'unité supérieure (IID-Pléistocène?) est constituée d'un faible nombre de systèmes chenaux-levées à levées plus développées. Cette unité plus récente, semble moins riche en sable que les unités inférieures (Droz et al. 1999).

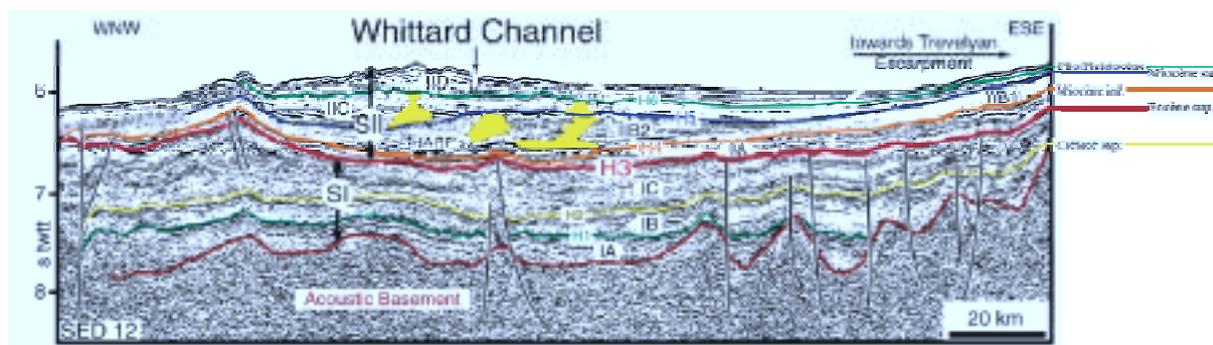


Figure 15: Profil sismique (SED12) transversal au domaine supérieur du système turbiditique celtique avec les corrélations stratigraphiques proposées par Droz et al. (1999). Localisation du profil Figure 3.

A. Les paléoclimats européens	43
1. <i>La fin de la dernière période glaciaire: le stade isotopique 2</i>	43
2. <i>L'interglaciaire actuel: le stade isotopique 1</i>	45
B. Les paléofleuves	46
C. Le delta de la Mer Celtique	47

Chapitre II : Cadre Spatio-Temporel: l'Echelle de Temps et les Paléoenvironnements

Après avoir présenté les caractéristiques actuelles de notre zone d'étude, nous allons maintenant, au sein de ce chapitre, envisager les modifications paléoenvironnementales ayant affecté la Marge Celtique-Armoricaine au cours des derniers 24 ka BP. Dans le but de replacer mon étude dans un contexte global, les modifications climatiques, hydrologiques, environnementales (couvert végétal), glacio-eustatiques et physiographiques seront abordées d'après les données provenant de la bibliographie, mais aussi en tenant compte de certains résultats acquis au cours de ma thèse et développés au Chapitre VIII.

Les variations climatiques et glacio-eustatiques constituent au cours du Quaternaire terminal les principaux facteurs dirigeant l'évolution des apports sédimentaires vers le domaine profond (Auffret, Zaragosi et al., 2000). Ces facteurs, jouant sur les débits et la charge sédimentaire des fleuves ainsi que sur la morphologie et l'extension des réseaux hydrographiques, doivent donc être pris en compte pour estimer quantitativement et qualitativement les apports sédimentaires susceptibles d'approvisionner les grands fonds. Ce travail étant limité de la fin du stade isotopique 3 à l'actuel, les derniers 24 ka BP seront seuls pris en compte.

A. Les paléoclimats européens

1. La fin de la dernière période glaciaire: le stade isotopique 2

Les premières études sur le stade isotopique 2 (24.000-13.000 ans BP), qui représente la fin de la dernière période glaciaire, présentaient cet intervalle de temps en Europe comme une période sèche et de froid intense, avec un grand développement des calottes fénno-scandinave et anglo-saxonne ainsi que des glaciers alpins et des pyrénéens. Les forêts semblaient toutes avoir été remplacées par une végétation steppique à désertique (Adams, 2000; Figure 16). La date de 18.000 ans BP, généralement utilisée pour localiser le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), était censée correspondre au maximum de froid du dernier cycle climatique (CLIMAP, 1981).

Les séquences sédimentaires et glaciologiques ont permis de préciser les caractéristiques de cette dernière période glaciaire. Cette période est alors apparue particulièrement instable. En effet des événements climatiques de courte durée (échelle sub-orbitale) mais de forte amplitude ont été décelés, tels que les événements d'Heinrich¹ dans les enregistrements marins (Heinrich, 1988) ou les événements de Dansgaard-Oeschger² dans les glaces (Dansgaard et al., 1993). Contrairement à ce qui était communément admis, plusieurs auteurs mirent en évidence des conditions relativement chaudes en Atlantique Nord pendant cette période (Sarthein et al., 1995; Eynaud, 1999; de Vernal et al., 2000), avec des phases de remontées actives de la Dérive Nord Atlantique dans le Golfe de Gascogne et en Mer de Norvège (Eynaud, 1999, Zaragosi et al., soumis). Les paramètres océaniques ne semblent donc pas refléter les conditions continentales décrites pour cette période.

Malgré une extension maximale des calottes autour de 18 ka BP, le retrait des glaces en Europe et plus particulièrement au-dessus de la calotte anglo-saxonne débute dès 22 ka BP (Lambeck, 1995) et se poursuit pendant toute la durée du stade isotopique 2.

¹ *Les évènements d'Heinrich correspondent à des phases de débâcles majeures des calottes de l'Hémisphère nord. Dans les sédiments, ces périodes sont généralement mises en évidence par: (1) de fortes concentrations en grains détritiques dans la fraction supérieure à 150 µm, (2) le monospécifisme du taxon polaire N. pachyderma s., (3) une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ ainsi que dans la plupart des cas: (4) un maximum de susceptibilité magnétique, (5) une densité plus élevée et (6) des teneurs en CaCO_3 plus importantes (Bond et al., 1992; Grousset et al., 1993; Bond et Lotti, 1995; Auffret et al., 1996a). C'est le relargage massif d'icebergs à l'océan, caractéristique de ces évènements, qui explique l'apport de matériel détritique continental et la baisse sensible du $\delta^{18}\text{O}$ lié à l'injection d'eaux douces. Le froid, signalé par les microfaunes planctoniques polaires, pourrait être lié au blocage de la circulation thermohaline par la dessalure des eaux de surface (Broecker et al., 1990). La différenciation géochimique (Grousset et al., 1993, 2000, Snoeckx et al., 1999) et sédimentologique (Bond et al., 1992; Bond et Lotti, 1995; Auffret et al., 1996) des IRD a permis de différencier les zones sources, démontrant l'implication de l'ensemble des calottes nordiques (laurentienne, fenno-Scandinave, anglo-saxonne, islandaise, groenlandaise) aux évènements de débâcles observés en Atlantique Nord. Il semblerait que chaque événement d'Heinrich s'organise en plusieurs phases correspondant à l'influence décalée ou non dans le temps de chacune des calottes (Grousset, et al., 2000; Zaragosi et al. soumis). Actuellement l'enjeu est de connaître les causes de ces débâcles massives et de savoir si la débâcle d'une calotte particulière a pu déclencher la débâcle des autres calottes ou si toutes ont fonctionné simultanément suite au même forçage thermohalin.*

² *Les évènements de Dansgaard - Oeschger, mis en évidence dans les forages de glace groenlandais (Dansgaard et al., 1993), correspondent, tout au long de la dernière période glaciaire (stades isotopiques 3 et 2), à des oscillations chaud/froid de haute fréquence. L'articulation de ces évènements entre eux est caractérisée par une structure très particulière qui s'organise selon des cycles de 500 à 2.000 ans avec des réchauffements toujours très brutaux (jusqu'à 10°C en quelques décennies) et des refroidissements plus progressifs. Sur la base d'enregistrements sédimentaires, Bond et al. (1993) montrèrent que les cycles de Dansgaard-Oeschger s'inscrivaient dans un cyclicité plus longue, aboutissant toujours à un refroidissement atmosphérique très important, contemporain d'un événement de débâcle massive: un événement d'Heinrich.*

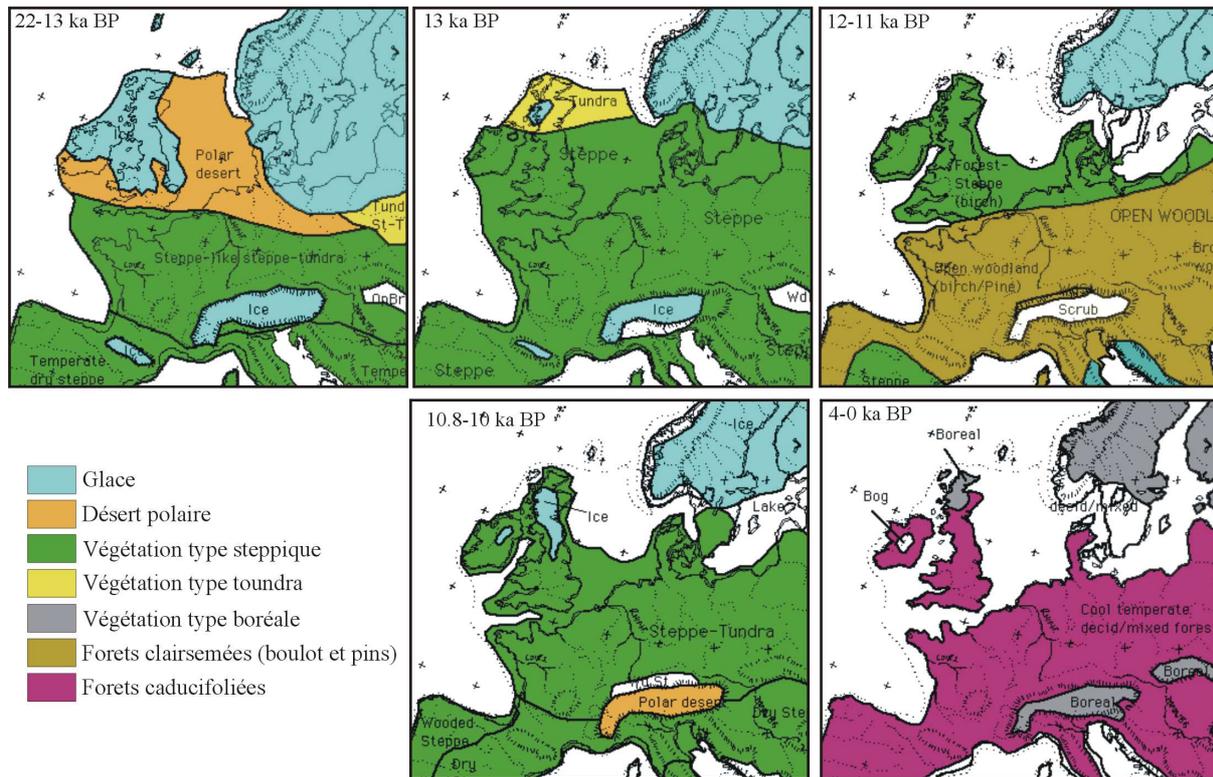


Figure 16: Reconstitution paléoenvironnementale de l'Europe de l'ouest du Dernier Maximum Glaciaire à l'actuel (d'après Adams, 2000).

2. L'interglaciaire actuel: le stade isotopique 1

Vers 13.000 ans BP commence une phase plus chaude et humide dans toute l'Europe. Suite à ce réchauffement, la végétation steppique est remplacée dès 12.000 ans BP (Figure 16; Adams, 2000) par des forêts clairsemées (bouleaux et pins). L'Europe du nord conserve toutefois une végétation majoritairement steppique. Cette période est brutalement interrompue par un événement froid d'environ 800 ans: le Younger Dryas (10.800-10.000 ans BP). Cette période de refroidissement, facilement repérable dans les enregistrements sédimentaires du Golfe de Gascogne par un retour de l'espèce polaire *N. pachyderma* s. (Figure 58), a entraîné la disparition de la majorité des forêts européennes et leur remplacement par une végétation de type steppe et tundra ainsi qu'une légère reprise des glaces (Figure 16).

Dès la sortie de l'événement froid du Younger Dryas, les forêts recolonisent l'ensemble de l'Europe avec, cette fois, majoritairement des essences de type caducifolié. Au cours de l'Holocène, une période comprise entre 7.000 et 5.000 ans BP est caractérisée par un climat plus chaud qu'à l'actuel. Cette période a permis le développement des forêts plus au nord. Cette période considérée comme la plus chaude de l'Holocène est généralement nommée "l'optimum climatique". Mis à part cette période, l'Holocène a longtemps été considéré comme une période stable. Récemment Bond et al. (1997) mirent en évidence l'existence de cycles holocènes rapides (1500 ans) dans les sédiments marins. De nouvelles études haute résolution de cette période climatique sont actuellement en cours pour essayer de déchiffrer les causes d'une telle instabilité.

B. Les paléofleuves

La zone d'étude de ce travail se situe dans l'axe de la Mer d'Irlande et de la Manche. En raison de leurs faibles profondeurs (< 120 m), ces deux mers ont été particulièrement sensibles aux variations glacio-eustatiques du Quaternaire terminal (Lambeck, 1995; 1996; 1997). En effet lors du dernier bas niveau marin estimé à 121 m (± 5 m) sous le niveau actuel (Fairbanks, 1989), la Manche, la Mer d'Irlande ainsi que la majorité de la Mer du Nord étaient émergées. La Manche fonctionnait alors comme un unique fleuve, le fleuve Manche, au milieu d'une immense plaine alluviale drainant la majorité des rivières ouest européennes (Gibbard, 1988, 1995; Lambeck, 1997), avec entre autres, la Somme, le Solent et la Seine, et ainsi qu'en raison de l'ouverture du détroit de Douvres dès l'Eémien (Gibbard, 1995), les fleuves actuellement déversés en Mer du Nord tels que le Rhin, la Meuse et la Tamise. Le fleuve Manche devait constituer alors un des fleuves les plus importants qui ait jamais existé en Europe.

Lors des stades isotopiques 12 et 6, la calotte anglo-saxonne semblait avoir rejoint la calotte fenno-scandinave (Gibbard, 1988, Huuse et Lykke-Andersen, 2000). Lors du stade isotopique 2, cette connexion avait également été mise en évidence par Denton et Hughes (1981). Des études plus récentes semblent indiquer que tel n'était pas le cas (Gibbard, 1988; Lambeck 1995) et les reconstructions paléoenvironnementales de Adams (2000) présentent, du point de vue de la végétation, la Mer du nord comme un désert polaire (Figure 16).

Au cours de la remontée du niveau marin, la connexion entre la Manche et la Mer du Nord semble s'être faite vers 7.000 ans BP (Eisma et al., 1981; Lambeck, 1995; Lericolais, 1997). Cette connexion a permis la mise en place des conditions hydrologiques en Manche telles que nous les connaissons actuellement.

Contrairement à la Manche où l'existence d'un paléofleuve a été clairement mise en évidence, le fonctionnement de la Mer d'Irlande en bas niveau marin est moins bien connu. Comme pour la Manche la totalité des transferts (eau et sédiment) se sont fait vers le sud car la présence de la calotte Anglo-saxonne au nord de la Mer d'Irlande (Mc Cabe, 1998a-b) empêchait une connexion nordique. Grâce aux modèles glacio-eustatiques, Lambeck (1995) émet l'hypothèse d'un pont continental entre l'Angleterre et l'Irlande entre 20.000 et 14.000 ans BP. L'existence possible d'une telle structure aurait entraîné la mise en place d'un lac sous glaciaire au sein de la partie septentrionale de la Mer d'Irlande. A partir de 14.000 ans BP, l'ouverture du Chenal St Georges a permis à nouveau l'installation de conditions marines en Mer d'Irlande.

Ainsi de par sa localisation et l'extension de son bassin versant, le système Manche a drainé une partie des eaux de fonte des calottes anglo-saxonne, fenno-scandinave et des glaciers européens. La Mer d'Irlande a drainé une part importante des eaux de fonte de la calotte anglo-saxonne. Lors de la déglaciation, les conditions hydrologiques et sédimentologiques du Golfe de Gascogne ont donc fortement été influencées par l'arrivée de toutes les eaux de fontes (Eynaud, 1999; Zaragosi et al., soumis).

C. Le delta de la Mer Celtique

La Mer Celtique est positionnée au débouché du paléofleuve Manche et du Chenal St Georges. Les bancs de sable de la Mer Celtique indiquent la position d'un ancien delta: le delta de la Mer Celtique (Reynaud, 1996). Ce delta à prédominance tidale (Reynaud, 1996) se serait mis en place, soit lors des périodes de très bas niveau marin pliocènes supérieur (Prétiglien ou Bavélien; Lericolais, 1997), soit au cours de la remontée eustatique tiglienne (Reynaud, 1996; Figure 17). Cette remontée eustatique marque la fin d'une période caractérisée par une connexion directe entre les systèmes fluviaux (paléovallées de la formation de la Petite Sole) et les canyons.

Vers 1,6 MA, la poursuite de la remontée du niveau marin entraîne la disparition du delta de la Mer Celtique. Seules les grandes chutes glacio-eustatiques du Pléistocène supérieur (stades isotopiques 22, 16, 10, 6 et 2) semblent avoir en partie réactivées ce delta.

Ainsi au cours du stade isotopique 2, période de temps prise en compte dans notre étude, le secteur de la Mer Celtique a fonctionné en système deltaïque qui a pu recouvrir selon Lericolais (1997) la majorité de la zone des bancs celtiques.

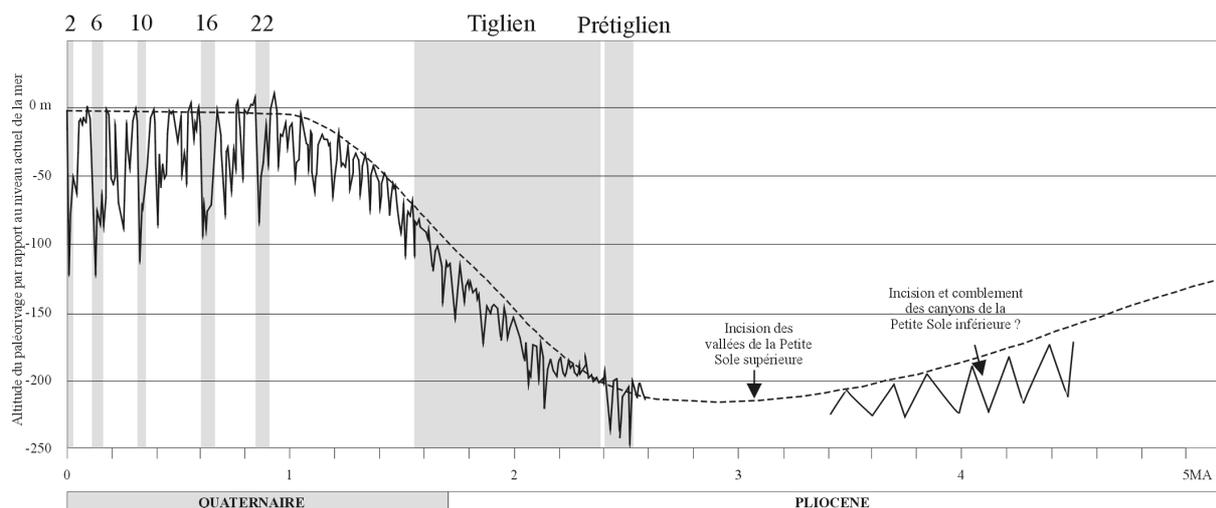


Figure 17: Position du delta de la Mer Celtique en fonction des variations glacio-eustatiques (trait plein) et du niveau marin relatif corrigé de la composante tectonique (trait tireté). Modifié d'après Reynaud (1995). Le delta de la Mer Celtique se serait mis en place soit au cours du Tiglien et des stades isotopiques 2, 6 et 10 (Reynaud, 1996), soit au cours du Prétiglien et des stades isotopiques 2, 6, 10 et 16 (Lericolais, 1997).

A. Introduction sur les environnements gravitaires	51
B. Caractéristiques générales des écoulements gravitaires	57
C. Les différentes unités élémentaires composant les édifices turbiditiques: intérêt d'une étude séparée ..	65
1. <i>Les canyons</i>	65
2. <i>Les systèmes chenaux - levées</i>	67
2.1. Les chenaux.....	67
2.2. Les levées.....	68
2.3. L'avulsion.....	69
3. <i>Les lobes et les chenaux secondaires</i>	70
3.1. Les suprafan lobes.....	70
3.2. Les depositional lobes.....	71
3.3. Les fanlobes.....	71
3.4. Les ponded lobes.....	71
3.5. Les mounded lobes et les sheet lobes.....	72

Chapitre III : La Sédimentation Turbiditique: Etat des Connaissances et Concepts

Ce travail, portant essentiellement sur l'étude de deux systèmes de dépôts turbiditiques, une synthèse des principaux concepts de base concernant ce type de processus était nécessaire. Ainsi ce chapitre est consacré, dans une première partie, à une présentation des différents modèles de systèmes turbiditiques et aux classifications généralement utilisées. Un plan chronologique a été choisi pour présenter cette revue bibliographique.

La deuxième partie détaille les caractéristiques des différentes unités morphologiques généralement observées au sein de ces systèmes.

A. Introduction sur les environnements gravitaires

La nécessité de classification et de comparaison des systèmes gravitaires poussa rapidement les géologues continentaux et pétroliers à l'élaboration de modèles conceptuels. Dès 1959, Gorsline et Emery proposèrent trois types d'environnements de dépôts: (1) les fonds de bassins (*basin floor*), (2) les éventails sous-marins (*deep-sea fan*) et (3) les dépôts non chenalisés, limités au pied de pente (*slope apron*). Les premiers modèles publiés au début des années 70 se limitaient à l'étude des éventails sous-marins. Normark (1970) élaborera ainsi un modèle sur la base de l'étude d'éventails modernes localisés sur la Marge Californienne (Figure 18). Il introduisit le terme "*suprafan*" pour décrire les corps sédimentaires situés au débouché des chenaux.

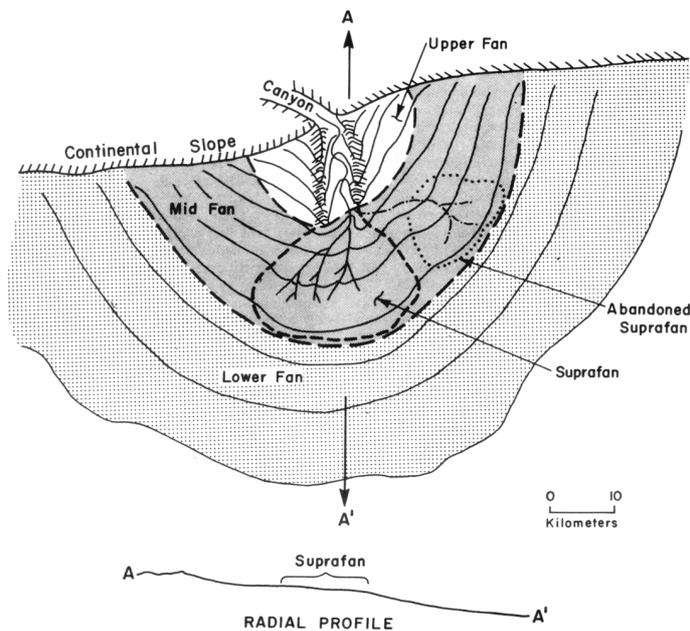


Figure 18: Le modèle de Normark (1978, modifié d'après Normark, 1970).

Mutti et Ricci Lucchi (1972) proposèrent ultérieurement un modèle cette fois basé sur l'étude de systèmes anciens (Figure 19), montrant des dépôts s'organisant toujours autour d'un canyon unique. Leur modèle présente un éventail scindé en trois parties *inner*, *mid* et *outer fan*.

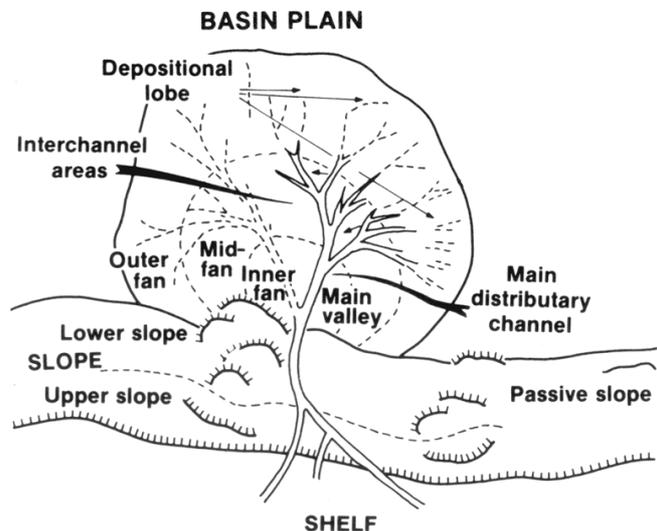


Figure 19: Le modèle de Mutti et Ricci Lucchi (1972).

A partir des deux modèles précédents, Walker (1978) proposa le premier modèle synthétique. En plus de réunir la majorité des termes encore utilisés actuellement, ce modèle présente l'organisation des divers faciès de dépôts en fonction de leur localisation au sein de l'éventail (Figure 20).

Ces modèles d'éventail à source unique sont complétés par les travaux de Normark (1974, 1978). En effet, celui-ci propose de distinguer les systèmes alimentés en matériaux grossiers (*coarse-grained, canyon fed system*) des systèmes sous influence deltaïque, alimentés en matériaux fins (*fine-grained, delta-fed systems*). Un pas vient ainsi d'être franchi en différenciant la nature des apports.

Mutti (1979) introduit le concept d'efficacité de transport en opposant les systèmes "efficaces" (apports riches en vases), permettant un transport sur de longues distances et les systèmes "inefficaces" (apports riches en sables) permettant un transport sur de faibles distances et des dépôts localisés uniquement en pied de pente.

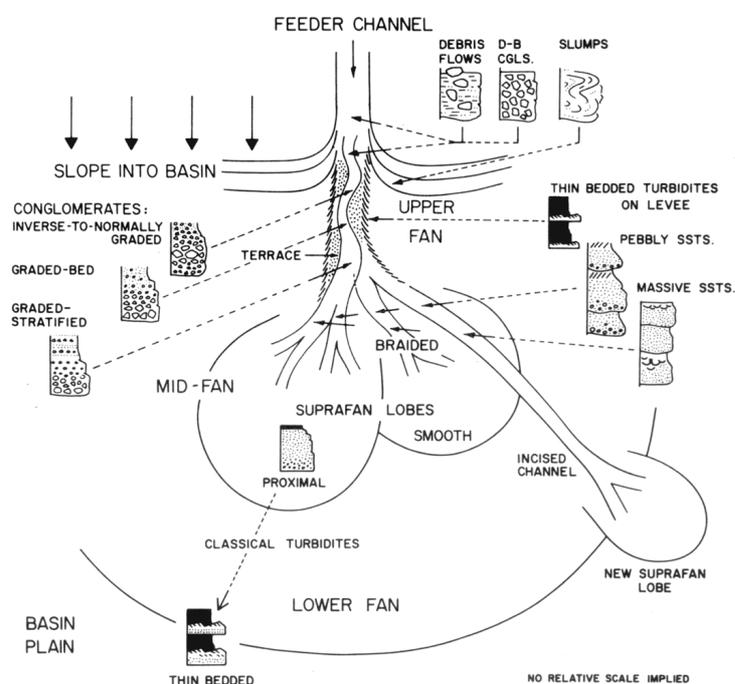


Figure 20: Le modèle de Walker (1978).

Si les premiers modèles conceptuels ont permis de comparer plus aisément les systèmes fossiles et les systèmes modernes, ils étaient encore incomplets et ne suffisaient pas pour expliquer la diversité des systèmes gravitaires observés dans l'ancien comme dans l'actuel.

Dans les années 80, les modèles de systèmes turbiditiques à source unique sont complétés avec le développement de modèles multi-sources: le concept de *multiple-source submarine ramp* (Chan et Dott, 1983; Heller et Dickinson 1985) vient compléter la nomenclature de Gorsline et Emery (1959). Comme précédemment, la chenalisation est importante. Mais ces systèmes sont cette fois alimentés par plusieurs chenaux distributaires reliés à plusieurs canyons (Figures 21 et 22), et représentent des situations intermédiaires entre les éventails et les dépôts de pied de pente peu ou pas chenalisés (*slope apron*). Les subdivisions éventail supérieur-moyen-inférieur utilisées pour les systèmes à source unique

doivent être remplacés par les subdivisions rampe proximale-médiane-distale (*proximal-medial-distal ramp*).

Figure 21: Modèle de système turbiditique sableux à source multiple: modèle de Chan et Dott (1983) basé sur l'étude du "Tyes-Flournoy forearc basin", Oregon.

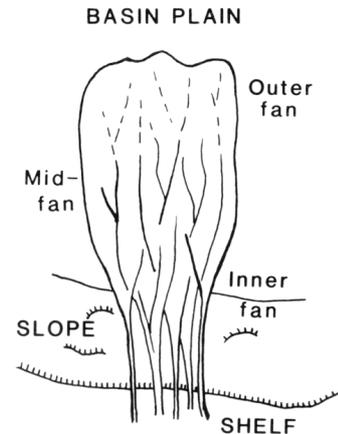
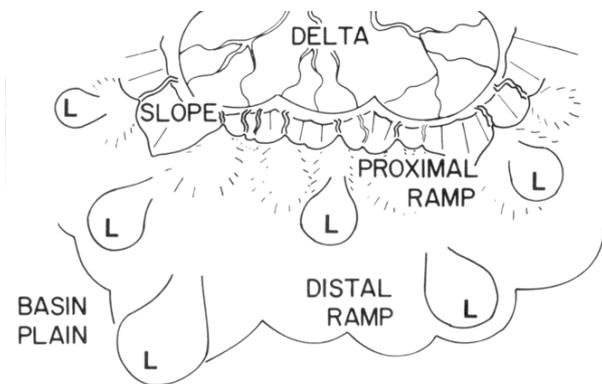


Figure 22: Submarine ramp alimentée par un delta: le modèle de Heller et Dickinson (1985).

L'étude de nouveaux systèmes anciens et actuels continua de montrer la grande diversité des environnements gravitaires. Les auteurs se rendirent compte qu'aucun des premiers modèles n'avait correctement pris en compte l'interaction complexe existant entre les différents facteurs contrôlant le développement d'un éventail (morphologie du bassin, type d'apports, taux de sédimentation, variations du niveau marin, contrôles tectoniques, courants de fond, ...). Plusieurs auteurs (Normark et Piper, 1991; Mutti, 1992; Miall, 1999; Shanmugam, 2000) proposèrent alors d'abandonner en partie ou totalement les modèles (Figure 23).

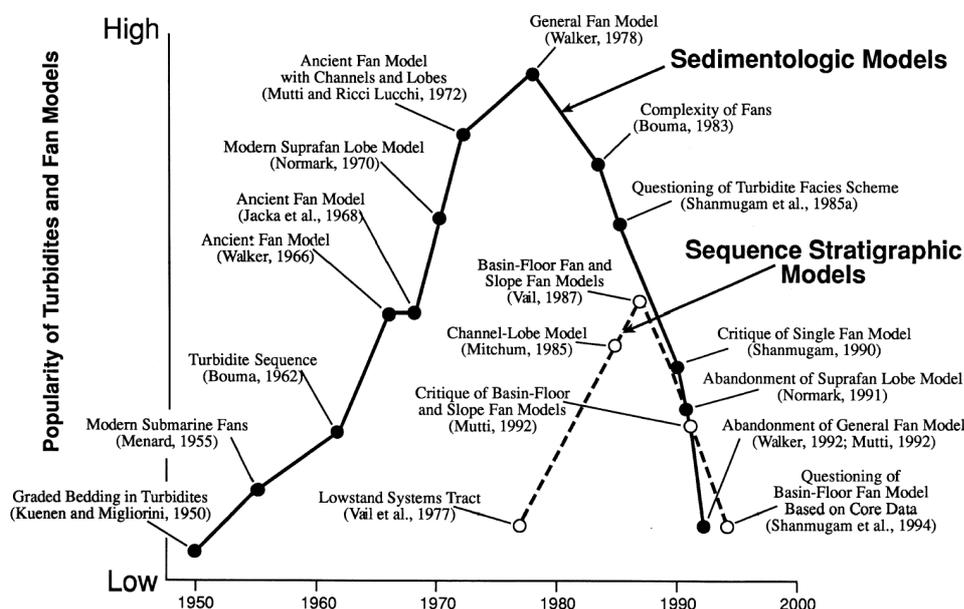
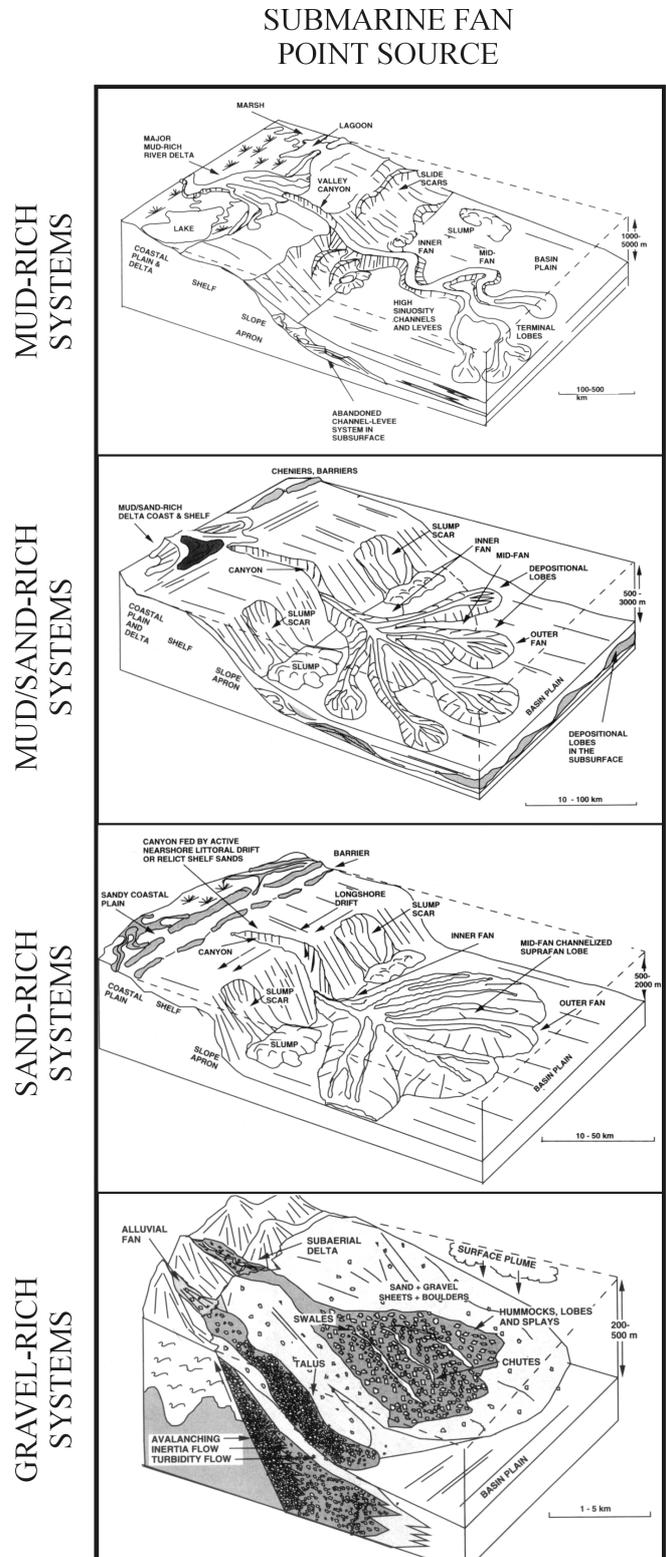


Figure 23: Popularité des modèles d'éventails profonds durant les derniers 50 ans. D'après Shanmugam (2000).

Plutôt que de créer un nouveau modèle pour chaque système étudié, Mutti et Normark, (1991) ont proposé de travailler sur un certain nombre d'objets ou unités élémentaires communément rencontrés sur un grand nombre de systèmes turbiditiques. Ces objets reconnaissables aussi bien dans l'ancien que dans l'actuel, sont: (1) les surfaces d'érosion, (2) les chenaux, (3) les levées, (4) les lobes, et (5) les dépôts associés à la transition chenal-lobe. Nous reviendrons plus tard au sein de ce chapitre sur les caractéristiques de ces unités élémentaires.

Le besoin de modèles pour les géologues pétroliers poussa Reading et Richards (1994) à présenter un essai de modélisation des différents systèmes de dépôts. Leur modèle (Figures 24 et 25) est plus une classification des systèmes gravitaires connus, qu'un modèle obtenu à partir de l'étude précise d'un ou plusieurs systèmes. Cette classification est la première à regrouper l'ensemble des notions évoquées précédemment. Le modèle est basé principalement sur la nature des apports et sur la morphologie du système d'alimentation. Il est pour la première fois "adaptable" à chaque système étudié. Cette classification présente un nombre limité (12) d'éventails types. Les positions intermédiaires sont bien sûr les plus fréquentes dans la nature. **De plus, des systèmes peuvent évoluer d'une position vers une autre pour des raisons tectoniques, climatiques ou eustatiques.** Ce modèle a l'avantage de ne pas contraindre l'étude des nouveaux systèmes dans des modèles prédéfinis.

Reading et Richards distinguent trois types de systèmes de dépôts gravitaires en fonction de la morphologie de la zone d'alimentation avec: (1) éventails localisés au débouché d'une source



ponctuelle (*submarine fan*), (2) systèmes à source multiple (*multiple source ramps*), et (3) systèmes à source multiple linéaire (*slope apron*). Il est important de noter que dans ce modèle, le terme "éventail" est limité aux systèmes à source ponctuelle.

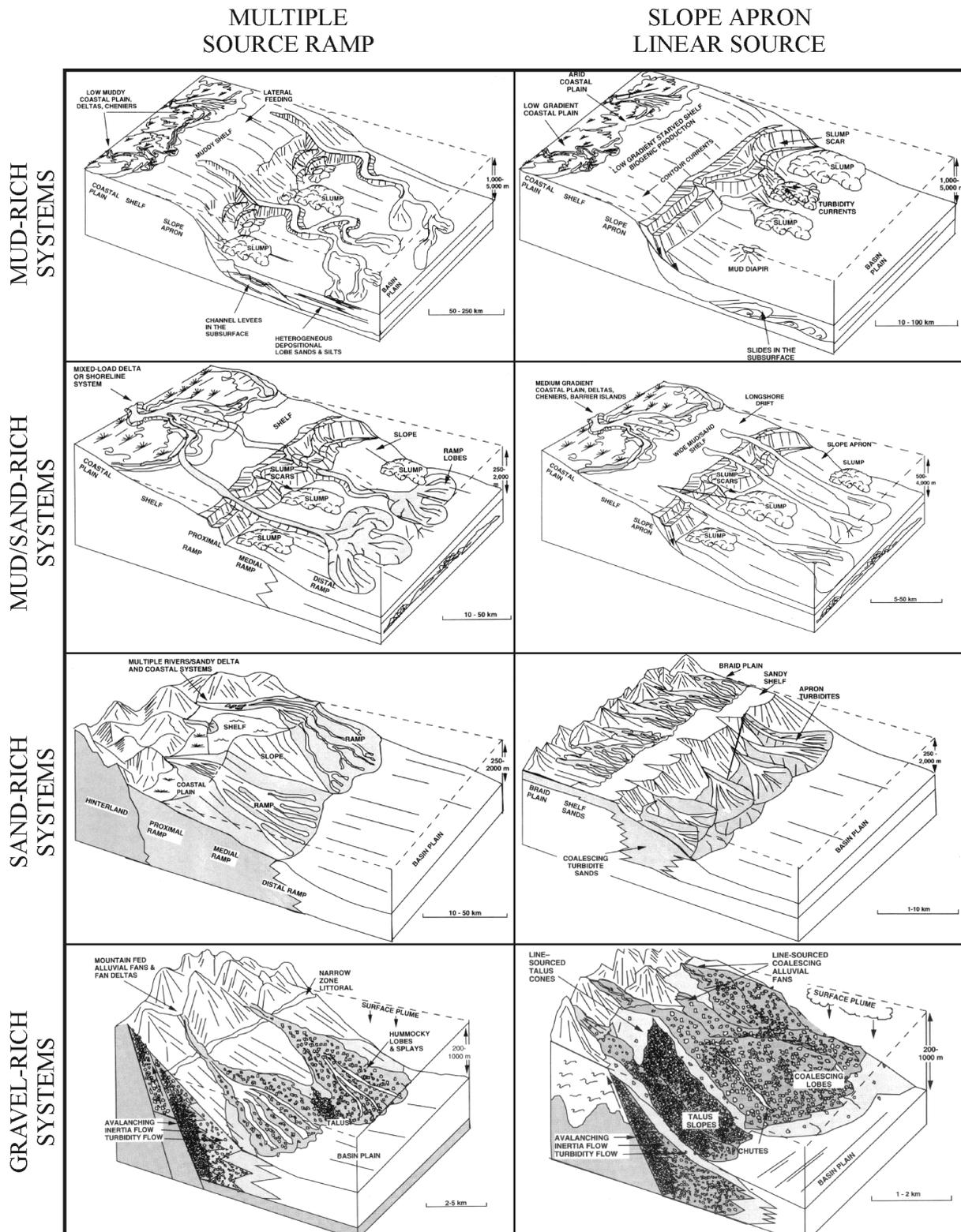


Figure 24: Modèle de Reading et Richards (1994).

Depuis la publication de cette classification, il est admis que la morphologie des systèmes de dépôts turbiditiques forme un continuum autour de 3 pôles morphologiques: les éventails, les rampes et les *slope apron* (Stow et al. 1996; Richards et al. 1998; Wynn et al. 2000; Zaragosi et al. 2001). Pour respecter la grande variabilité de dépôts profonds, récemment mis en évidence par l'amélioration des moyens de prospection, il parait actuellement important de compléter et illustrer cette classification avec des systèmes actuels ou anciens, ainsi que de dégager les facteurs environnementaux responsable de cette variabilité morphologique (Stow et Mayall, 2000).

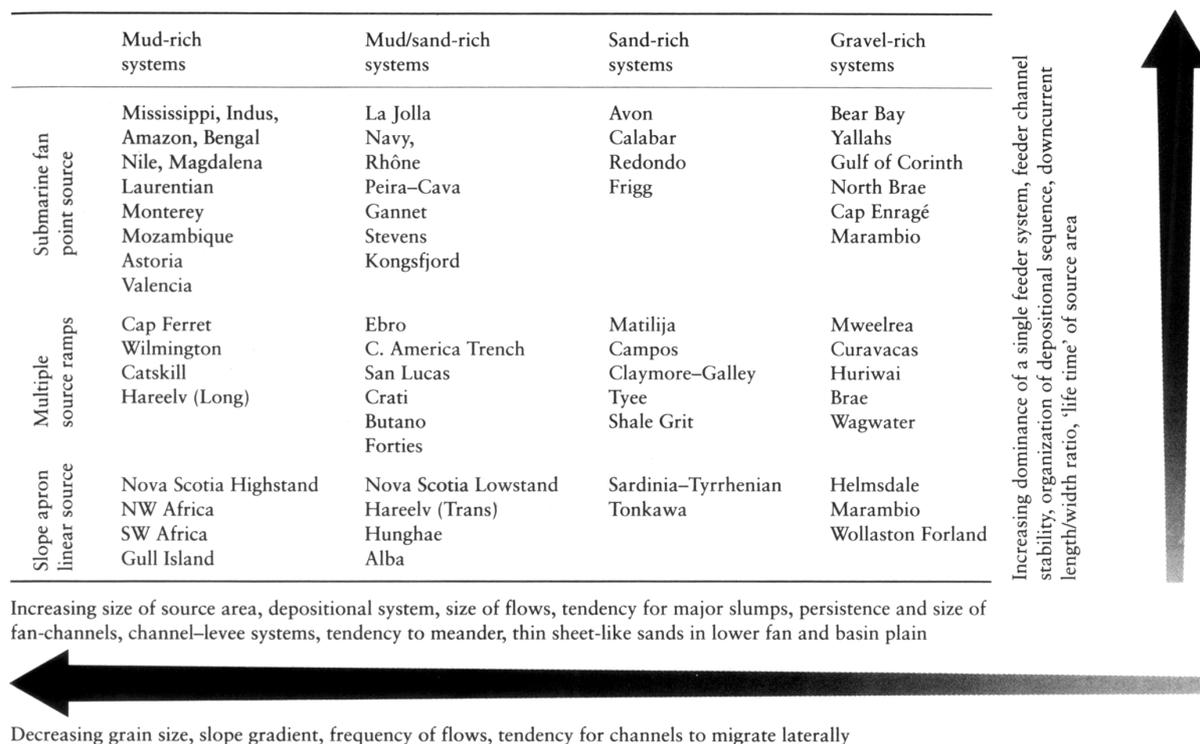


Figure 25: Classification des systèmes gravitaires modernes selon le modèle de Reading et Richards (1994). La classification est basée sur: (1) le volume et la taille des grains des apports et (2) la nature du système d'alimentation (éventails localisés au débouché d'une source ponctuelle (*submarine fan*), systèmes à source multiple (*multiple-source ramps*) et systèmes à source multiple linéaire (*slope apron*)).

B. Caractéristiques générales des écoulements gravitaires

Malgré la mise en évidence d'écoulements gravitaires dans le Lac Léman dès la fin du 19^{ème} siècle (Forel, 1887), ce n'est qu'en 1950 que le concept de sédimentation turbiditique naît grâce à la mise en commun des travaux expérimentaux de Kuenen et des observations de Migliorini faites sur les séries de flysch des Apennins (Kuenen et Migliorini, 1950). D'après ces auteurs, la différence majeure entre un courant de turbidité et les autres écoulements gravitaires provient du mécanisme de transport des grains. Dans un écoulement turbiditique, le transport en suspension doit être prépondérant. Leurs travaux ouvrent la voie à la réinterprétation d'un grand nombre de séries anciennes.

En 1962, Bouma proposa la célèbre séquence de Bouma (Figure 26) comme dépôt typique provenant d'un courant de turbidité, mais sans présenter les processus hydrodynamiques responsables des structures observées. Le modèle de Bouma présenta le concept de cône de dépôts (Figure 26), introduisant de ce fait la notion de perte d'énergie des écoulements de turbidité au cours de leur déplacement.

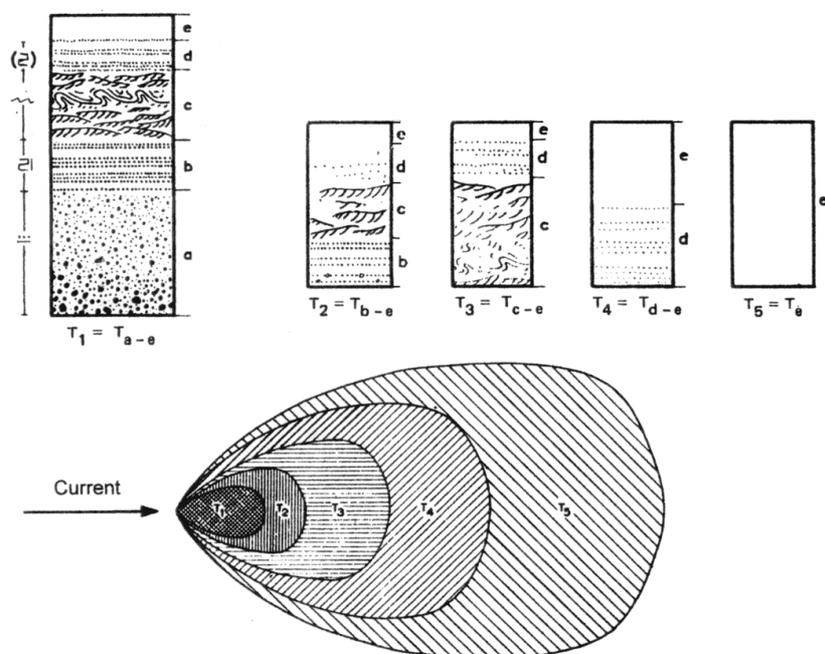


Figure 26: La séquence de Bouma et son cône de dépôt (Bouma, 1962).

En 1965, Sanders compléta le modèle en distinguant deux types d'écoulement au sein d'un écoulement turbiditique, avec un écoulement inférieur non turbulent, et un écoulement supérieur de nature turbulente. L'écoulement inférieur peut être soit plus lent (Figure 27), dans ce cas les particules grossières sont déplacées par traction, soit plus rapide (Figure 28), dans ce cas les particules grossières sont déplacées par gravité mais dans un état non turbulent. Pour ce dernier cas, les auteurs introduisent le terme de *flowing grain layer*.

L'absence de structure dans le terme T_a de la séquence de Bouma peut alors être expliquée par le dépôt en masse de l'écoulement inférieur. Seuls les termes T_b , T_c et T_d sont déposés par un écoulement de nature turbiditique.

Figure 27: Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus lent (Sanders, 1965).

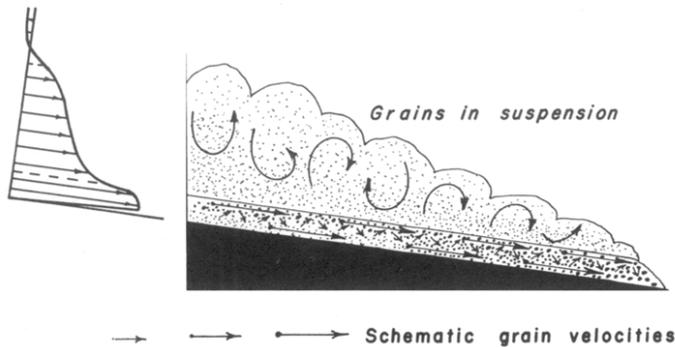
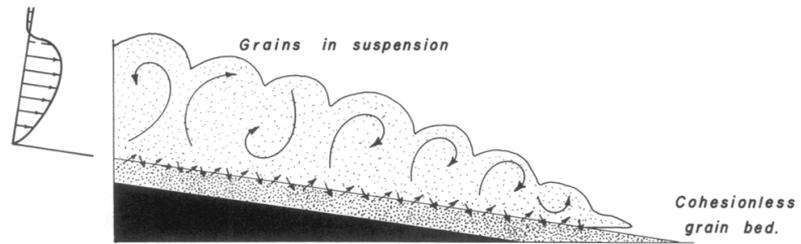


Figure 28: Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus rapide (*flowing grain layer*) (Sanders, 1965).

En 1967, Walker (1967) interprète-lui aussi la séquence (Figure 29) en distinguant deux régimes d'écoulements: (1) un régime d'écoulement supérieur pour les termes inférieurs de la séquence (T_a et T_b) et (2) un régime d'écoulement inférieur pour les termes supérieurs de la séquence (T_c , T_d et T_e). Walker appuie la notion de perte d'énergie des courants de turbidité développée par Bouma en distinguant les turbidites proximales des turbidites distales.

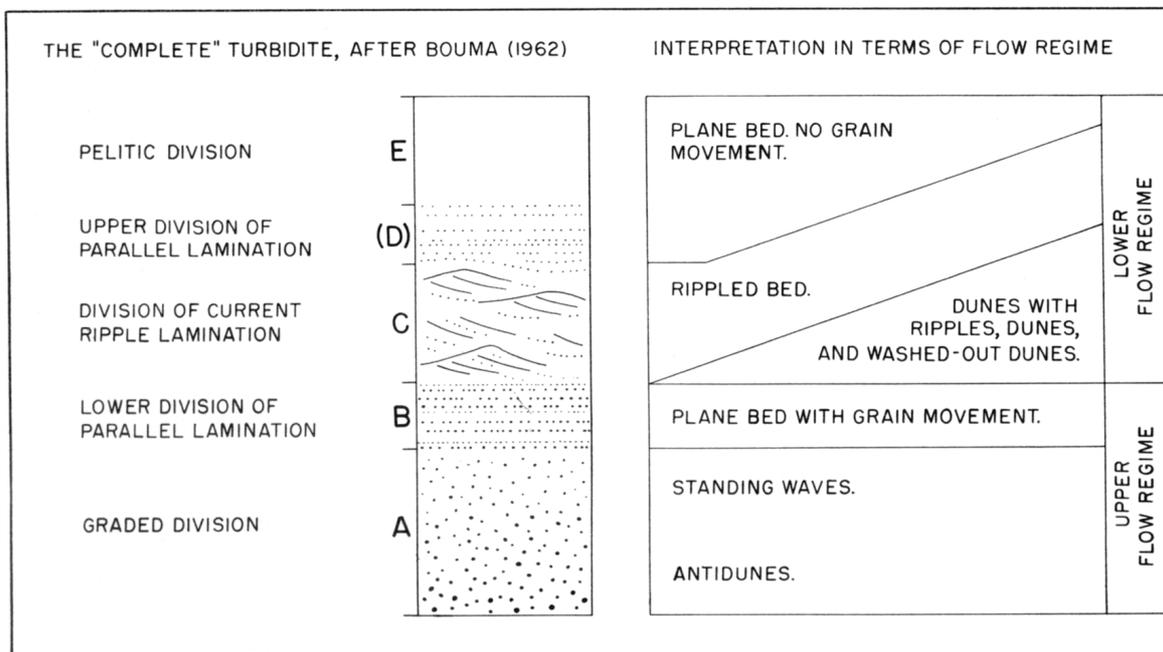


Figure 29: Interprétation de la séquence de Bouma par Walker (1967).

En 1973, Middleton et Hampton (1973) présentent une première classification des écoulements gravitaires, jetant les bases de toutes les classifications à venir. Cette classification se base sur le mode de maintien en suspension des particules au sein de l'écoulement. Quatre cas sont distingués: (1) support par la matrice (*Matrix strength*), (2)

support par collision entre grains (*Grain interaction*), (3) support par expulsion de fluide intergranulaire (*Upward intergranular flow*), (4) support par turbulence.

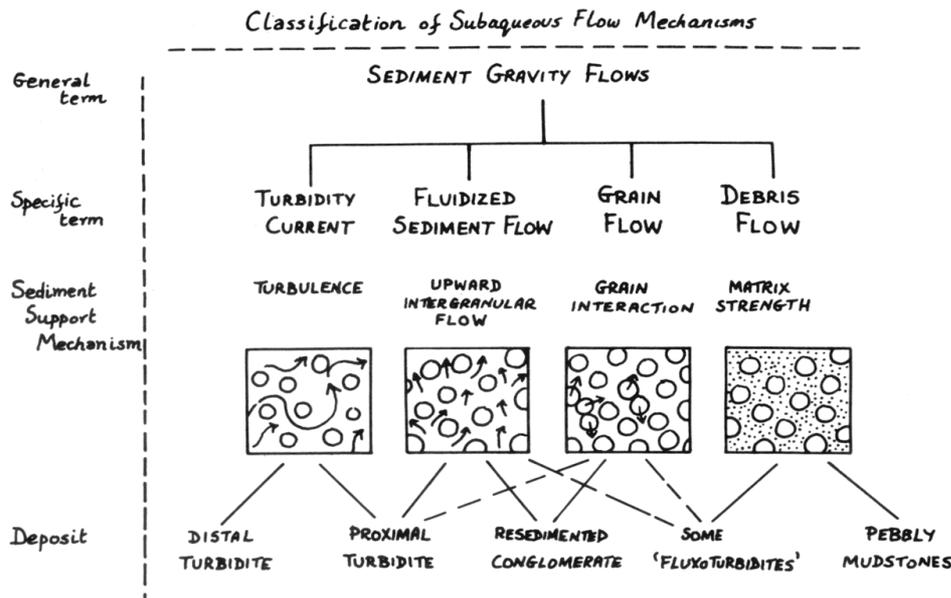


Figure 30: Classification des écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973).

Pour compléter leur classification, Middleton et Hampton (1973) proposent un modèle d'évolution d'un écoulement dans l'espace et le temps (Figure 31). Ainsi, au cours de son développement, un écoulement gravitaire peut passer par plusieurs modes de support. Le dépôt final ne sera le témoin que du dernier mode de transport.

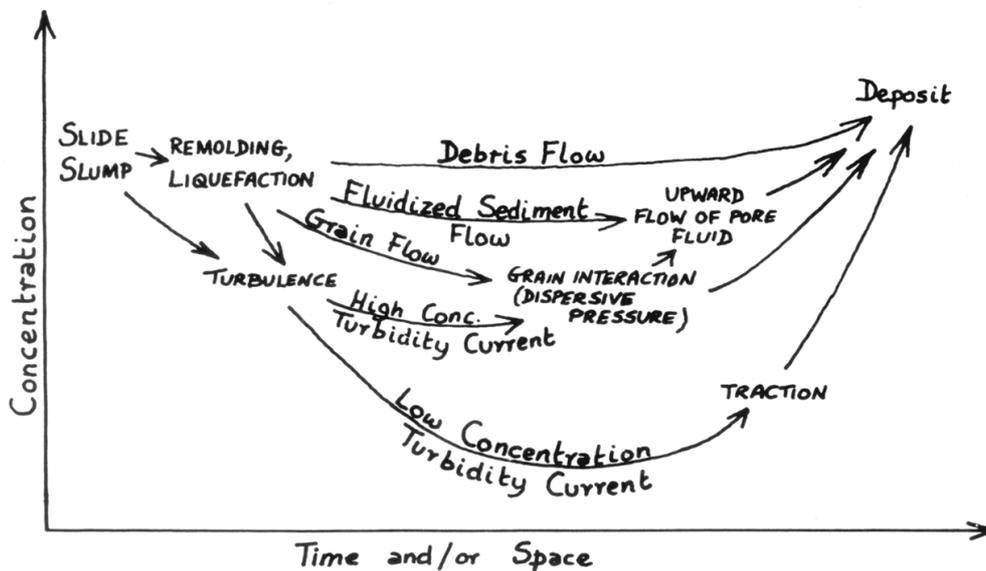


Figure 31: Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire dans le temps et/ou l'espace (Middleton et Hampton, 1973).

Les travaux effectués au cours des années 70 montrèrent que l'utilisation de la séquence de Bouma entraînait une simplification des cas possibles de dépôts turbiditiques. La séquence de Bouma est en fait applicable uniquement aux turbidites allant des sables moyens aux vases (*medium-grained sand mud turbidite*). Des modèles complémentaires (Figure 32) vont alors

voir le jour pour les séquences créées par un courant turbiditique de faible densité (*fine-grained turbidites*: turbidites argilo-silteuses) (Stow et Shanmugam, 1980) et pour les séquences créées par un courant turbiditique de haute densité (*coarse-grained turbidite*: turbidites sableuses) (Lowe, 1982).

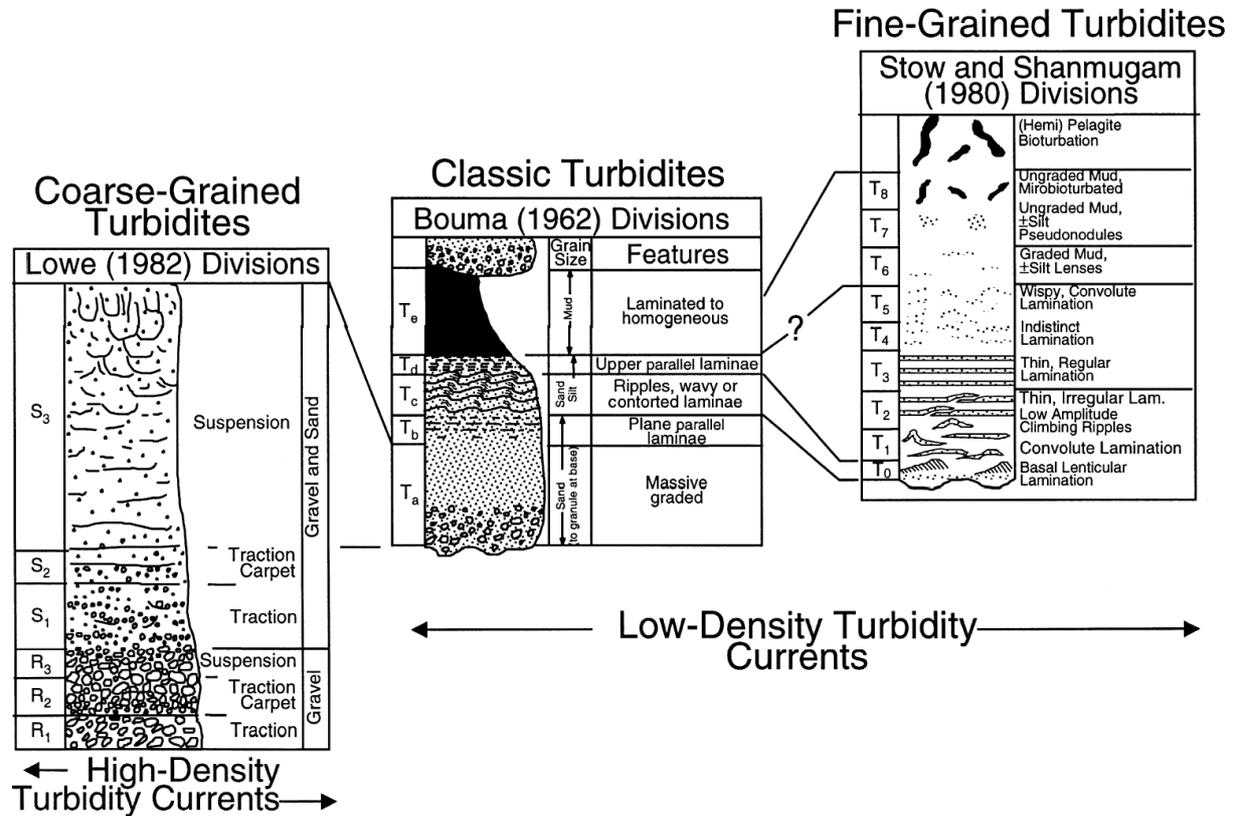


Figure 32: La séquence de Bouma (1962) et ces extensions pour les turbidites sableuses (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam (1980), d'après Shanmugam (2000).

Le modèle de Lowe (1982) est en fait une extension de la séquence de Bouma (Figure 32). En effet, le terme T_a de la séquence de Bouma correspond au terme S₃, sommet de la séquence de Lowe.

Les termes "S" correspondent essentiellement à des sables et graviers fins, les termes "R" à des sédiments graveleux. S₃ témoigne d'un transport en suspension, S₂ et S₁ correspondant à un transport tractif engendré par un écoulement puissant non turbulent. Les termes graveleux R₃ et R₂ témoignent d'un transport essentiellement par traction.

Pour les turbidites argilo-silteuses, les modèles de Piper (1978) et Stow et Shanmugam (1980) complètent les intervalles T_d et T_e de la séquence de Bouma (Figure 32). Les dépôts proviennent d'écoulement de faible densité transportant essentiellement des silts et vases. La séquence type de Stow et Shanmugam (1980) (Figure 32) est constituée de sédiments transportés en suspension et traction sur le fond (T₀-T₂), ou qui se déposent après vannage et floculation des argiles (T₃-T₅), ou enfin par seule décantation (T₆-T₈).

En 1992, Mutti (1992) propose le concept de *facies tract* (Figure 33). Il s'agit d'une approche génétique impliquant un continuum des processus et faciès associés. L'organisation

amont-aval des faciès enregistre l'évolution des écoulements gravitaires au cours de leur déplacement. Ce concept a l'avantage de prendre en compte tous les faciès susceptibles d'être déposés par les écoulements gravitaires (du *debris flows* aux turbidites de faible densité).

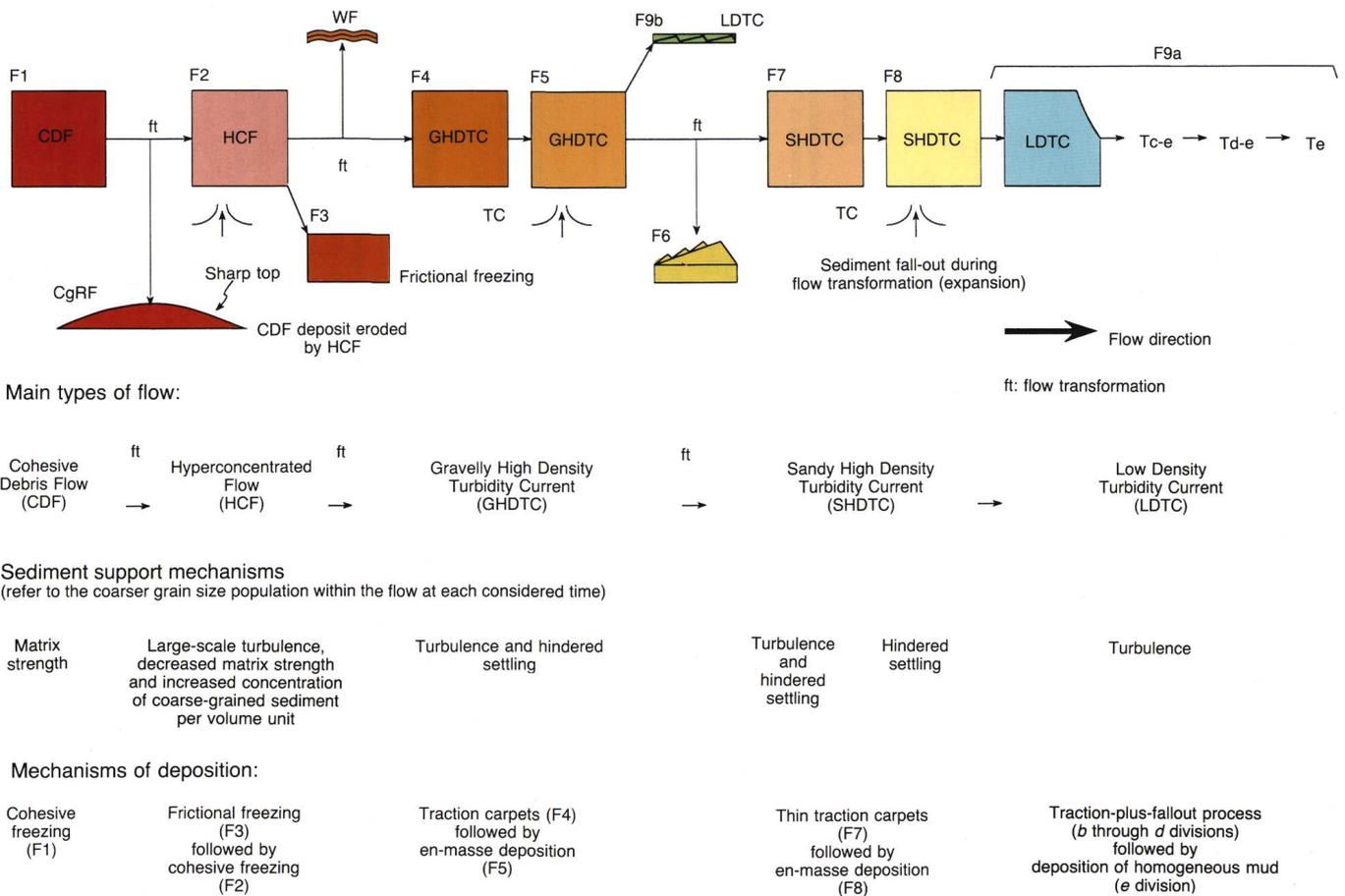


Figure 33: Faciès gravitaires et processus de dépôts associés: le concept de *facies tract* par Mutti (1992).

Le modèle est basé sur 9 faciès de base numérotés de F1 à F9. De F1 à F3, les faciès sont constitués de matériaux très grossiers mis en place par des écoulements non turbulents de type *debris flows* cohésifs ou écoulements hyperconcentrés (*hyperconcentrated flow*). De F4 à F6, les faciès sont constitués de matériaux grossiers mis en place par des écoulements turbiditiques de haute densité. F4 et F5 correspondent aux divisions S1 et S2 de Lowe (1982) (Figure 32). De F7 à F9, les faciès, constitués de matériaux fins, correspondent à la séquence type de Bouma.

Récemment, Shanmugam (1996) réintroduisit sur la scène internationale les problèmes liés aux mécanismes de transport des turbidites de haute densité. En effet, dans le cas des termes T_a (Bouma) ou "S" (Lowe), les mécanismes de maintien et de transport des particules ne sont pas de nature turbulente (maintien en suspension par pression dispersive et collision entre grains et transport par traction): on parle de rhéologie de type non-newtonienne. Shanmugam propose d'interpréter ces termes grossiers comme des *debris flows* sableux (Figure 34). En 1997, il va plus loin en réinterprétant la totalité de la séquence de Bouma

comme le produit d'un *debris flows* sableux (T_a) et du remaniement de sa partie sommitale par des courants de fonds (T_{b-d}) (Figure 35). D'après cet auteur, la sur-utilisation de la séquence de Bouma a entraîné des erreurs d'interprétation d'un grand nombre de séries turbiditiques actuelles et anciennes et aurait ainsi fait entrer la sédimentologie profonde dans un état de "crise", dès les années 70. Sans renier l'existence des turbidites, c'était là une mise en garde contre l'utilisation de modèles réducteurs.

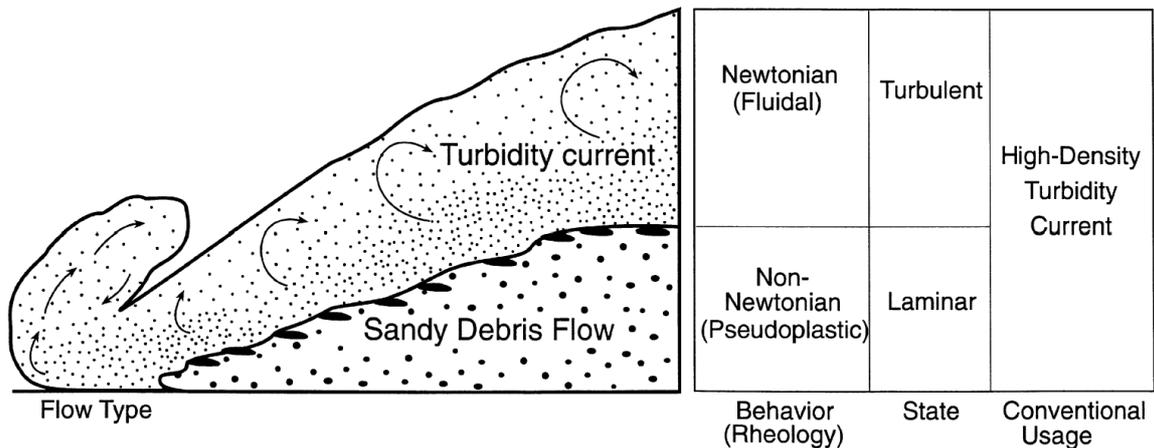


Figure 34: Vue expérimentale d'un écoulement turbiditique de haute densité (Postma, 1988), différenciant un écoulement inférieur de nature laminaire et à rhéologie non-newtonienne et un écoulement supérieur de nature turbulente et à rhéologie newtonienne. D'après Shanmugam (1997), l'écoulement inférieur doit être considéré comme un *debris flow* sableux et non comme faisant partie de l'écoulement turbiditique de haute densité.

	Grain Size	Bouma (1962) divisions	Middlton and Hampton (1973)	Lowe (1982)	Shanmugam (1997)	
	Mud	Te	Laminated to homogeneous	Pelagic and low - density turbidity current	Pelagic and hemipelagic	Pelagic and hemipelagic
	Sand/Silt	Td	Upper parallel laminae	Turbidity current	Low-density turbidity current	Bottom-current reworking
		Tc	Ripples, wavy or convoluted laminae			
	Tb	Plane parallel laminae				
Sand (to granule at base)	Ta	Massive, graded	High-density turbidity current	Sandy debris flow (Turbidity current if graded)		

Figure 35: La séquence de Bouma et ces différentes interprétations.

La totalité des modèles ne prennent pas ou peu en compte l'évolution temporelle des écoulements. Seule l'évolution spatiale était envisagée. Le modèle de Kneller (1995) est le premier à réellement intégré le temps. Ce modèle, basé sur 6 types d'écoulements turbiditiques différents, permet d'expliquer la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique des séquences de dépôts.

Les six cas pris en compte dans le modèle sont différenciés en fonction de l'évolution spatiale et temporelle des écoulements turbiditiques.

Evolution spatiale des écoulements

Au cours de son déplacement un écoulement turbiditique peut:

- ✓ Accélérer: l'écoulement est dit **accumulatif**
- ✓ Décélérer: l'écoulement est dit **déplétif**
- ✓ Garder une vitesse constante: l'écoulement est dit **uniforme**

Les écoulements sont **accumulatifs** lors d'une augmentation de pente ou d'un rétrécissement liés à des obstacles topographiques. Les écoulements **accumulatifs** sont généralement convergents (Figure 36).

Les écoulements sont **déplétifs** lors de diminutions de gradients de pente ou au débouché d'un chenal. Les écoulements **déplétifs** sont généralement divergents (Figure 36).

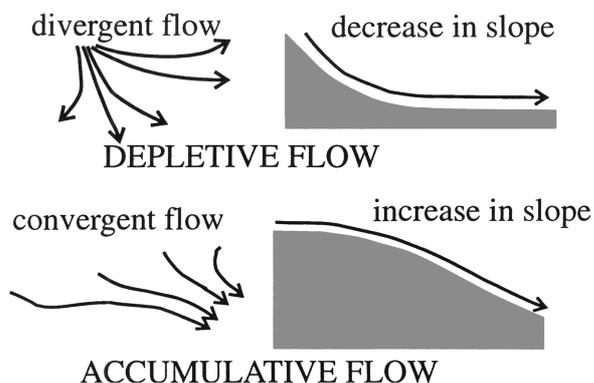


Figure 36: Situations produisant des écoulements non uniformes (Kneller, 1995).

Evolution temporelle des écoulements

Un écoulement turbiditique observé sur une station fixe, en fonction du temps, peut:

- ✓ Accélérer: l'écoulement est dit **waxing**
- ✓ Décélérer: l'écoulement est dit **waning**
- ✓ Garder une vitesse constante: l'écoulement est dit **steady**

Parmi les 9 cas possibles (Figure 37), seul 5 cas permettent un dépôt. Pour ces 5 cas, l'écoulement est de type **waning** et/ou **déplétif**. Pour les 4 autres situations, l'écoulement est soit érosif, soit ne permet pas de dépôt.

Pour les écoulements de type **waning**, la tête de l'écoulement est toujours plus rapide que la queue. La vitesse diminuant au sein de l'écoulement, les séquences de dépôts sont systématiquement **grano-décroissantes**.

Les écoulements de type **steady** permettent un dépôt uniquement s'ils sont **déplétifs**. La vitesse entre la tête et la queue de l'écoulement étant identique, les séquences de dépôt présentent une **taille de grains constante**.

Les écoulements de type *waxing* peuvent permettre un dépôt s'ils sont **déplétifs**. Dans ce cas, l'évolution des vitesses au sein de l'écoulement présente une organisation plus complexe. En effet la tête de l'écoulement est plus lente que la queue, mais l'écoulement décélère avec la distance. Cette combinaison est la seule permettant la mise en place de séquences **grano-croissantes**.

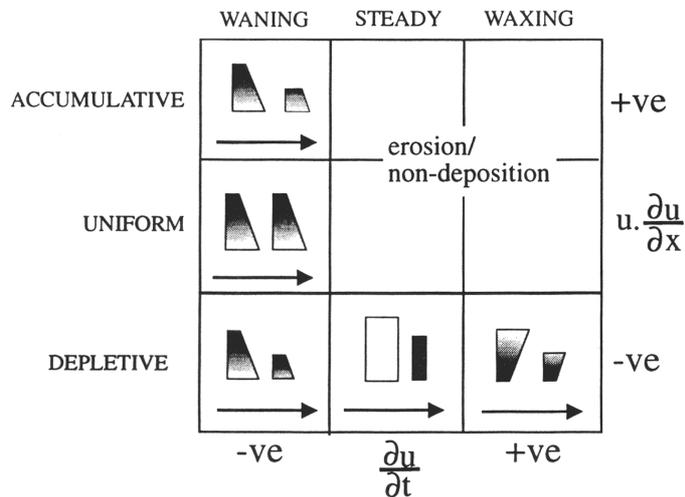


Figure 37: Le modèle de Kneller: la matrice d'accélération (Kneller, 1995).

Ce modèle, basé sur des principes très simples, permet d'expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées. Ce modèle présente les séquences grano-décroissantes comme n'étant pas l'unique dépôt possible provenant d'un écoulement turbiditique, des dépôts massifs ou grano-croissants peuvent aussi avoir une origine purement turbiditique. Ce modèle offre ainsi une alternative intéressante au "tout" *debris flows* prôné par Shanmugam.

Malgré les avancées faites dans la compréhension des processus dépôts, leur étude seule ne paraît toujours pas suffisante pour expliquer la variabilité des faciès observés et des processus associés. D'après Stow et Mayall (2000) les facteurs environnementaux et morphologiques doivent, dans les années à venir, obligatoirement être pris en compte pour pouvoir expliquer cette variabilité de faciès. Il semble en effet, selon ces auteurs, que l'étude de la nature des apports sédimentaires (liés au type de marge, à la nature de la source, au régime hydrologique, au contexte climatique,...) ainsi que l'interaction des ces apports avec la morphologie du fond puisse apporter plus d'informations sur la compréhension des dépôts finaux que l'étude même des processus de dépôts.

C. Les différentes unités élémentaires composant les édifices turbiditiques: intérêt d'une étude séparée

Parmi les unités élémentaires proposées par Mutti et Normark (1991), les canyons, les chenaux, les levées et les lobes constituent les "briques" élémentaires de la quasi-totalité des édifices turbiditiques (Figure 38). Pour cette raison, nous allons présenter dans le détail leur morphologie ainsi que les processus de dépôt responsables de leur édification.

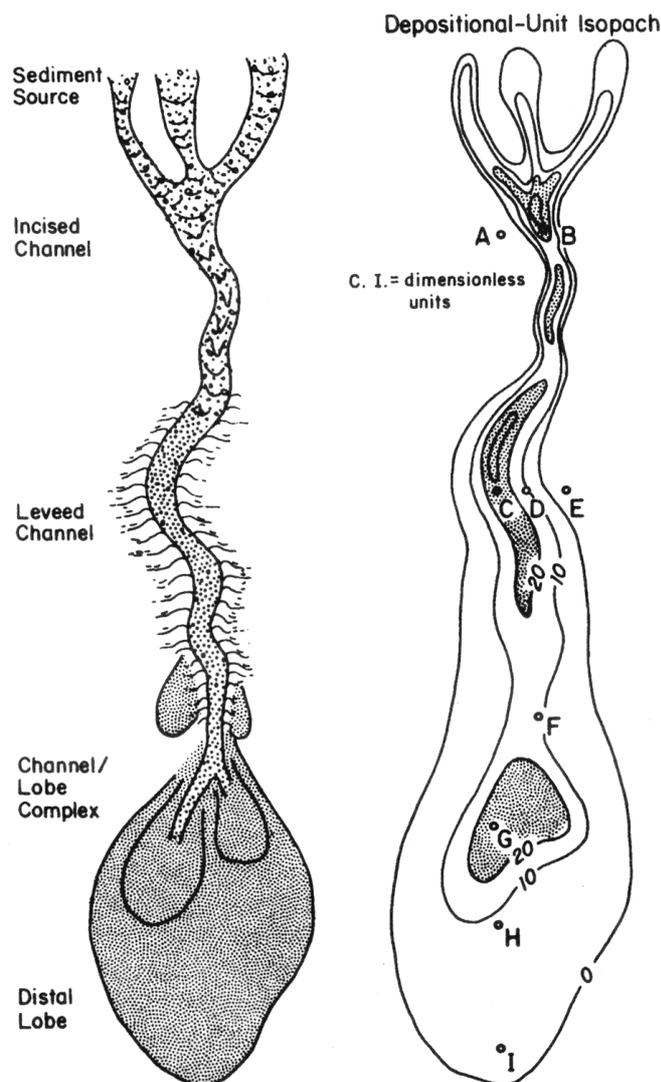


Figure 38: Complexe chenal/lobe synthétique d'après Galloway (1998). (A) *Slump* et *cohesive debris flows*. (B) *Debris flows*. (C) Turbidite de haute densité et *debris flows* sableux. (D) Dépôts de levées hétérolitiques. (E) Turbidite de faible densité, et dépôts hémipélagiques. (F) Turbidites de haute densité. (G) Empilement de turbidites des lobes proximaux. (H) Turbidites hétérolitiques des lobes medians. (I) Turbidites de faible densité des lobes distaux.

1. Les canyons

La présence de canyons est nécessaire au développement de systèmes gravitaires (éventails et rampes). En dehors des portions de marges drainées par des canyons, les dépôts gravitaires peuvent atteindre le glacis sous forme de *slope apron*. La continuité canyon-chenal rend leur distinction souvent délicate. Néanmoins plusieurs différences fondamentales existent entre canyon et chenaux (Figure 39). Les canyons sont souvent plus anciens et leur histoire est à mettre en relation avec l'histoire géologique de la marge. La position des canyons est généralement fixe et l'érosion qu'ils engendrent entraîne des hiatus sédimentaires

de plusieurs millions d'années. Les canyons ont souvent, en coupe, une morphologie en V et leur parcours est en partie lié aux processus d'érosion rétrogressive localisée en tête de canyon. Leur profondeur peut atteindre 1000 m ou plus. Les canyons dits matures sont en connexion directe avec une source sédimentaire (rebord de plateau continental ou systèmes fluviaux). Les canyons immatures n'atteignent pas le rebord du plateau continental et sont donc soumis à un transit sédimentaire inférieur à celui des canyons matures. Deux possibilités existent quant à l'origine des canyons: (1) Dans le cas d'une émergence possible de la pente (ex. Méditerranée lors du Messinien), l'érosion aérienne entraîne la formation de systèmes de drainages. Lors de la remontée du niveau marin, la partie émergée de ces systèmes fluviaux fonctionne alors en canyons sous-marins. Ce type de systèmes conserve une très bonne continuité entre bassin versant et système sédimentaire profond (ex. Eventail du Var). (2) Dans le cas où des baisses majeures du niveau marin ne sont pas envisageables (ex. Océan Atlantique), une origine sous-marine des canyons est possible. Dans ce cas la formation de ces canyons résulte d'une combinaison entre des processus érosifs sur le fond, les flancs et la tête du canyon, et des processus de dépôt dans les zones inter-canyons (dépôts hémipélagiques et/ou débordement des écoulements turbiditiques chenalisés par les canyons). Ce type de canyons, localisés généralement sur des zones de fragilité tectonique (ex. failles), sont relativement stables dans le temps et correspondent à des zones de non dépôt sur de longues périodes de temps.

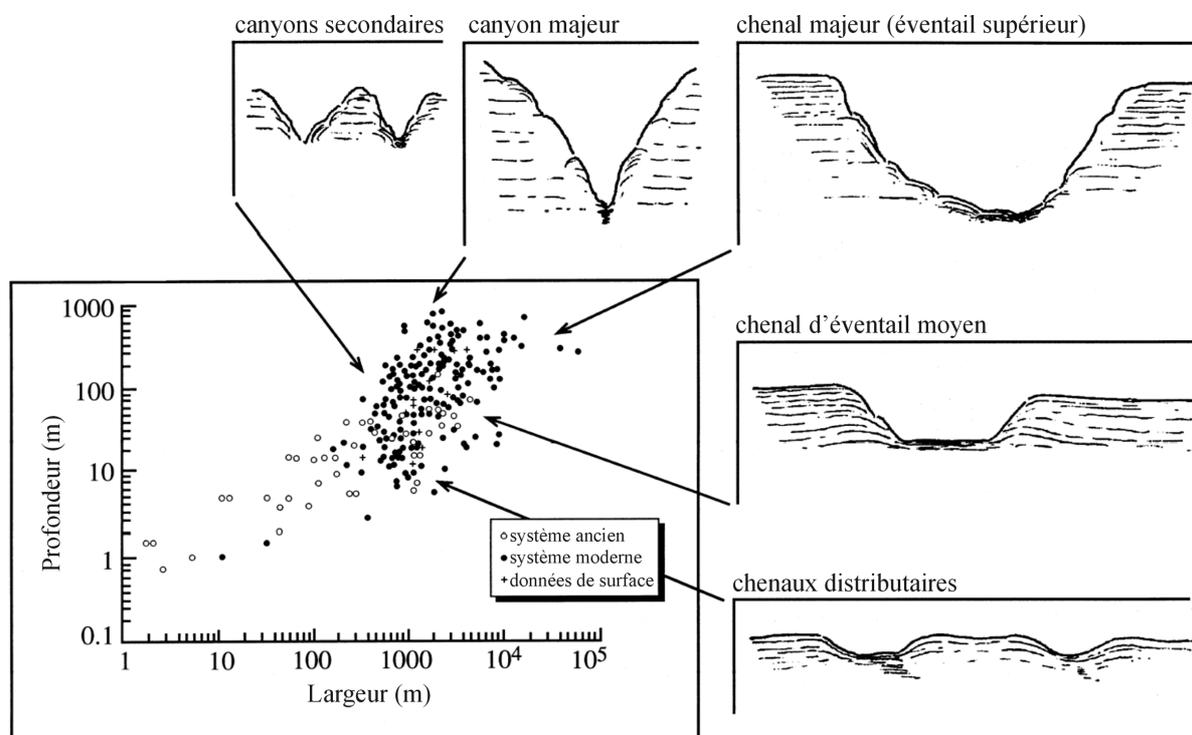


Figure 39: Morphologie en coupe et dimensions de différents types de canyons et chenaux. Modifié d'après Stow et Mayall (2000).

2. Les systèmes chenaux - levées

2.1. Les chenaux

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Généralement érosifs dans leur partie amont, les chenaux passent ensuite à une morphologie de type dépôt. Diminution de pente et perte d'énergie des écoulements turbiditiques sont responsables de cette évolution morphologique.

Les chenaux érosifs n'ont généralement pas ou peu de levées construites (Figures 40 et 41), leurs sections présentent une forme caractéristique en U ou en V.

La morphologie des chenaux en dépôt est fortement influencée par la nature des apports. Les chenaux transportant du matériel grossier (sables et graviers) sont larges, rectilignes et très peu marqués topographiquement car ils construisent peu ou pas de levées (Figures 40 et 41). Au contraire, les chenaux transportant du matériel fin sont plus étroits, profondément creusés, sinueux voir méandriiformes et présentent des levées bien développées (Figures 40 et 41). D'une façon générale, la sinuosité dépend essentiellement de la valeur de la pente et de la nature des apports (Clark et al., 1992; Galloway, 1998).

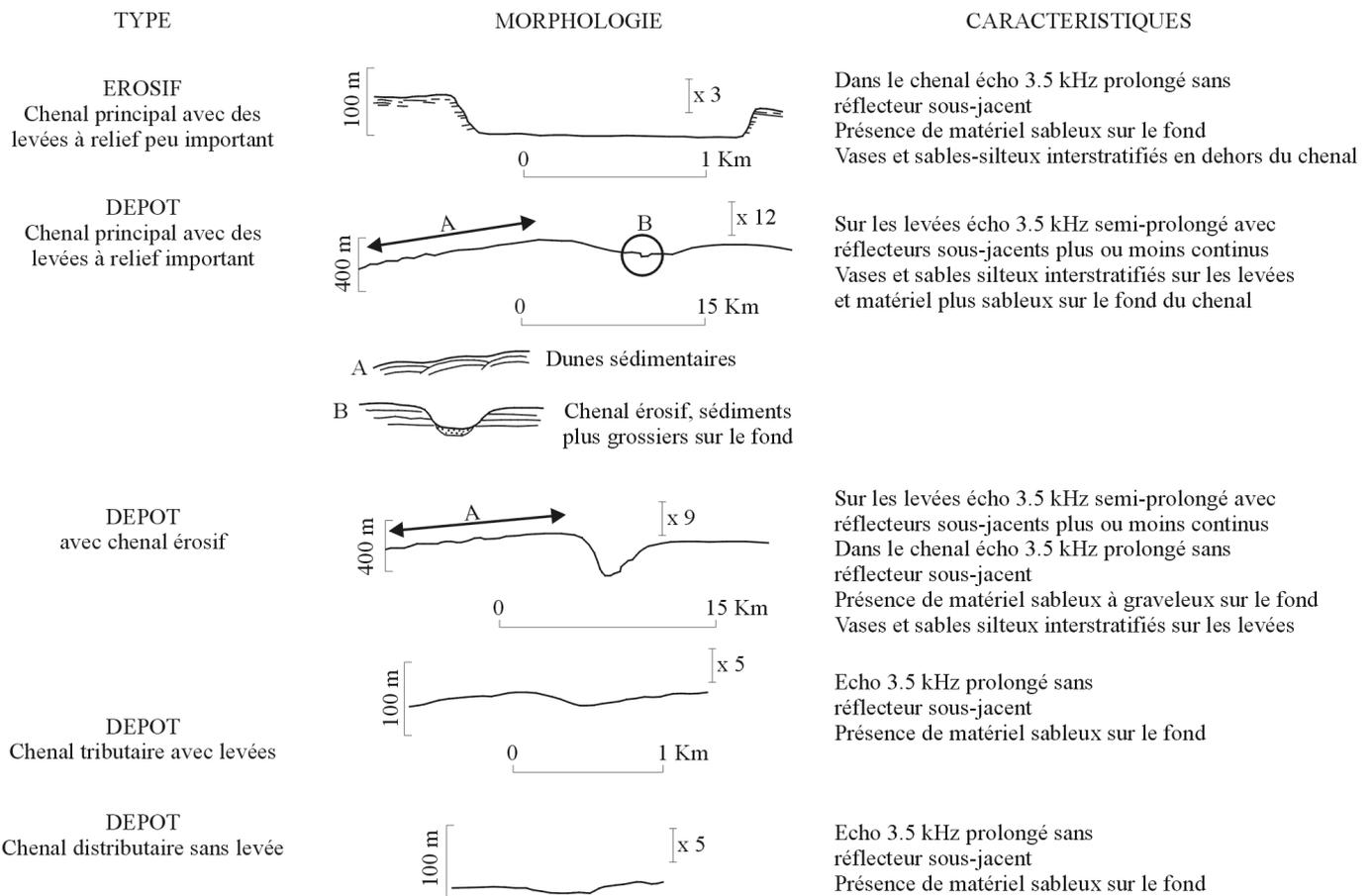


Figure 40: Caractéristiques de différents types de chenaux turbiditiques à différentes échelles d'après Mutti et Normark, 1991 (modifié).

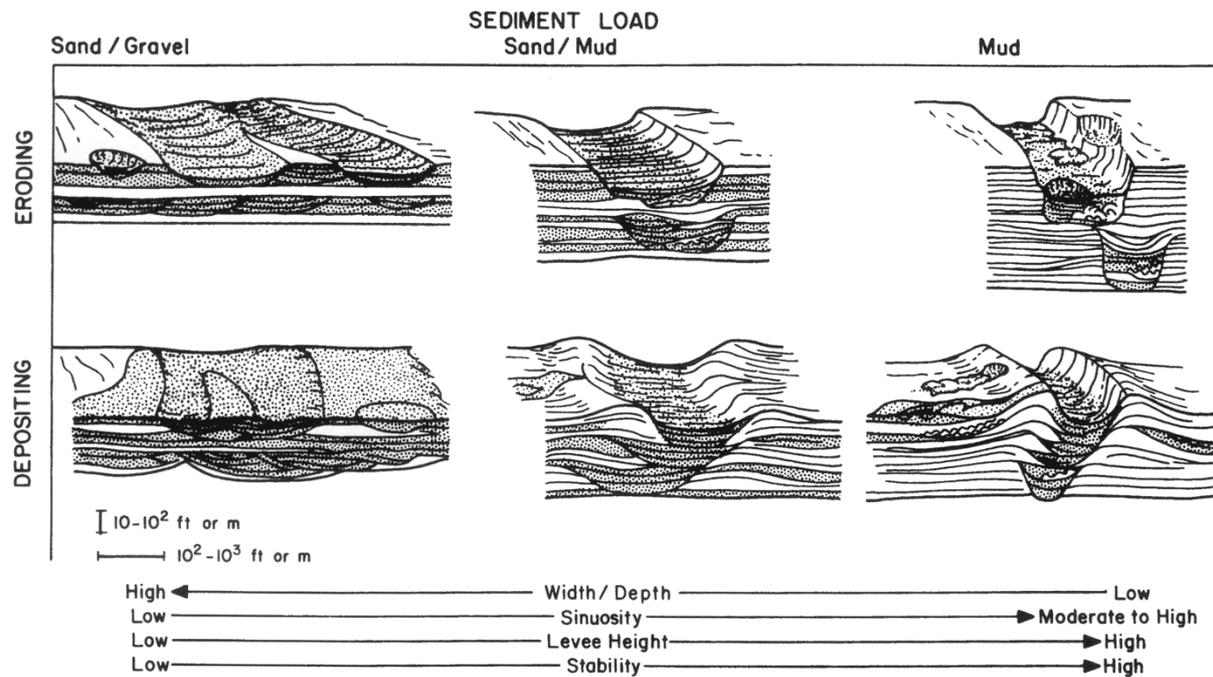


Figure 41: Morphologie de chenaux turbiditiques de type érosif ou dépôt en fonction de la nature des sédiments transportés (Galloway, 1998).

2.2. Les levées

Les systèmes chenaux-levées présentent généralement une importante dissymétrie. En effet, les levées sont construites par débordement de la fraction fine formant le sommet des écoulements turbiditiques (Figure 42). On observe fréquemment une différence d'élévation entre levée droite et gauche. Selon Komar (1969) elle serait due à la force de Coriolis qui dévie les écoulements turbiditiques sur la droite dans l'hémisphère nord, et sur la gauche dans l'hémisphère sud. Dans certains cas, au niveau de courbures et méandres, la force centrifuge peut entraîner un débordement plus important qui parfois affecte la quasi-totalité de l'écoulement peut déborder.

Le processus de débordement entraîne un appauvrissement relatif de la fraction fine de l'écoulement le long de son trajet. Ce processus explique le meilleur transport des sables le long des chenaux, et le développement de lobes sableux en aval des systèmes chenaux-levées.

Un grand nombre de levées décrites dans la littérature présentent sur leur flanc externe des champs de dunes sédimentaires (Normark et al., 1980; Carter et al., 1990; Nakajima et al., 1998; Migeon et al., 2000; Zaragosi et al., 2000; Migeon et al., soumis; Zaragosi et al., 2001). Ces dunes ont généralement une morphologie dissymétrique et migrent généralement à contre pente. Si l'édification de ces dunes semble essentiellement liée aux processus de débordement, les processus hydrodynamiques responsables de leur morphologie et de leur évolution ne sont pas encore complètement identifiés.

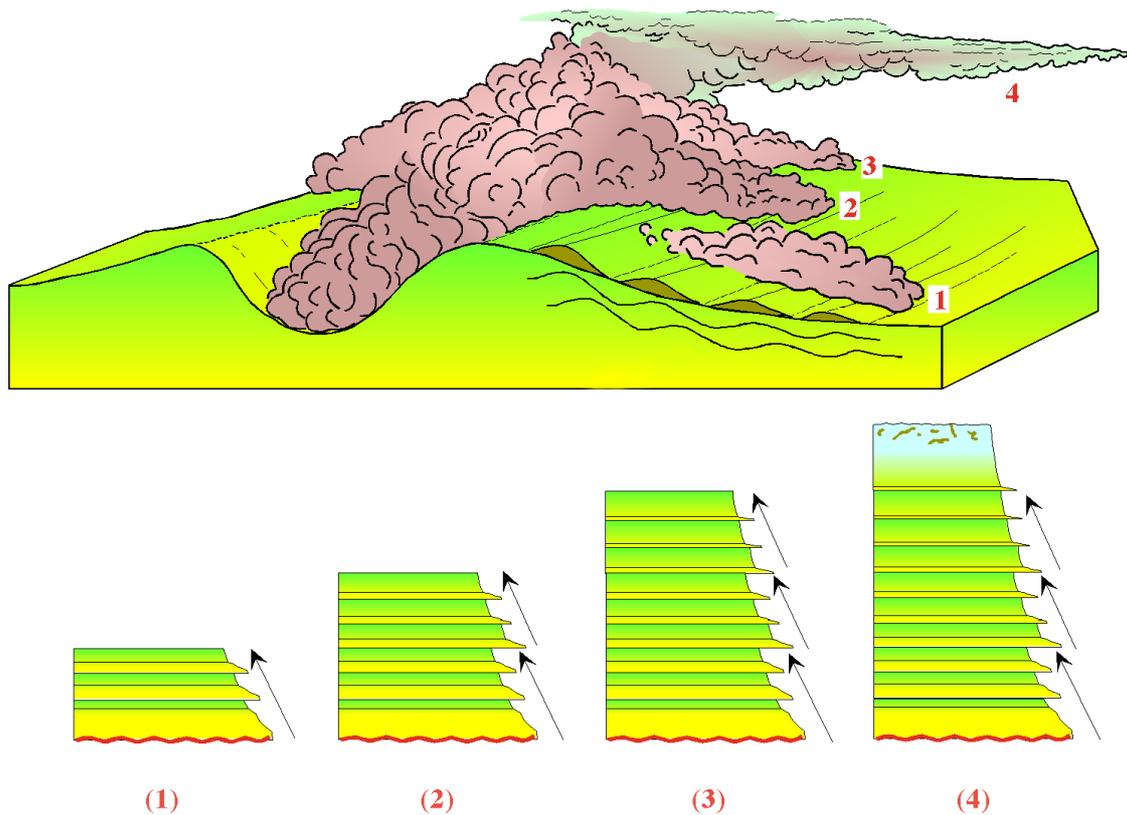


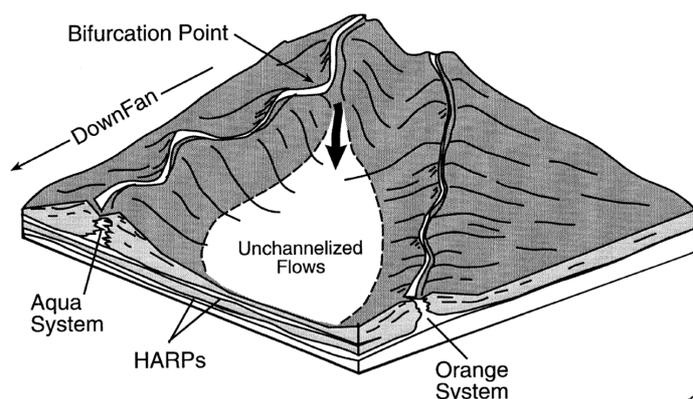
Figure 42: Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2, 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du "nuage turbiditique" (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.

2.3. L'avulsion

Contrairement aux canyons, les chenaux sont peu stables dans le temps. Le phénomène d'avulsion correspond aux processus de migration brutale des chenaux. L'avulsion peut être localisée à différents niveaux. Elle peut être située au sein des systèmes chenal-levée. Dans ce cas, une brèche s'ouvre dans la levée. Les écoulements gravitaires vont emprunter cette ouverture pour créer un nouveau système chenal-levée (Figure 43). Ce type d'avulsion entraîne la migration de tout le système chenal-lobe-levée (Flood et Piper, 1997). L'espace disponible étant important dans la dépression inter-chenal, l'écoulement turbiditique va rapidement se déposer pour former les HARPs (*High-Amplitude Reflection Packets*), visibles en sismique, et marqués par des réflecteurs de forte amplitude. Les HARPs forment la base d'un nouveau système chenal-levée (Figure 43).

Des processus de type avulsion peuvent aussi être localisés à la transition chenal-lobe. Dans ce cas, ce sont uniquement les chenaux secondaires et lobes distaux qui migrent. Ce deuxième type d'avulsion moins spectaculaire est néanmoins responsable de la forme typique en éventail des lobes de dépôt aux débouchés des chenaux majeurs.

Channel Bifurcation



Channel Reestablishment

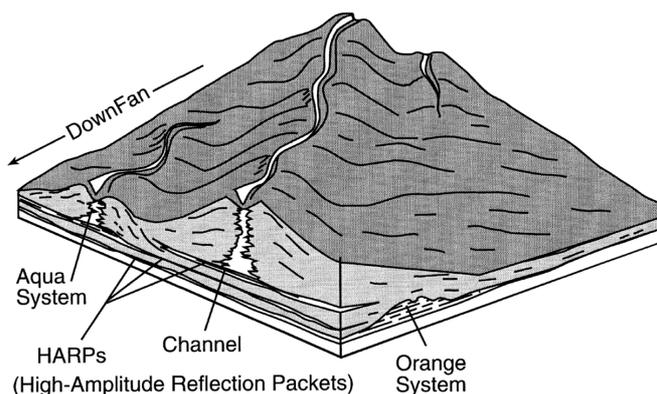


Figure 43: Exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau système chenal-levée. Cas de l'Eventail Amazonien (Flood et Piper, 1997).

3. Les lobes et les chenaux secondaires

Dans la littérature, la signification exacte du terme lobe est plutôt floue. En effet, ce terme est utilisé pour définir plusieurs unités morphologiques différentes. D'une façon générale, ce terme regroupe les dépôts sableux en relief par rapport au plancher océanique. Etant des réservoirs d'hydrocarbures potentiels, il est important de préciser correctement leurs géométries. Nous avons sélectionné 6 termes couramment utilisés pour les distinguer. Ce sont: (1) *suprafan lobes*, (2) *depositional lobes*, (3) *fanlobes* (4) *ponded lobes*, (5) *mounded lobes* et (6) *sheet lobes*. La création de lobe nécessite des chenaux relativement stables pour diriger les apports successifs vers des sites spécifiques. Ainsi les lobes sont peu développés pour les systèmes à apports très grossiers à graveleux, où les chenaux sont très peu stables.

3.1. Les suprafan lobes

Décrits initialement par Normark (1970, Figure 18), les *suprafan lobes* ont les caractéristiques suivantes: (1) ils se développent en aval des chenaux, à partir de la limite éventail supérieur-éventail moyen; (2) ils présentent un profil longitudinal convexe; (3) ils sont constitués de turbidites sableuses; (4) leur partie amont est chenalisée contrairement à leur partie aval, et (5) ils présentent des chenaux en tresses (*braided channels*). Les *suprafan lobes* sont typiques d'éventails de petites tailles (Navy et San Lucas fans) et ne correspondent pas aux lobes de grande taille des systèmes turbiditiques riches en vases. Les *suprafan lobes* n'étant pas préservés ou observables dans l'ancien, Normark (1991) abandonna ce concept.

3.2. Les *depositional lobes*

Le terme *depositional lobe* définis par Mutti et Ricci Lucchi (1972, Figure 19) a été utilisé aussi bien dans l'étude des séries anciennes que des éventails modernes. Les *depositional lobes* ont les caractéristiques suivantes: (1) ils se développent en aval des chenaux; (2) ils ne présentent pas de chenalisation dans leur partie amont; (3) ils sont composés essentiellement de sables fins à moyens sous forme de séquences strato-croissantes; (4) leur épaisseur varie entre 3 et 15 m et ils présentent une extension latérale de plusieurs dizaines de kilomètres, et (5) ils sont localisés sur l'éventail inférieur.

D'après Shanmugam et Moiola (1988), ce terme devrait être employé uniquement pour l'étude des séries anciennes.

3.3. Les *fanlobes*

Le terme *fanlobe*, utilisé par Bouma (1985) sur l'éventail du Mississippi (Figure 44), décrit un système turbiditique complet depuis le canyon jusqu'à la limite externe de l'éventail. Un *fanlobe* correspond donc à un système canyon-chenal-levée-lobes dont les éléments sont génétiquement associés et dont l'activité est synchrone. Le terme *fanlobe* peut être utilisé sur la majorité des éventails.

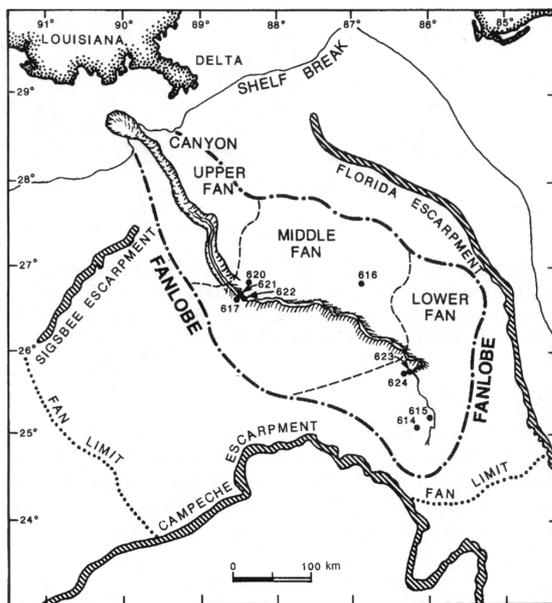


Figure 44: Localisation du dernier *fanlobe* de l'éventail du Mississippi (Bouma, 1985).

3.4. Les *ponded lobes*

Le terme *ponded lobe*, introduit par Nelson (1985) lors de l'étude de l'éventail de l'Ebre, est utilisé pour décrire des corps non chenalisés, localisés en pied de pente (Figure 45). Les *ponded lobes* résultent d'écoulements en masse de type *slide* ou *slump* et peuvent aussi être définis comme *slope apron deposit*.

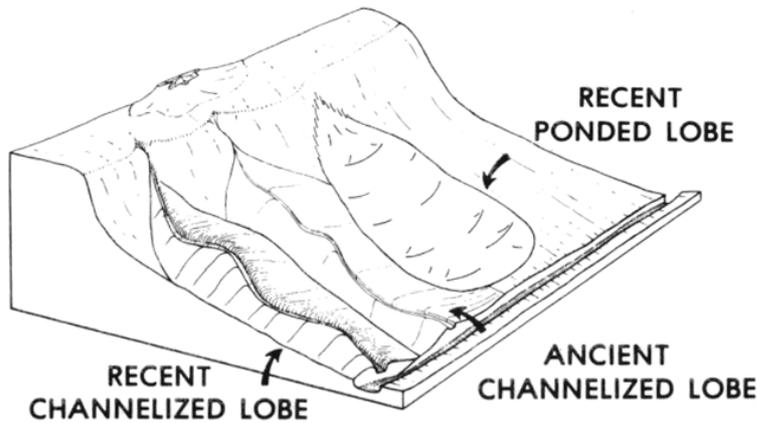


Figure 45: Modèle de l'éventail de l'Ebro avec des lobes chenalisés et non chenalisés (*ponded lobe*).

3.5. Les *mounded lobes* et les *sheet lobes*

Depuis les années 90, le terme *lobe* est uniquement utilisé pour définir les corps situés au débouché des chenaux. Galloway (1998) distingue les *mounded lobes* des *sheet lobes* (Figure 46). Les *mounded lobes* constitués de matériaux graveleux à sableux sont peu ou pas chenalisés et sont relativement bien marqués topographiquement. Au contraire, les *sheet lobes*, constitués de matériel plus fin (des sables aux vases), sont généralement parcourus par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Les *sheet lobes* sont relativement étendus et très peu marqués topographiquement (Figure 46).

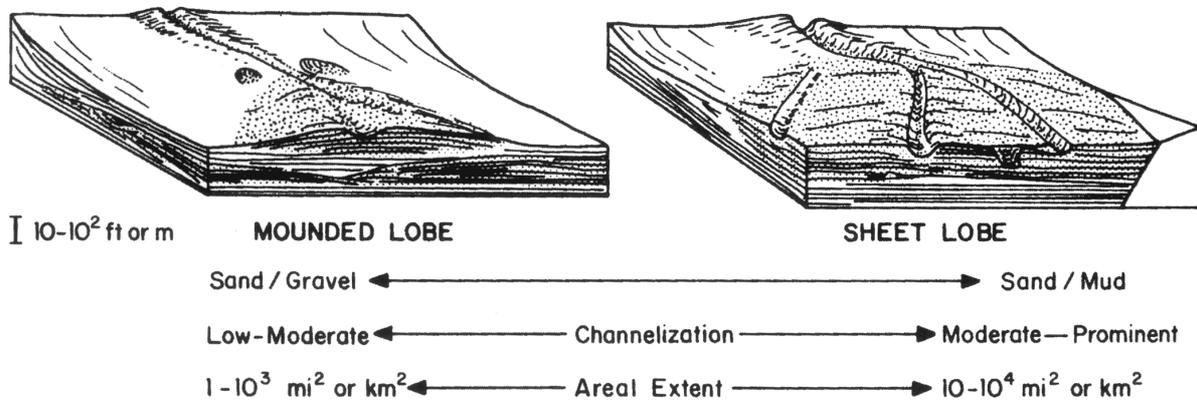


Figure 46: Bloc diagramme et caractéristiques des *mounded lobes* et *sheet lobes* par Galloway et Hobbay (1996 dans Galloway, 1998).

A. Origine des données	77
B. Les données acoustiques	77
1. <i>Le Sondeur MultiFaisceaux (SMF)</i>	77
2. <i>Le sondeur de sédiments 3,5 kHz</i>	81
3. <i>Le Système Acoustique Remorqué (SAR)</i>	83
C. Analyse sédimentologique des carottes	84
1. <i>Les mesures non destructives</i>	84
1.1. <i>La gamma densité</i>	84
1.2. <i>La mesure de susceptibilité magnétique</i>	85
1.3. <i>La photographie</i>	85
1.4. <i>La radioscopie: SCOPIX</i>	85
2. <i>Les mesures destructives</i>	87
2.1. <i>La teneur en carbonates</i>	87
2.2. <i>La taille des grains</i>	88
2.3. <i>Le ¹⁴C</i>	88
2.4. <i>Les isotopes de l'oxygène</i>	88
2.5. <i>Les grains détritiques grossiers</i>	89
D. Biostratigraphie et stratigraphie isotopique	90
1. <i>Le contexte</i>	90
2. <i>Les associations fauniques</i>	91
3. <i>Les sens d'enroulements</i>	92
4. <i>Les niveaux d'Heinrich</i>	92
5. <i>Nouvelle séquence stratigraphique type des derniers 28 ka</i>	93

Chapitre IV : Matériels et Méthodes

Ce chapitre présente l'origine et la nature des données utilisées au cours de ce travail. Les techniques employées et développées pour les analyser sont également détaillées. Les méthodes utilisées pour les datations et corrélations ainsi que le cadre stratigraphique sont présentés en fin de chapitre.

A. Origine des données

Cette thèse, initiée à la suite d'observations sur des données provenant de transits valorisés du SHOM repose essentiellement sur les données des campagnes SEDIFAN 1-2 et ZEE GASCOGNE 2. Néanmoins un maximum de données de missions antérieures a été utilisé. Nous avons pu en particulier réétudier des carottes GEOGAS (1972) et MARGAS (1975) particulièrement bien conservées à la lithothèque BRGM/IFREMER.

Nom	Année	Institut	Localisation	Carottes	Sondeur multifaisceaux	Sondeur de sédiment	SAR
GEOGAS	1972	IGBA	Golfe de Gascogne	*	-	-	-
MARGAS	1975	IFREMER	Golfe de Gascogne	*	-	-	-
SEDIMANCHE 1	1992	IFREMER	Marge Celtique et Armoricaïne	-	*	-	-
ZEE GASCOGNE 1	1992	IFREMER	Marge Celtique et Armoricaïne	*	*	*	-
MODENAM	1996	IFREMER	Système Turbiditique Celtique	*	-	*	-
ACORES 96-1	1996	SHOM	Système Turbiditique Celtique (transit)	*	*	-	-
IMAGE MD95	1995	IFRTP	Golfe de Gascogne (transit)	*	-	-	-
SEDIFAN 1	1997	IFREMER	Système Turbiditique Celtique	*	*	*	-
SEDIFAN 2	1997	IFREMER	Système Turbiditique Celtique	-	-	*	*
ZEE GASCOGNE 2	1997	IFREMER	Système Turbiditique Armoricaïn	-	*	*	-

Tableau 1: Récapitulatif des principales campagnes et données traitées dans cette étude. (*) données disponibles, (-) aucune donnée.

B. Les données acoustiques

1. Le Sondeur MultiFaisceaux (SMF)

Toutes les données bathymétriques et d'imagerie présentes dans cette thèse proviennent du sondeur multifaisceaux SIMRAD EM 12-Dual équipant actuellement l'Atalante (IFREMER) et l'Espérance (SHOM). Ce sondeur travaille suivant une large ouverture angulaire, perpendiculaire à la route du navire, sur une fréquence centrée sur 13 kHz. Le temps de propagation des ondes fournit une information bathymétrique, tandis que la proportion du signal renvoyé par le fond permet la confection d'une image acoustique. Le signal renvoyé par le fond est traité en réception suivant 162 faisceaux élémentaires. Le système est constitué de deux sondeurs identiques, de part et d'autre de la quille. L'EM12 est opérationnel pour des profondeurs comprises entre 70 m et 11.000 m. Etant plus

particulièrement destiné à l'étude des grands fonds, son utilisation optimale commence à partir de 700 m. Son ouverture angulaire latérale maximale de 150° lui permet de couvrir une superficie dont la largeur équivaut à 7 fois la hauteur d'eau. L'ouverture angulaire est adaptée en fonction de la profondeur (Tableau 2), mais aussi en fonction de la nature du fond (Unterseh, 1999).

Profondeur H (m)	Ouverture angulaire (degrés)	Couverture latérale équivalente
700 m à 3.000 m	150°	7,4 x H
2.500 m à 4.200 m	140°	5,5 x H
3.500 m à 6.000 m	128°	4,1 x H
5.000 m à 8.000 m	114°	2,9 x H
7.000 m à 11.000 m	98°	2,3 x H

Tableau 2: Couverture latérale de l'EM12 en fonction de la profondeur (d'après Guillon, 1999 dans Unterseh, 1999).

Les valeurs reportées sur l'imagerie EM12 correspondent à l'indice de rétrodiffusion qui relie l'énergie diffusée par une surface dans la direction d'incidence à l'énergie incidente sur la même surface. Plusieurs facteurs vont jouer sur cet indice. Ces facteurs peuvent se regrouper en deux contributions majeures: (1) l'interface eau/sédiment regroupant la nature du fond (lithologie, propriétés physiques), la rugosité du fond, la microtopographie, et (2) le volume sédimentaire regroupant l'homogénéité des sédiments (stratifications, inclusions) et les fluctuations internes des paramètres géoacoustiques (Unterseh, 1999). Les travaux de S. Unterseh (1999) ont mis en évidence la complexité de l'interprétation de l'imagerie. Sur l'Eventail Profond Celtique par exemple, des fonds de nature différente présentent une réflectivité acoustique équivalente ou dans certains cas, des fonds sableux peuvent posséder une réflectivité plus faible que des fonds vaseux. La difficulté de mesurer l'ensemble des paramètres intervenant sur la réflectivité acoustique rend l'élaboration d'une calibration par carottages indispensable avant toute interprétation.

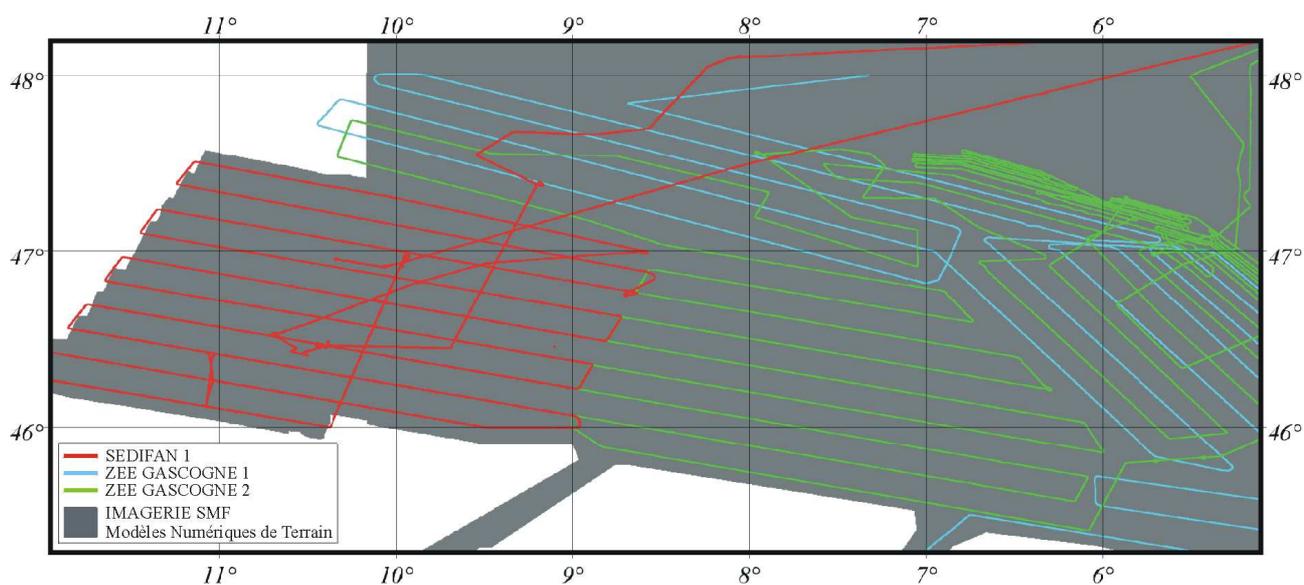


Figure 47: Localisation de l'ensemble des données sondeur multifaisceaux utilisées dans cette étude.

Les données sondeur multifaisceaux présentées dans cette thèse ont été fournies par l'IFREMER et par le SHOM sous la forme de modèles numériques de terrain (MNT) aux pas de 250 et 500 m pour la bathymétrie et sous forme de fichiers images pour l'imagerie acoustique (Figure 47).

Le Système d'Information Géographique (SIG) Arcview, m'a permis de traiter les données bathymétriques et l'imagerie et ainsi de réaliser l'ensemble des cartes présentées dans ce mémoire.

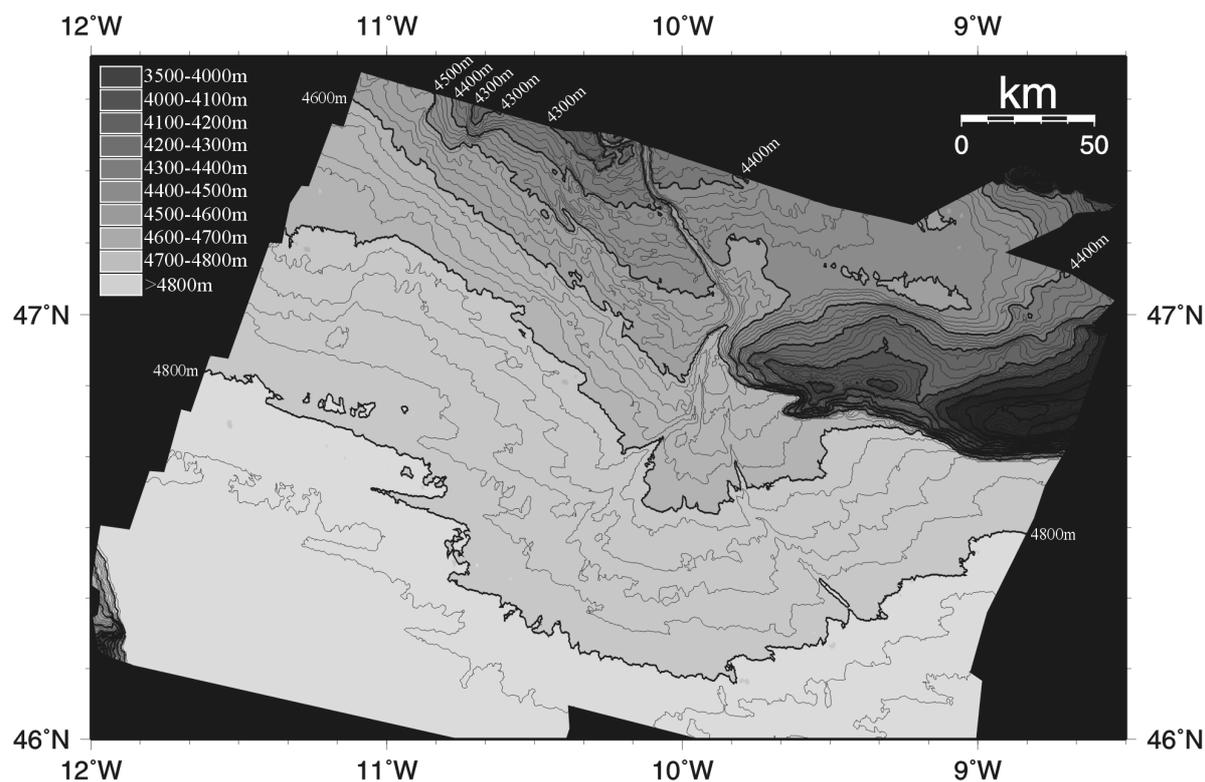


Figure 48: Bathymétrie (EM 12) de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).

Les modèles numériques de terrain ont été fournis sous la forme de fichiers ASCII (latitude, longitude et profondeur). J'ai pu alors reconstituer les grilles sous Arcview et obtenir une visualisation des données bathymétriques sous la forme classique d'isobathes (Figure 48). Enfin, j'ai appliqué une fonction d'ombrage directionnel, extrêmement intéressante car elle permet de visualiser non plus les données bathymétriques, mais directement la morphologie du fond (Figure 49).

Les données imageries ont été récupérées sous forme de fichiers images géoréférencées. Ces données étant fournies en mètre terrain, j'ai dû changer de système géodésique grâce au SIG IDRISI. Les données imageries ont ainsi pu être visualisées au même format que les données bathymétriques (Figure 50).

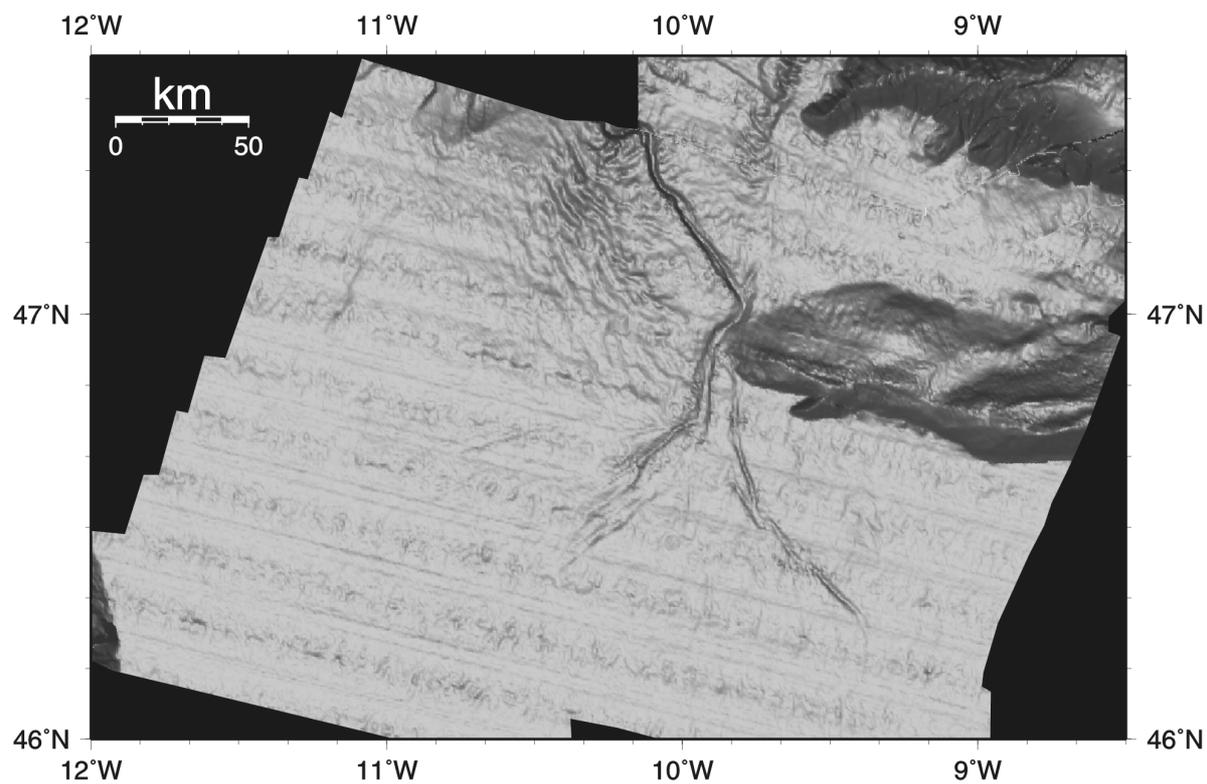


Figure 49: Grille bathymétrique EM 12 ombrée de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).

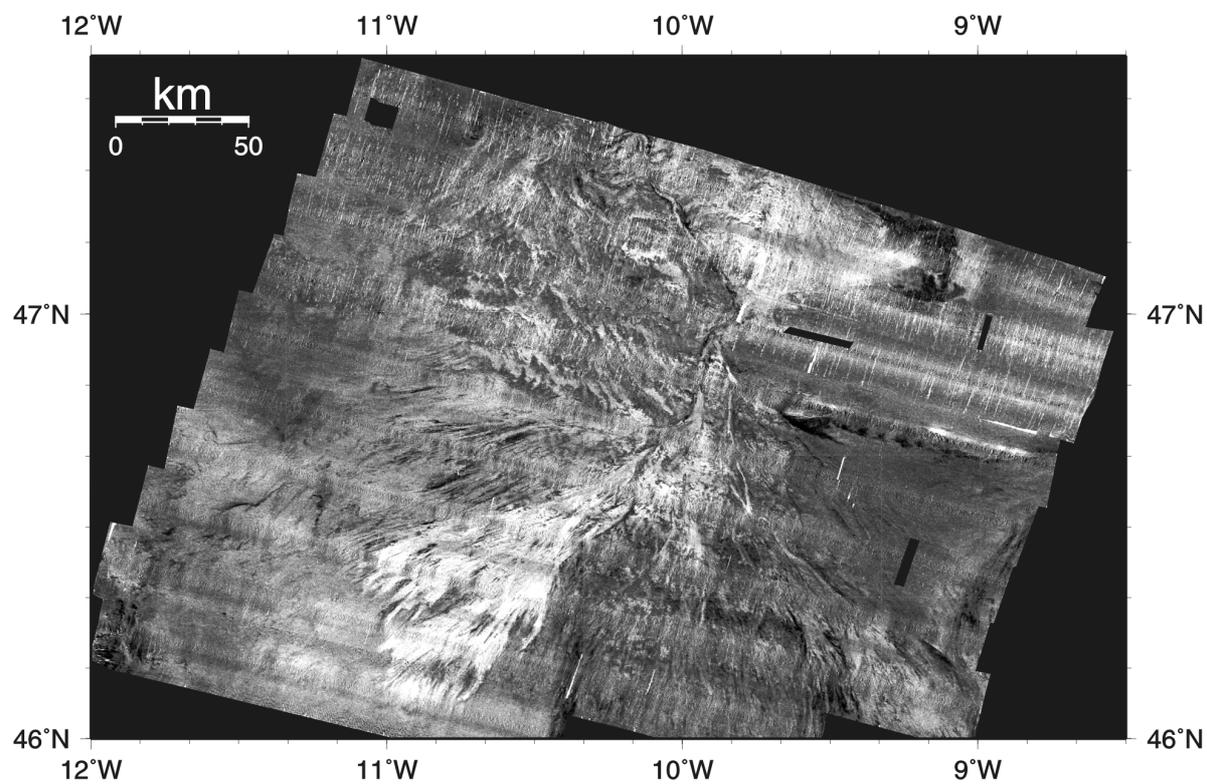


Figure 50: Imagerie acoustique (EM 12) de l'Eventail Profond Celtique (Zaragosi et al., 2000).

Le SIG Arcview a permis d'utiliser et de traiter sous PC des données sondeur multifaisceaux nécessitant jusque là de gros moyens de calculs (Station Sun) et des logiciels spécifiques (IMAGEM, CARAIBES, ...). De plus Arcview étant un des SIG les plus utilisés, l'ensemble des cartes réalisées lors de ce travail pourront être facilement exportables.

2. Le sondeur de sédiments 3,5 kHz

Le sondeur de sédiments est un sondeur monofaisceau travaillant à basse fréquence (3,5 kHz) sous une incidence verticale. La pénétration du signal est très variable (de 0 à 150m), et dépend essentiellement de la nature du fond. La résolution verticale est de 0,75m. Depuis les travaux de Damuth (1975, 1977, 1980) le sondeur de sédiments est devenu un outil clef en sédimentologie profonde. Grâce à ces travaux, la réponse obtenue, appelée échofaciès, peut, à une échelle régionale, être directement corrélée à la nature des sédiments superficiels et dans certains cas aux processus de dépôts (Tableau 3).

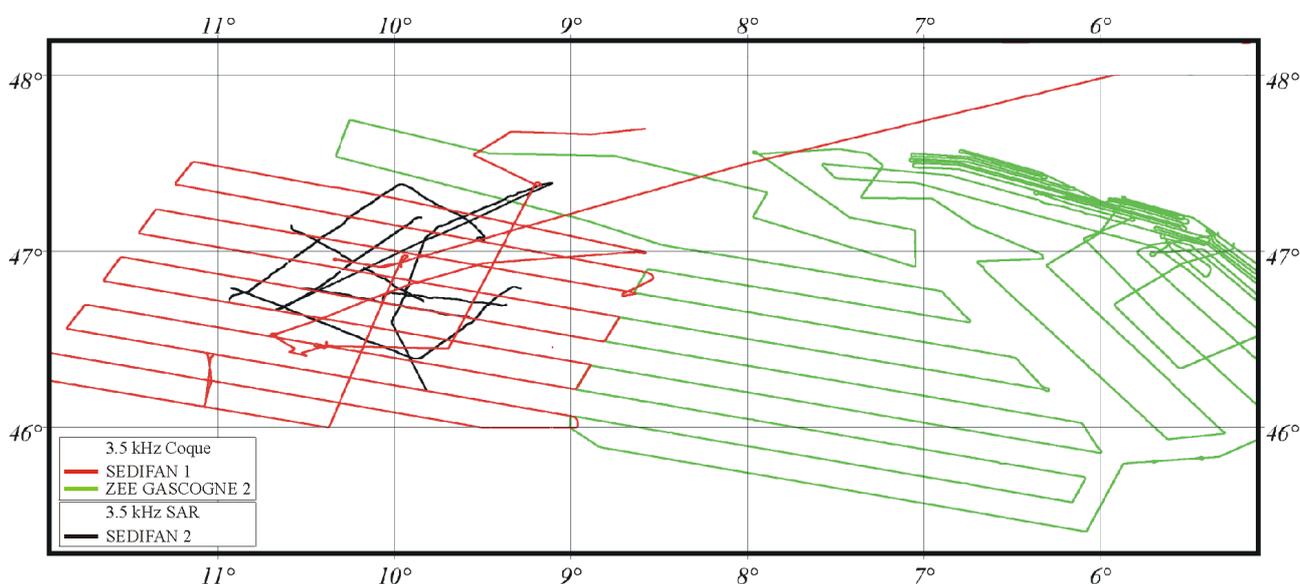


Figure 51: Localisation de l'ensemble des données sondeur de sédiments 3,5 kHz coque et SAR, utilisées dans cette étude.

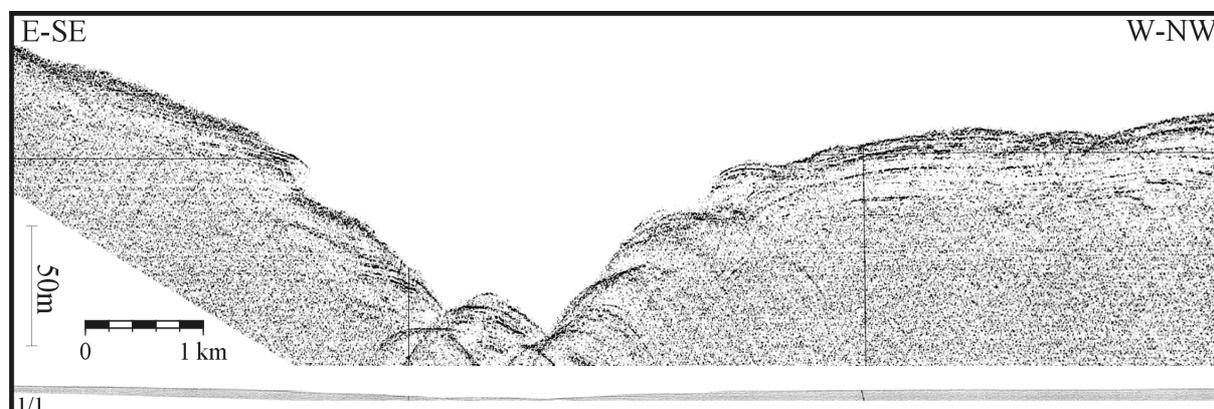


Figure 52: Exemple de profil 3,5 kHz coque de la Campagne SEDIFAN 1: le chenal de Whittard.

3,5 kHz échofaciès classification

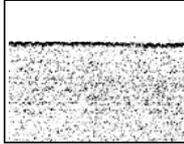
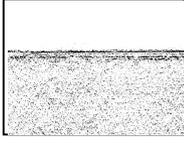
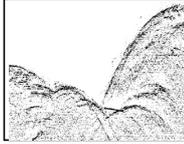
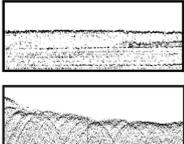
Echofaciès	Interprétation	Détails
<p>IB</p> <p>Echo distinct avec de nombreux réflecteurs sous-jacents continus</p>	<p>Sédimentation hémipélagique</p>	
<p>IIA</p> <p>Echo semi-prolongé avec réflecteurs sous-jacents plus ou moins continus</p>	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Présence de sédiments grossiers ✓ Sédimentation hémipélagique avec intercalation de niveaux grossiers ✓ Séquences argilo-silteuses 	
<p>IIB</p> <p>Echo prolongé sans réflecteur sous-jacent</p>	<p>Présence de sédiments grossiers en surface</p>	
<p>IIA/IIB</p> <p>Intermédiaire entre IIA et IIB</p>	<p>Intermédiaire entre IIA et IIB</p>	
<p>IIIC</p> <p>Echo à hyperboles de tailles irrégulières et non tangentes au fond</p>	<p>Sédiments variés rencontrés au sein de chenaux érosifs</p>	
<p>IIIF</p> <p>Echo hyperbolique avec réflecteurs sous-jacents discontinus ou diffus</p>	<p>Sédiments type IIA modelés par des dunes sédimentaires et / ou glissements</p>	
<p>DF</p> <p>Unité acoustique transparente avec écho prolongé ou hyperboles régulières tangentes au fond</p>	<p>Transport en masse: <i>Slide</i>, <i>Slump</i> ou <i>Debris Flow</i></p>	

Tableau 3: Classification des échofaciès 3,5 kHz, d'après la classification de Damuth (Damuth et Hayes, 1977; Damuth, 1980), illustrée par des écho provenant des systèmes turbiditiques celtique et armoricain.

3. Le Système Acoustique Remorqué (SAR)

Le SAR est un système acoustique remorqué entre 70 et 100 m au-dessus du fond, capable d'opérer par des profondeurs comprises entre 200 et 6.000 m. Le système est équipé d'un sonar latéral de haute fréquence (170-190 kHz) et d'un sondeur de sédiments 3,5 kHz. Le sondeur de sédiments installé sur le SAR possède une meilleure résolution verticale que le 3,5 kHz coque (0,25 m), mais sa profondeur d'investigation verticale est plus réduite (80 m; Figure 53). Les données sonar et 3,5 kHz sont numérisées dans le poisson avant d'être transmises par le câble électroporteur. Les données SAR proviennent uniquement de la mission SEDIFAN 2 (Figure 51). Des problèmes de positionnement du poisson, ainsi que de mauvais réglages de l'imagerie ont rendu une grande partie des données inexploitable. Pour cette raison, nous n'avons intégré à cette étude que certains profils 3,5 kHz-SAR.

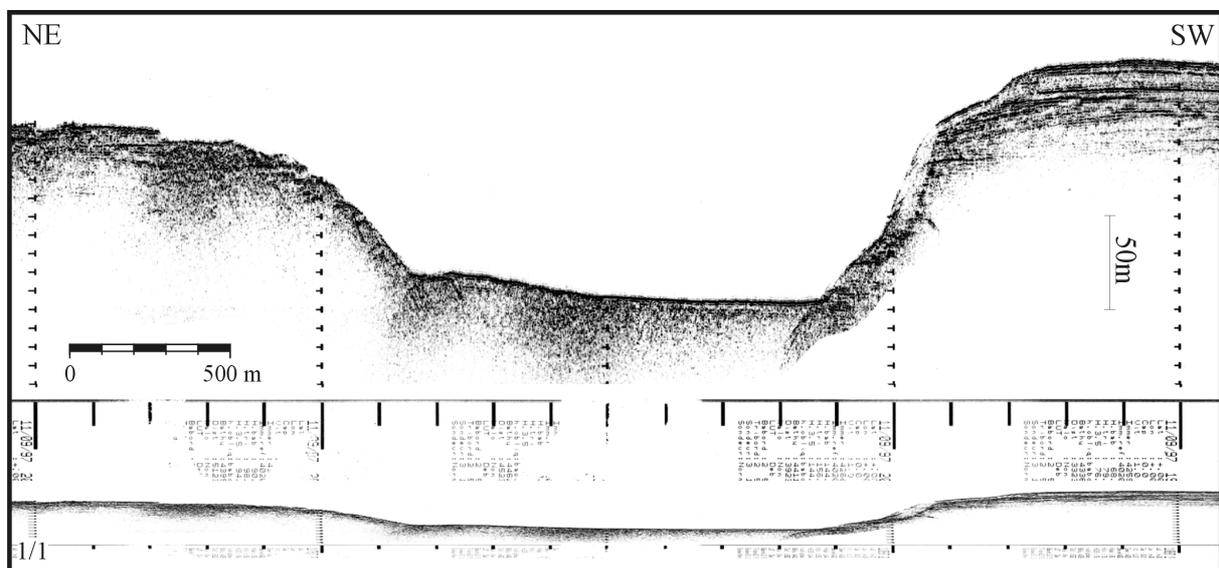


Figure 53: Exemple de profil 3,5 kHz SAR de la Campagne SEDIFAN 2: Le chenal de Whittard.

C. Analyse sédimentologique des carottes

La majorité des carottes étudiées ici ont été prélevées à l'aide d'un carottier de type Küllenberg. Ce modèle de carottier très répandu, équipe actuellement les navires océanographiques du SHOM et de l'IFREMER. La carotte MD95-2002 a été prélevée avec un carottier long de type Calypso.

Carotte N°	Latitude	Longitude	Prof. (m)	Type	Mission	Année	Organisme
GG 72104	46° 54,50' N	08° 05,10' W	4400	Küllenberg	GEOGAS	1972	IGBA
GG 72113	47° 08,90' N	09° 24,40' W	4396	Küllenberg	GEOGAS	1972	IGBA
Ma KS02	46° 48,30' N	06° 44,50' W	4252	Küllenberg	MARGAS	1975	IFREMER
Ma KS03	46° 31,70' N	07° 03,60' W	4499	Küllenberg	MARGAS	1975	IFREMER
Ma KS04	46° 14,00' N	07° 12,40' W	4682	Küllenberg	MARGAS	1975	IFREMER
Ma KS07	46° 29,30' N	07° 43,30' W	4680	Küllenberg	MARGAS	1975	IFREMER
MD95-2002	47° 27,12' N	08° 32,03' W	2174	Calypso	MD IMAGE 1	1995	IFREMER
AKS01	46° 49,73' N	09° 30,98' W	4030	Küllenberg	ACORES 96-1	1996	SHOM
AKS02	46° 47,62' N	09° 42,33' W	4595	Küllenberg	ACORES 96-1	1996	SHOM
MKS01	46° 46,53' N	09° 54,53' W	4580	Küllenberg	MODENAM	1996	IFREMER
MKS02	46° 33,79' N	10° 10,63' W	4670	Küllenberg	MODENAM	1996	IFREMER
MKS03	46° 54,63' N	10° 03,60' W	4540	Küllenberg	MODENAM	1996	IFREMER
SKS01	46° 56,10' N	09° 57,99' W	4540	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS02	46° 15,95' N	11° 02,11' W	4818	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS03	46° 07,05' N	11° 04,00' W	4824	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS04	46° 49,60' N	09° 51,60' W	4601	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS06	46° 26,94' N	10° 33,99' W	4783	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS08	46° 27,75' N	10° 22,85' W	4760	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS09	46° 27,78' N	10° 22,94' W	4756	Küllenberg	SEDIFAN	1997	IFREMER

Tableau 4: Récapitulatif des principales carottes étudiées.

Pour assurer une chaîne d'analyse des carottes la plus complète possible ainsi qu'une bonne gestion des données obtenues, nous avons toujours suivi la même stratégie d'étude. Deux phases sont à distinguer: (1) les mesures continues n'altérant pas la continuité de la séquence sédimentaire, dites non destructives, et (2) les mesures discontinues nécessitant un échantillonnage ponctuel, dites destructives.

1. Les mesures non destructives

1.1. La gamma densité

La gamma densité a été mesurée à l'aide du banc MSCL (Multi-Sensor Core logger). Celui-ci utilise une source radioactive ^{137}Cs de faible activité. Le faisceau de particules Gamma 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.

La gamma densimétrie est très sensible au remplissage de la carotte. Ainsi, même si la mesure sur carottes ouvertes est réputée moins précise, cette technique nous est apparue intéressante car elle permet d'anticiper les erreurs de mesures dues à la présence de vides.

1.2. La mesure de susceptibilité magnétique

La mesure de susceptibilité magnétique est basée sur les variations d'induction magnétique engendrée par le passage de la carotte dans une bobine. Mesurée aussi à l'aide du banc MSCL, la susceptibilité magnétique traduit la capacité d'un corps à acquérir une aimantation. Elle est donc proportionnelle à la quantité d'éléments magnétiques (minéraux paramagnétiques et ferrimagnétiques) présents. En domaine marin, elle est principalement influencée, dans un ordre croissant, par la teneur en 1) magnétite et ses dérivés; 2) sulfures ferrimagnétiques; 3) minéraux argileux. En raison d'une grande sensibilité aux conditions environnementales, ce paramètre est très utilisé en sédimentologie et paléoclimatologie. Il faut néanmoins l'utiliser avec prudence car un grand nombre de facteurs jouent sur ces variations. En effet, selon le contexte de dépôt, il est une fonction directe de l'intensité des courants, des sources de matériels magnétiques et de leur dilution par du matériel diamagnétique (quartz, carbonates, ...). Il est également sensible aux processus de diagenèse du sédiment (fronts redox, activité bactérienne...). Par exemple, dans le Golfe de Gascogne, les travaux de Poutiers (1975) avaient corrélé les pics majeurs de susceptibilité avec des processus diagénétiques. Des travaux récents ont montré qu'il s'agissait en fait de la composante canadienne des événements d'Heinrich (Grousset et al., 2000).

1.3. La photographie

En raison de l'acquisition de nouveaux matériels de prise de vue au cours de ce travail, plusieurs systèmes ont été utilisés: (1) des prises de vues classiques en photographie argentique, (2) des prises de vues numériques avec une caméra 3CCD et (3) des prises de vues numériques avec un appareil photo numérique. Dans tous les cas, les reconstitutions de tronçons ont été effectuées manuellement sous le logiciel Adobe Photoshop.

1.4. La radioscopie: SCOPIX

L'outil de radiographie/radioscopie numérisée SCOPIX (Migeon et al., 1999), développé en collaboration par l'Université de Bordeaux I et la société CEGELEC, est un système composé d'un équipement rayons X classique associé à une chaîne de radioscopie haute définition (Figure 54). Les images sont récupérées et traitées sur une plateforme informatique PC grâce à des modules spécifiques conçus par la société GRAFTEK.

La radiographie, basée sur l'absorption de rayonnement X, a été appliquée depuis de nombreuses années à l'analyse d'échantillons géologiques. En soulignant de faibles variations de densité, cette technique permet une observation détaillée des structures primaires d'origine dynamique (fabrique) ou secondaires (diagénétiques, biologiques).

Pour obtenir une résolution maximale, un pré-échantillonnage des carottes sous forme de plaquettes de 1 cm d'épaisseur et de 10 cm de largeur est nécessaire.

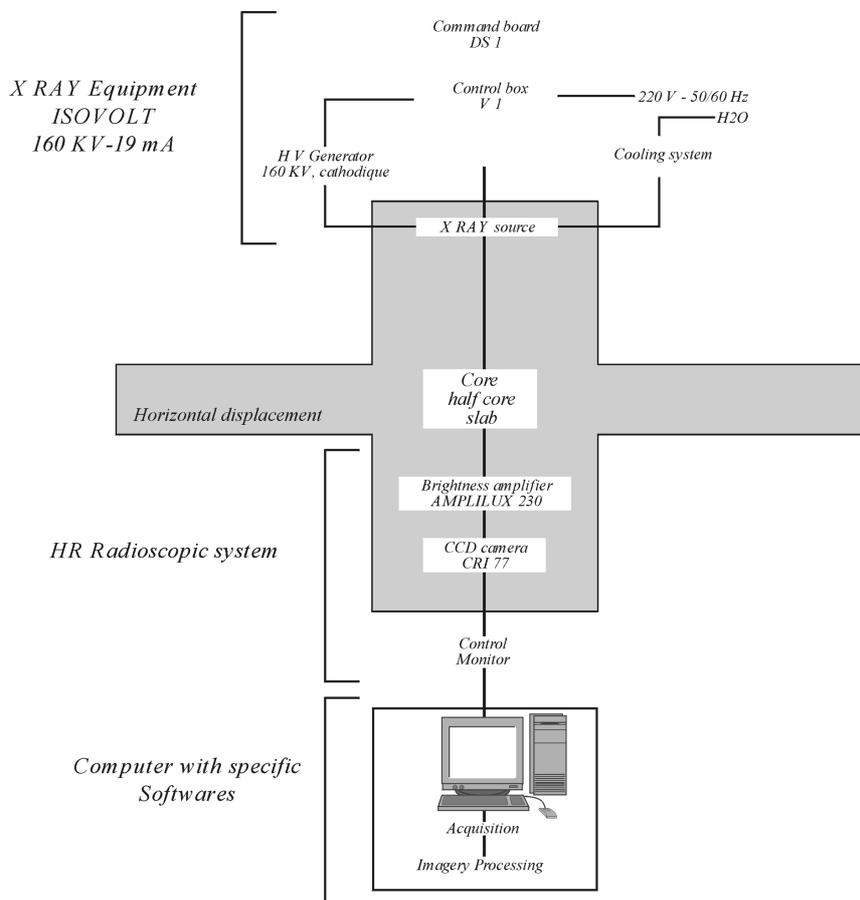


Figure 54: Schéma de la chaîne d'acquisition de SCOPIX (d'après Migeon et al., 1999).

La chaîne d'acquisition comprend:

- ✓ un équipement rayons X ISOVOLT 160KV constitué: (1) d'une cabine de sécurité plombée, (2) d'un coffret de commande (DS1), (3) d'une armoire de puissance (V1), (4) d'un générateur Haute Tension constante 160 KV, (5) d'un tube à rayons X, (6) d'un transformateur d'isolement, et (7) d'un système de refroidissement,
- ✓ une chaîne de radioscopie Haute Définition comprenant: (1) un amplificateur de brillance, (2) une caméra CCD CRI 77, et (3) un moniteur vidéo,
- ✓ la plateforme informatique PC avec les applicatifs spécifiques (AM Geol et TR Geol).

Les fonctions de macro-programmation du logiciel Adobe Photoshop m'ont permis de mettre au point une chaîne de traitement comprenant la reconstitution des tronçons ainsi que la correction et le traitement des images. Cette technique a l'avantage de permettre l'utilisation de la totalité de l'image numérisée et d'autoriser une intervention manuelle lors des différents stades du traitement. En effet, des problèmes de saut de tension entraînent des variations de luminosité de certaines images. Seule une intervention manuelle permet de corriger ces défauts.

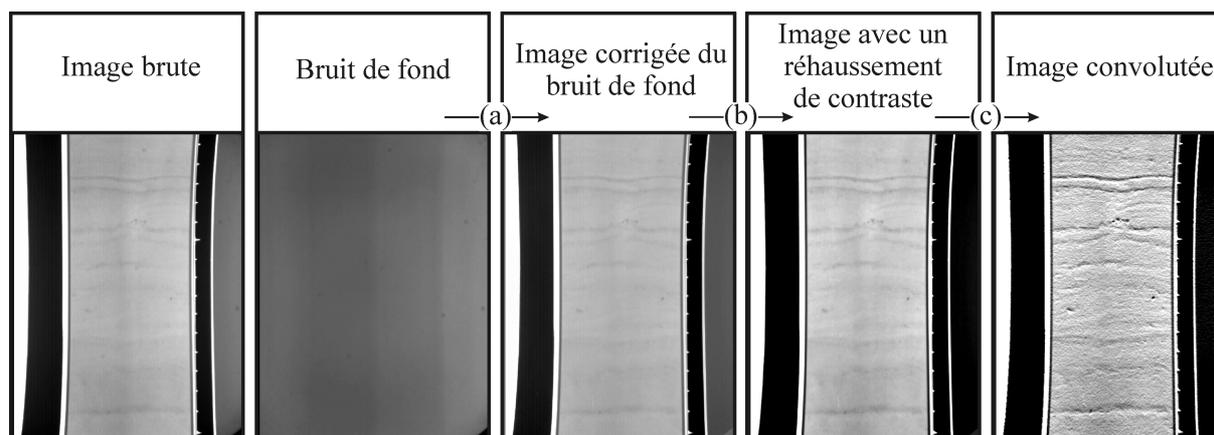


Figure 55: La chaîne de traitement des images SCOPIX. (a) correction de l'image brute par soustraction du bruit de fond, (b) réhaussement de contraste, (c) convolution. L'image présentée ici provient de la carotte MD95-2002. Les laminées visibles sur cette radiographie sont totalement invisibles à l'œil nu.

2. Les mesures destructives

La multiplication des mesures non destructives permet d'avoir une bonne connaissance de la structure interne des dépôts avant de commencer les analyses destructives, et permet ainsi d'optimiser les échantillonnages en fonction des objectifs fixés.

2.1. La teneur en carbonates

La calcimétrie consiste en la mesure de la proportion de carbonates de calcium (% CaCO_3) présents dans le sédiment. Les mesures ont été effectuées en utilisant un calcimètre Bernard. La teneur en carbonates est généralement utilisée en tant qu'outil stratigraphique. Il est en effet généralement admis pour les sédiments de l'Océan Atlantique, que les taux élevés de carbonates reflètent des conditions interglaciaires caractérisées par des températures chaudes et une forte productivité primaire. A l'inverse, de faibles pourcentages traduisent des périodes glaciaires où le matériel terrigène plus abondant dilue le signal de productivité. Cependant des cas particuliers peuvent biaiser cette loi. Par exemple, les variations d'apports terrigènes entraînés par un changement de régime sédimentaire tels un arrêt d'apports turbiditiques, influent fortement sur la teneur en carbonates. De même, lors des événements d'Heinrich, des processus de précipitation de calcite (Auffret et al. 1996a), et d'apports d'IRD carbonatés (Bond et al., 1992, Auffret et al. 1996a) peuvent entraîner une augmentation de la teneur en carbonates.

En fonction de la teneur en carbonates nous avons distingué les faciès suivants:

Boue calcaire:	$\% \text{CaCO}_3 > 70 \%$
Boue marneuse:	$30\% < \% \text{CaCO}_3 < 70 \%$
Vase carbonatée:	$10\% < \% \text{CaCO}_3 < 30 \%$
Vase:	$\% \text{CaCO}_3 < 10 \%$

2.2. La taille des grains

Les analyses granulométriques ont été effectuées soit à IFREMER sur un granulomètre laser *Coulter LS120*, soit au DGO sur un granulomètre laser *Malvern MASTERSIZER S*.

Ces granulomètres basés sur le principe de la diffraction laser surestiment la taille des argiles (McCave et al., 1986; Weber et al., 1991; Konert et Vandenberghe, 1997). Pour corriger ce problème, la limite silts - argiles a été prise à 10 μm et non à 4 μm qui représente la limite théorique.

Les classes granulométriques suivantes ont été utilisées:

Argiles:	0 - 10 μm
Silts:	10 - 63 μm
Sables très fins:	63 - 125 μm
Sables fins:	125 - 250 μm
Sables moyens:	250 - 500 μm
Sables grossiers:	500 - 1000 μm

2.3. Le ^{14}C

C'est l'outil indispensable à toute chronostratigraphie postérieure à 30.000 ans. 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 interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C , celui-ci se désintègre alors selon une période de demi-vie de 5568 ± 30 ans (fixé par convention, Stuiver et al., 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante. Dans les océans, le principe est compliqué par la présence de carbone sous diverses formes: gaz carbonique dissous, bicarbonates et carbonates, carbone organique fossile ou actuel, qui contiennent une teneur en ^{14}C différente de la teneur atmosphérique originelle. Dans l'Atlantique Nord, il faut donc considérer une correction dépendante du réservoir mondial des océans fixée par convention à 400 ans. Pour une meilleure comparaison avec les données continentales, la terminologie d'âges ^{14}C conventionnels (BP) doit être complétée par les âges calibrés "calendaires" (Cal BP, Cal AD, Cal BC...) qui s'expriment en "calendrier années réelles" (BP: Before Present: 1950; AD: After Death; BC: Before Christ). Le logiciel CALIB 4.0 (Stuiver et al., 1998) a été utilisé pour effectuer les calibrations.

Les datations ont été effectuées sur des foraminifères planctoniques par Beta Analytic et par le laboratoire de datations AMS de Gif-sur-Yvette.

2.4. Les isotopes de l'oxygène

Les molécules d'eau réparties dans les grands réservoirs mondiaux (océans, glaces, eaux continentales) associent en grande majorité à leurs deux atomes d'hydrogène un atome

d'oxygène de masse atomique 16, dit léger (^{16}O). 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 associant 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 (-3% par exemple au cœur du Groenland par rapport à l'eau de mer, d'après Duplessy, 1996).

En période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au sein des calottes polaires et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de ^{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, accessible par l'analyse 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:

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

Quand les mesures concernent des organismes planctoniques, elles donnent accès aux changements du volume des glaces et de températures ayant affecté les couches superficielles des océans. Elles peuvent aussi traduire des événements plus localisés, comme des arrivées d'eaux douces (fontes) 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. Ainsi, l'enrichissement des océans en ^{18}O lors de la construction des calottes est directement proportionnel au volume de glace stocké.

Dans ce travail, les analyses isotopiques ont été effectuées sur des foraminifères planctoniques au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette.

2.5. Les grains détritiques grossiers

Le terme "grains détritiques grossiers" regroupe tous les grains lithiques supérieurs à 150 μm . Sur certaines carottes, des comptages ont été effectués car ils sont des marqueurs privilégiés des débâcles d'icebergs type événements d'Heinrich (Manighetti et al., 1995). Les éléments détritiques ont été séparés en différentes classes (quartz, feldspaths, verres volcaniques bruns et incolores, monosulfures, pyrites...), et comptés sur la totalité du résidu > 150 μm . Ces différentes catégories ont été définies de manière à avoir des informations sur les

sources potentielles des éléments détritiques. Les résultats obtenus sont exprimés en nombre de grains/g de sédiment sec.

D. Biostratigraphie et stratigraphie isotopique

1. Le contexte

Le contexte stratigraphique développé pour ce travail repose sur l'étude des foraminifères planctoniques, associée à des mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) et des datations ^{14}C AMS. Pour ce, le maximum de carottes prélevées dans des environnements hémipélagiques et disponibles dans le Golfe de Gascogne, a été compilé. En raison de la présence de systèmes turbiditiques sur la majorité du domaine profond du Golfe, seul les carottes situées sur des hauts fonds d'origine structurale et sensées être à l'abri des apports gravitaires, ont été utilisées. La carotte MD95-2002 localisée sur la Terrasse de Mériadzek a été utilisée comme enregistrement de référence. En effet, cette carotte particulièrement bien étudiée (Eynaud, 1999; Auffret, Zaragosi et al., 2000b; Pujol, Zaragosi et al., 2000a-b; Grousset et al., 2000; Zaragosi et al., soumis), présente un enregistrement continu des derniers 115 ka BP. Plusieurs carottes avaient par ailleurs été prélevées et étudiées sur le même site: CH72101 (Peypouquet, 1977) et ESCAMP KS02 (Loncaric et al., 1998).

Les nouvelles données obtenues sur les carottes MD95-2002 et ESCAMP KS02 ont permis une réinterprétation des travaux stratigraphiques antérieurs. Les premières stratigraphies du Pléistocène terminal marin dans le Golfe de Gascogne (Caralp, 1971) étaient basées sur une comparaison avec la stratigraphie quaternaire continentale. En raison du manque de datations absolues, les premières corrélations entre cette stratigraphie continentale et la biostratigraphie marine entraînent une mauvaise interprétation dans l'identification des stades isotopiques 2 et 3.

Ces premières comparaisons océan-continent avaient permis d'individualiser un intervalle particulier: l'interstade Würm II/III (Figure 56). Cet interstade est caractéristique sur le continent d'un léger réchauffement entre 32.500 et 28.000 ans BP précédant le Würm III correspondant à un maximum de froid (Caralp et al., 1981). L'interstade continental Würm II/III a été corrélé dans le Golfe de Gascogne avec un épisode à dépôts particulièrement enrichis en matière organique et monosulfures (Grousset, 1977). Cet événement a tout d'abord été interprété comme synchrone du stade isotopique 3 (Pujol, 1980; Auffret et al., 1996b; Vautravers, 1997). J'ai pu montrer que cet interstade correspond en fait à la fin du stade isotopique 3 et à la majorité du stade isotopique 2 (Figures 56 et 58). Afin d'éviter toute confusion, cette ancienne nomenclature doit être abandonnée au profit de la stratigraphie isotopique.

En plus de ce problème, l'intégralité du stade isotopique 2 était mal positionnée (Figure 56). En effet, entre 15.000 et 13.000 ans BP, l'événement pré-H1 et H1 (Zaragosi et al., soumis) caractérisés par la prédominance de l'espèce polaire *N. pachyderma* s. associée à des taux de sédimentation importants (4,6 m/ka sur le site de la carotte MD95-2002) étaient considérés comme l'intégralité du stade isotopique 2. Mon travail a montré qu'il ne s'agit en

fait que de sa terminaison et que l'événement à très fort taux de sédimentation correspond essentiellement à un épisode de fonte massive des calottes et glaciers européens daté entre 15.000 et 14.400 ans BP (Zaragosi et al., soumis).

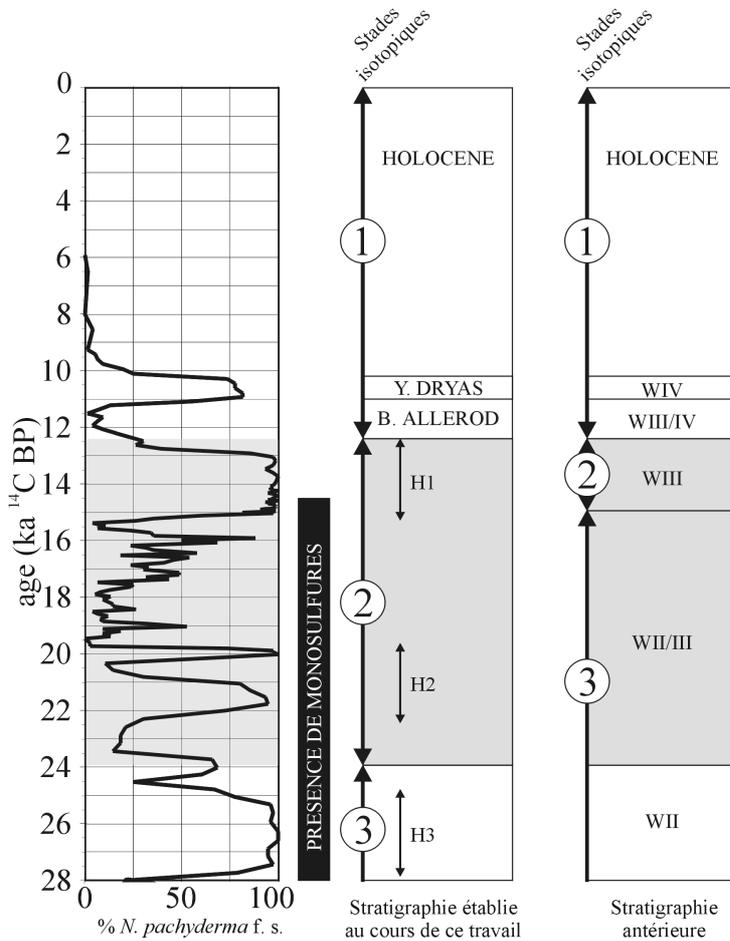


Figure 56: Comparaison entre: le contexte stratigraphique établi au cours de ce travail (Pujol, Zaragosi et al. 2000b; Zaragosi et al. 2000; Zaragosi et al. soumis), et le contexte stratigraphique antérieur (Pujol, 1980; Caralp et al. 1981). Les limites sont calées par rapport à la courbe d'enroulement de l'espèce *N. pachyderma* f. s. de la carotte MD95-2002.

2. Les associations fauniques

L'étude des associations fauniques est couramment utilisée en biostratigraphie. Pour le Quaternaire terminal du Golfe de Gascogne, trois associations types sont observables: les associations arctique, subarctique et transitionnelle/subtropicale (Tableau 5). L'obtention d'une stratigraphie basée uniquement sur les associations est possible à condition d'avoir une continuité dans la sédimentation. Aussi, dans les environnements turbiditiques, une telle approche est à utiliser avec prudence.

Arctique	Subarctique	Transitionnelle/subtropicale
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> f. sénestre	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> f. dextre	<i>Orbulina universa</i>
	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>
	<i>Globigerina quinqueloba</i>	<i>Globorotalia hirsuta</i>
		<i>Globorotalia inflata</i>
		<i>Turborotalia humilis</i>
		<i>Globigerinita glutinata</i>
		<i>Globorotalia scitula</i>

Tableau 5: Les associations de foraminifères planctoniques (Pujol, 1980).

Sur les derniers 28 ka, l'étude détaillée de la carotte MD95-2002 a permis d'obtenir un schéma précis de l'organisation des différentes associations (Figure 59). L'association de type Arctique est confinée aux événements d'Heinrich (H3, double pic de H2 et H1) et au Younger Dryas. L'association Subarctique se développe entre les événements d'Heinrich et l'association transitionnelle/subtropicale se développe pendant le Bølling-Allerød et l'Holocène.

3. Les sens d'enroulements

Grâce à l'étude des enroulements sur certaines espèces de foraminifères planctoniques, des précisions stratigraphiques peuvent être apportées. Le stade isotopique 1 est marqué par un développement sporadique de l'espèce *G. truncatulinoides* senestre. Le pic d'abondance a été daté à 9.078 ans BP sur la carotte MD95-2002 (Figure 59). Cet événement, mis en évidence dans tout l'Atlantique Nord entre 9.800 ans BP et 7.000 ans BP (Pujol, 1980), est associé à un changement d'enroulement de l'espèce *G. hirsuta*. A la base du stade isotopique 1 (Bølling-Allerød), la population de *G. hirsuta* est principalement senestre. Elle devient majoritairement dextre en même temps que disparaît la population senestre de *G. truncatulinoides*. Ces changements de sens d'enroulement permettent de diviser le stade isotopique 1 en trois phases distinctes: (1) le Bølling-Allerød (12.5-11.000 ans BP) avec *G. truncatulinoides* dextre et *G. hirsuta* senestre; (2) l'Holocène inférieur (10-7.000 ans BP) avec *G. truncatulinoides* senestre et *G. hirsuta* senestre et (3) l'Holocène supérieur (7.000-0 ans BP) avec *G. truncatulinoides* dextre et *G. hirsuta* dextre (Figure 59). **Cet outil stratigraphique apparaît particulièrement intéressant puisqu'il est un des seuls, grâce à l'individualisation de trois cas distincts, permettant d'obtenir des indications stratigraphiques sans nécessiter une continuité des dépôts, ce qui est souvent le cas dans l'étude des environnements turbiditiques.**

L'étude des variations d'enroulement de l'espèce *N. pachyderma* permet de compléter celle des enroulements de *G. truncatulinoides* et *G. hirsuta* en fournissant des précisions stratigraphiques du stade isotopique 3 à l'Holocène inférieur (Figures 58 et 59). Le signal des variations d'enroulement de *N. pachyderma* paraît remarquablement similaire sur l'ensemble des séquences stratigraphiques du Golfe de Gascogne (Figure 58). *N. pachyderma* s. est confinée aux événements d'Heinrich (H3, double pic de H2 et H1) et au Younger Dryas. *N. pachyderma* dextre se développe lors des périodes de réchauffement (entre H3 et H2, entre le double pic de *N. pachyderma* s. de H2, entre H2 et H1, lors du Bølling-Allerød et lors de l'Holocène).

4. Les niveaux d'Heinrich

Le signal des détritiques grossiers présente une forte similarité sur l'ensemble du Golfe de Gascogne (Figure 58). Une telle similarité ne peut être le fruit de courants de densité (turbiditiques, hyperpycniaux, ...) ou de courants de contour. En effet ces processus entraînent obligatoirement, à l'échelle du millier de kilomètres, une hétérogénéité spatiale des dépôts et ne peuvent donc permettre l'obtention d'un signal similaire pour l'ensemble du Golfe de

Gascogne et ce, pour des étages bathymétriques compris entre 2000 et 4500m. Ce matériel détritique étant localisé systématiquement au niveau des événements d'Heinrich, son origine semble donc essentiellement liée aux processus de délestage de matériel par les icebergs.

En plus d'apporter des informations paléoenvironnementales majeures (Bond et al., 1992; Grousset, 1993; Broecker, 1994; Bond et Lotti, 1995; Snoeckx, et al., 1999; Grousset et al., 2000), les événements d'Heinrich apportent ainsi un complément stratigraphique intéressant. Au cours des derniers 28 ka BP, les événements d'Heinrich ayant affecté le Golfe de Gascogne (H1, H2 et H3) présentent tous une organisation distincte permettant ainsi de les différencier (Figure 58).

H1 peut être divisé en deux parties distinctes avec: (1) un événement précurseur, l'évènement pré-H1 (Zaragosi, et al., soumis) et (2) H1 au sens strict. L'évènement pré-H1 et H1 donnent une forme caractéristique en plateau du signal *N. pachyderma* s. (Figures 58 et 59). Les détritiques montrent une première augmentation pendant l'évènement pré-H1 et atteignent leur maximum pendant H1 (Figure 58). Le début de l'évènement pré-H1 a été daté à 15.040 ans BP (Loncaric et al., 1998), et sa fin à 14.410 ans BP (Zaragosi et al., soumis). Le pic de susceptibilité localisé au sein de H1 a été daté de 14.020 à 13.800 ans BP (Grousset et al., 2000).

H2 présente un double pic de détritiques ainsi que de *N. pachyderma* s.. Le pic de susceptibilité daté de 20.200 à 20.030 ans BP est situé au début du deuxième pic de détritiques.

H3 présente une forme plus diffuse des signaux de détritiques et de susceptibilité magnétique, mais il est tout de même caractérisé par une prédominance de *N. pachyderma* s..

5. Nouvelle séquence stratigraphique type des derniers 28 ka

La comparaison de toutes les séquences stratigraphiques disponibles dans le Golfe de Gascogne a montré une remarquable similarité des signaux (Figure 58). Seuls les taux de sédimentation sont différents d'une carotte à l'autre. Même si les carottes retenues pour cette synthèse sont toutes localisées sur des hauts fonds structuraux, leur distance par rapport à la plateforme ainsi que leur profondeur ont entraîné de fortes variations dans la quantité d'apports détritiques (Figure 58).

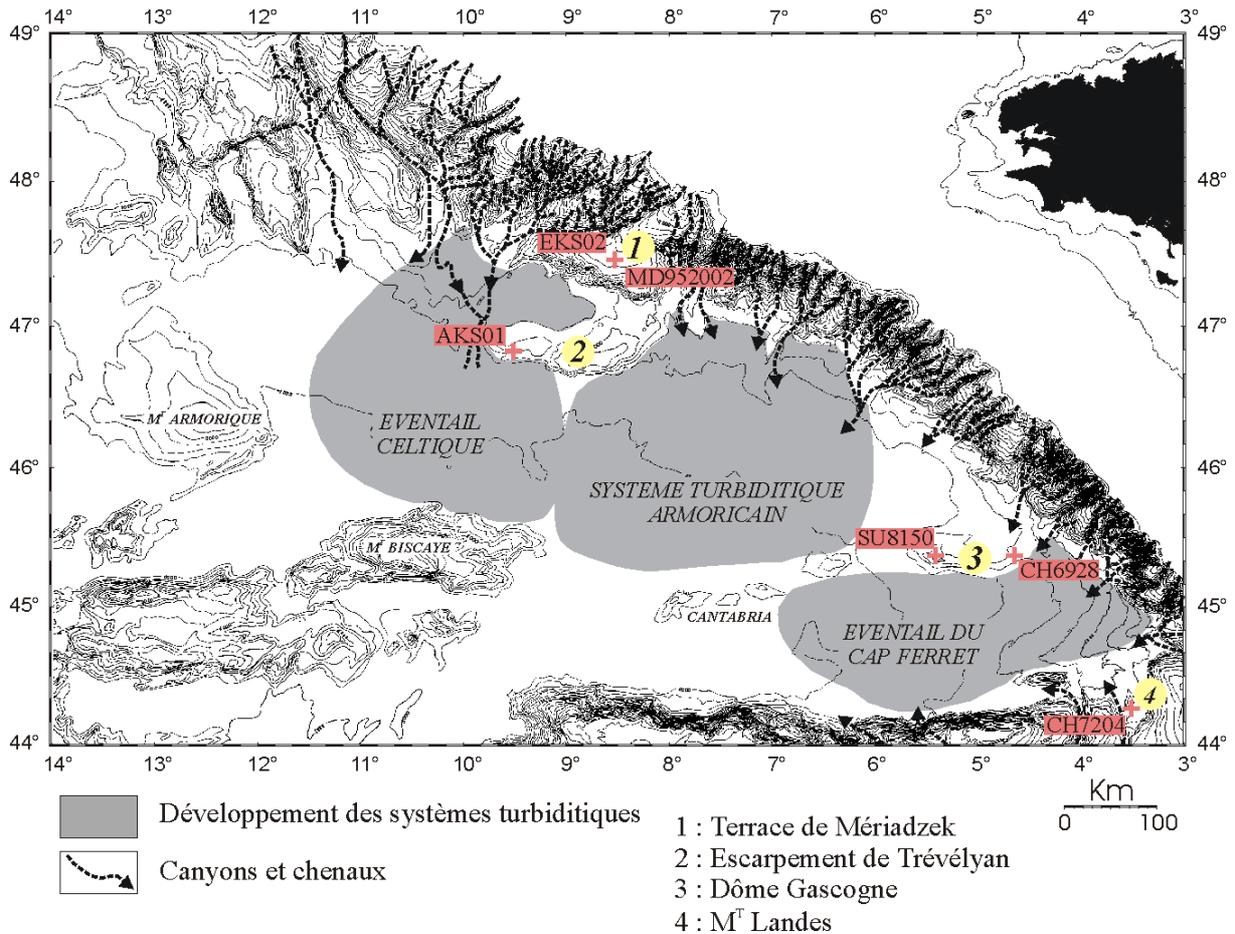


Figure 57: Carte de localisation des carottes utilisées pour la stratigraphie du Pléistocène terminal et de l'Holocène du Golfe de Gascogne.

Carotte	Latitude	Longitude	Prof. (m)	Long. (m)	Localisation	Références
CH6928	45°22,06' N	05°20,48' W	3900	8,2	Dôme Gascogne	Caralp, 1971
CH7204	44°16,50' N	03°31,50' W	3255	6	M ^T Landes	Pujol, 1980
SU8150	45°23,31' N	04°38,80' W	4320	10	Dôme Gascogne	Vautravers, 1997
ES02	47°27,50' N	08°32,70' W	2192	9	Terrasse de Mériadzek	Loncaric et al., 1998
AKS01	46° 49,73' N	09° 30,98' W	4030	4,5	Esc. de Trévélyan	Zaragosi et al., soumis
MD95-2002	47° 27,12' N	08° 32,03' W	2174	30	Terrasse de Mériadzek	Zaragosi et al., soumis

Tableau 6: Localisation des carottes utilisées.

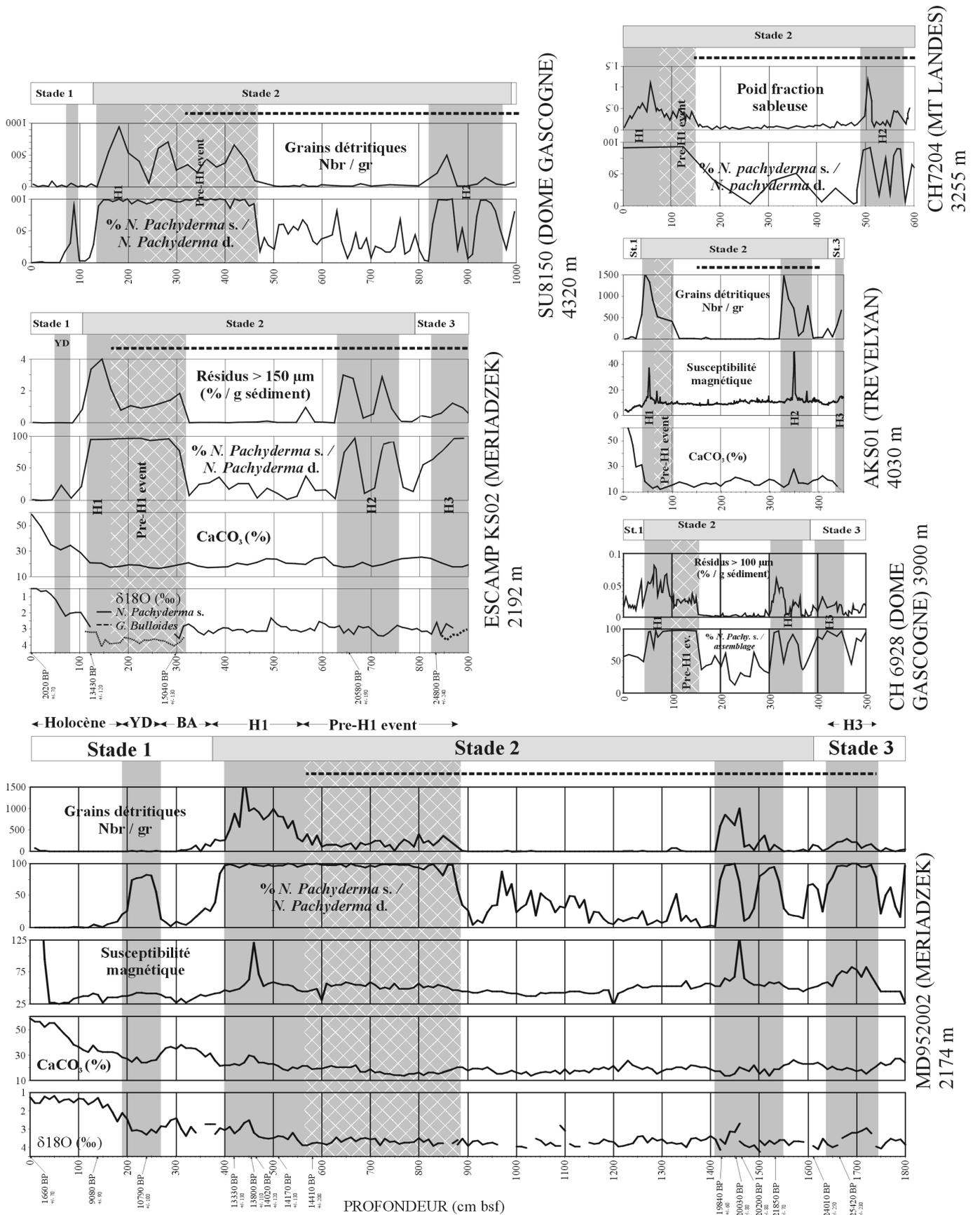


Figure 58: Logs stratigraphiques des carottes MD95-2002, ESCAMP KS02, SU8150, CH6928, CH7204 et AKS01.

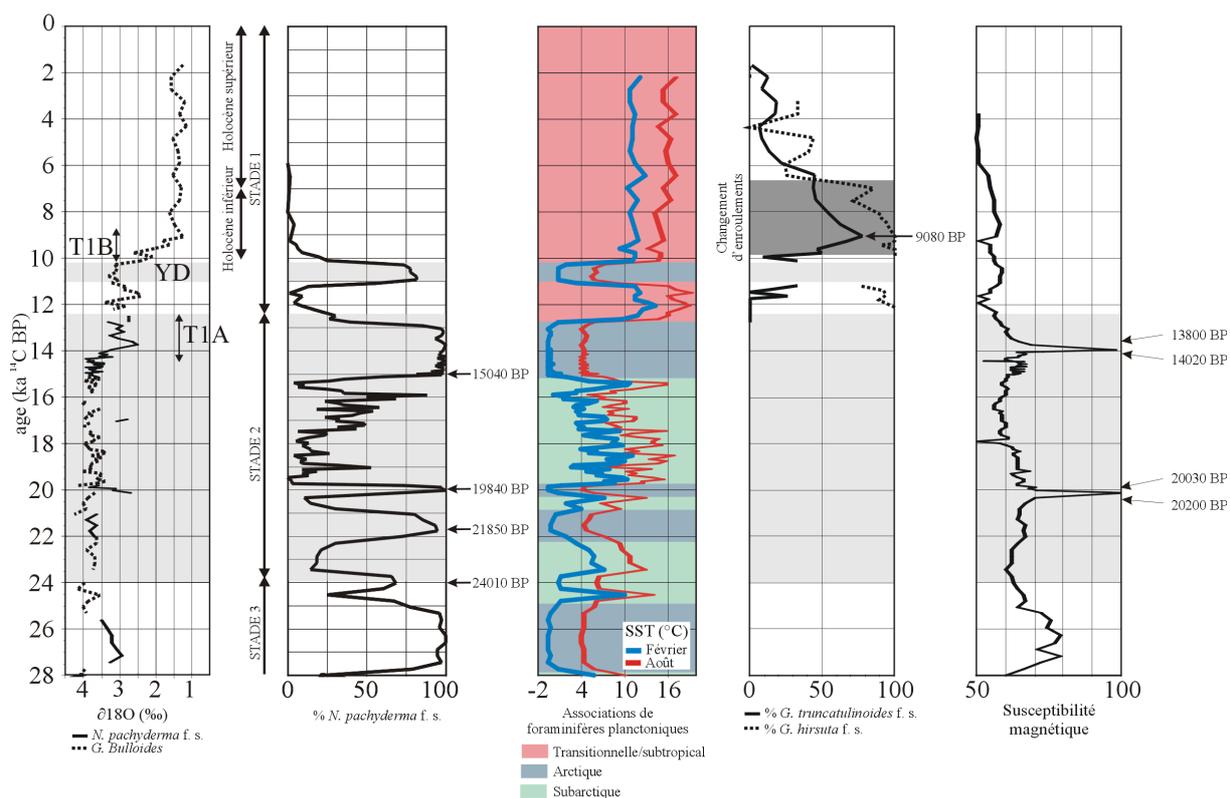


Figure 59: Log stratigraphique de la carotte MD95-2002: une référence pour le Golfe de Gascogne. Sur ce log, sont reportés l'ensemble des repères stratigraphiques utilisés.

La stratigraphie du Pléistocène terminal du Golfe de Gascogne semble à présent bien définie. A ce titre, la carotte MD95-2002 peut être utilisée comme référence pour l'ensemble du Golfe (Figure 59) dans la mesure où elle a permis de repérer, avec précision, les limites des trois derniers stades isotopiques, ainsi que des différents évènements qui les composent.

La limite stade isotopique 3-stade isotopique 2 (24.000 ans BP), particulièrement bien datée sur la carotte MD95-2002 (Figure 58), est localisée à la fin de H3 au niveau d'un petit pic de *N. pachyderma* s. La limite stade isotopique 2-stade isotopique 1 (12.460 ans BP) est localisée à la fin de H1 (Figure 58) juste après le changement d'enroulement de *N. pachyderma* s..

Au sein du stade isotopique 2, l'étude du sens d'enroulement *N. pachyderma* associé aux mesures de susceptibilité magnétique semble à présent suffisante pour établir une stratigraphie fine (Figure 59).

Au sein du stade isotopique 1, l'étude des sens d'enroulement des foraminifères planctoniques *G. hirsuta*, *G. truncatulinoides* et *N. pachyderma* permet de distinguer, le Bølling-Allerød, le Younger Dryas, l'Holocène inférieur et l'Holocène Supérieur (Figure 59).

Partie II : Les Environnements Turbiditiques de la Marge Celtique-Armoricaine

L'étude du système turbiditique armoricain, commencée au cours de ma deuxième année de thèse, a été fortement facilitée par les méthodes d'analyses et les connaissances acquises au cours du travail préalable sur le système turbiditique celtique. Pour conserver cette suite logique dans ma démarche d'étude, la partie II présente en premier les résultats obtenus sur le système turbiditique celtique, suivis par ceux obtenus sur le système turbiditique armoricain.

Les deux premiers chapitres, essentiellement constitués par deux articles, décrivent la morphologie ainsi que le fonctionnement sédimentaire de ces deux systèmes turbiditiques. En raison de l'aspect relativement synthétique de ces deux chapitres, un dernier chapitre présente en détail l'ensemble des processus de dépôts qui sont responsables de l'édification des différents éléments (levées, chenaux et lobes), mais qui sont aussi mis en jeu à l'échelle de la marge (glissement en masse et sédimentation ubiquiste).

A. Résumé des principaux résultats et perspectives	103
1. <i>Morphologie du système</i>	103
2. <i>Contrôle paléocéanographique sur le développement du système</i>	103
3. <i>Perspectives</i>	106
B. Note 1: "Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay"	109

Chapitre V : Le Système Turbiditique Celtique

L'ensemble de mes travaux effectués sur ce système est paru dans la revue *Marine Geology* en septembre 2000. Ainsi, ce chapitre est constitué de deux parties: la première partie résume les principaux résultats déjà publiés ainsi que ceux obtenus ultérieurement, accompagnés de quelques perspectives d'étude, la deuxième partie est constituée par la note.

A. Résumé des principaux résultats et perspectives

1. Morphologie du système

D'après Droz et al., (1999), la sédimentation turbiditique au pied de la Marge Celtique pourrait avoir été initiée dès le Miocène inférieur à la suite des événements compressifs pyrénéens qui ont structuré la marge à l'Eocène supérieur. Le système turbiditique celtique se serait développé, depuis, sous des conditions de relative stabilité tectonique. Avec une surface d'environ 30.000 km² sur une épaisseur d'environ 1000 m, le système celtique fait partie des systèmes turbiditiques de taille moyenne.

Le dispositif géométrique actuel ne correspond, de manière stricte, à aucun des types identifiés sur la classification de Reading et Richards (1994; cf. Chapitre III). Le système possède en effet deux sources sédimentaires distinctes (systèmes tributaires de Whittard et Shamrock). Ces deux sources confluent en amont de l'Escarpement de Trévélyan (Figure 60). L'éventail moyen et inférieur se développe à partir de cette confluence. Le système turbiditique celtique possède donc des caractéristiques à la fois de système multi-source (*multiple source ramp*) pour sa partie amont et de système à source unique (*submarine fan point source*) pour sa partie aval. Malgré cette particularité, nous avons conservé la terminologie d'éventail dans ce chapitre.

En plus d'être, dans l'actuel, un cas intermédiaire dans la classification de Reading et Richards (1994), la morphologie de l'éventail n'est pas stable au cours du temps. En effet, Droz et al., (1999) ont montré que la confluence des deux chenaux était récente dans l'histoire du système. Pendant la majeure partie de son développement, les chenaux étaient séparés et présentaient des tailles similaires. Durant cette période, le système turbiditique avait clairement une morphologie de type "rampe" et devait présenter de fortes similitudes avec le système turbiditique armoricain (cf. Chapitre VI).

La réunion entre les deux chenaux distributaires interviendrait à la suite de la migration vers l'est du système chenal-levée de Whittard. La poursuite de la migration du système vers le nord-est est limitée par la présence de la pente et de l'Escarpement de Trévélyan. Le système aurait alors pu atteindre un stade relativement stable permettant ainsi le sur-développement récent de la ride. Néanmoins dans le futur, il est possible que les écoulements turbiditiques percent la levée par avulsion et créent un nouveau système de dépôt vers l'ouest. L'Eventail Celtique retrouverait alors une morphologie multi-source de type "rampe".

2. Contrôle paléocéanographique sur le développement du système

La reconstruction de l'histoire sédimentaire récente (0-24.000 ans BP) de l'éventail a permis de mettre en évidence une double alimentation du système, permettant ainsi des apports gravitaires quasi-continus du dernier bas niveau marin jusqu'au haut niveau marin actuel.

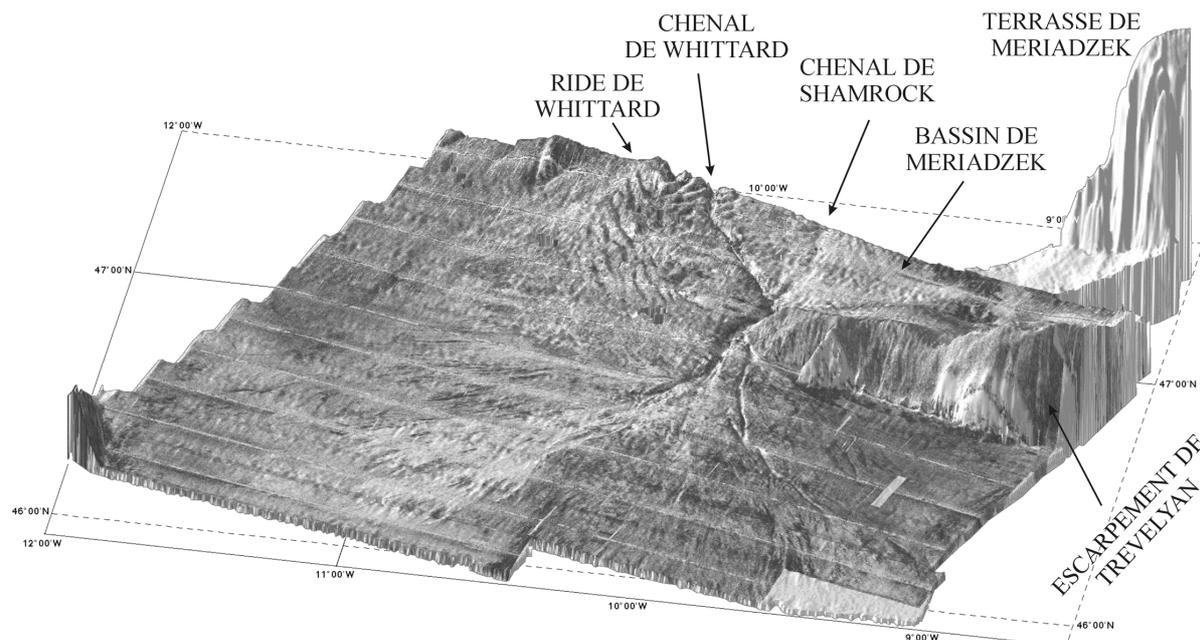


Figure 60: Drappage de l'imagerie EM12 sur une vue 3D du système turbiditique celtique (modifié d'après Auffret, Zaragosi et al., 2000a).

Le fonctionnement de bas niveau marin

Le premier type d'alimentation repérée lors du stade isotopique 2 et lors du début du stade isotopique 1 (12-7.000 ans BP) a été mis en évidence par les dépôts de débordement de la ride de Whittard (carottes MKS03 et SKS01). Ces dépôts ont permis d'identifier une alimentation régulière (environ 1 événement / siècle sur le site de la carotte MKS03), mise en relation avec le fonctionnement des systèmes Manche et Mer d'Irlande. En effet, ces deux mers particulièrement sensibles aux variations glacio-eustatiques (cf. Chapitre II), étaient émergées lors du dernier bas niveau marin. En raison de la fermeture du détroit de Douvres et de la position de la calotte anglo-saxonne entre l'Irlande et l'Ecosse (cf. Chapitre II), le Golfe de Gascogne constituait le seul exutoire possible des paléosystèmes fluviaux de la Manche et de la Mer d'Irlande. Ces deux systèmes fluviaux se terminaient sur la plateforme par un système deltaïque complexe localisé à l'emplacement actuel des bancs sableux de Mer Celtique.

De par l'extension de leurs bassins versants, ces deux systèmes fluviaux ont drainé les eaux de fonte de la majorité des glaciers européens mais aussi des calottes fenno-scandinave et anglo-saxonne assurant ainsi des apports sédimentaires tout au long de la déglaciation.

Il est remarquable de noter que l'arrêt des apports turbiditiques sur la ride de Whittard est synchrone de la connexion entre la Manche et la Mer du Nord vers 7.000 ans BP (cf. Chapitre II). Cette date correspond à une forte baisse des apports sédimentaires vers le Golfe de Gascogne, associée à la mise en place de conditions hydrologiques en Manche proches de l'actuel.

Le fonctionnement de haut niveau marin

La mise en place d'une sédimentation de type hémipélagique sur la ride de Whittard dès 7.000 ans BP indique un arrêt complet des processus de débordement. Malgré cet arrêt, l'éventail moyen et inférieur a continué de recevoir des apports gravitaires sous la forme d'écoulements turbiditiques de haute densité permettant la mise en place de niveaux centimétriques à métriques de sables fins. Le niveau le plus récent mis en évidence s'est ainsi déposé vers 1.218 ans BP, c'est à dire dans des conditions environnementales identiques à l'actuel.

La mise en place de ces sables a été mise en relation avec les conditions hydrologiques et sédimentaires de la plateforme continentale. En effet, le transport sableux résiduel est orienté vers le sud-est, c'est à dire vers la pente (cf. Chapitre I). Le rebord de pente semble donc approvisionné en permanence par du matériel sableux, bien classé en raison des conditions hydrodynamiques de haute énergie sur la plateforme. Ainsi, la configuration actuelle de la Marge Celtique montre qu'une plateforme continentale soumise à un régime hydrodynamique important (marée et houle) peut créer des conditions favorables à l'approvisionnement en sable des systèmes turbiditiques profonds.

L'exemple de l'Eventail Celtique a montré ainsi les limites des modèles de stratigraphie séquentielle qui, à l'inverse de ce que nous avons observé, prédisent des écoulements turbiditiques plus riches en sable durant les périodes de bas niveau marin.

Les carottes SKS03 et SKS02, situées dans la partie aval du dernier lobe mis en place (cf. Figure 2a, Note 1), ont enregistré environ un événement tous les 5.000 ans. Etant donné leur position très aval, ces deux carottes peuvent ne pas avoir enregistré la totalité des événements gravitaires de haut niveau marin. Néanmoins ces fréquences sont bien plus faibles que celles enregistrées sur la ride de Whittard lors du fonctionnement de bas niveau marin.

Ces sables de haut niveau marin se mettent en place sur une morphologie héritée du fonctionnement de bas niveau et peuvent modifier légèrement cette morphologie. En effet, le chenal de Shamrock pourrait avoir été partiellement rempli à ce moment là. Ces modifications pourront entraîner des processus d'avulsion et ainsi des changements majeurs dans la distribution des sédiments lors de la prochaine reprise des apports fluviatiles de bas niveau marin.

Deux raisons rendent l'étude de ce fonctionnement de haut niveau marin important.

- ✓ Malgré de faibles épaisseurs (< 2 m), les niveaux de sable s'étalent sur des superficies importantes ($\approx 2.000 \text{ km}^2$ dans le cas du dernier lobe mis en place). Le volume de sable mis en place par chaque événement est de l'ordre du km^3 . En raison de leur continuité et de leur possible interconnexion, ces sables pourraient avoir de très bonnes qualités en tant que réservoirs pétroliers.
- ✓ Malgré une fréquence d'événements relativement faible, l'important volume de sable mis en mouvement lors de chaque événement indique des déstabilisations majeures en rebord de pente, associées à des processus de vidange de canyons. Ces processus

pourraient être déclenchés par des événements paroxysmaux (tempêtes, séismes, ...) mais aussi par simple surcharge sédimentaire. Ces événements pourraient avoir d'importants impacts sur le câblage profond et la navigation sous-marine. Pour cette dernière, les fréquences des événements observées (>> 100 ans) laissent néanmoins supposer un risque de navigation au sein de ces canyons quasi nul.

3. Perspectives

Les premières missions effectuées sur l'Eventail Celtique (Modenam et Sedifan) ont été réalisées avec une connaissance préalable du système très limitée. Mon travail, basé sur l'exploitation des données de ces missions, a permis d'obtenir une première connaissance morpho-sédimentaire de l'éventail, ainsi qu'une ébauche de son fonctionnement récent. Des données supplémentaires sont nécessaires pour affiner ces connaissances dans les domaines évoqués ci-dessous.

Morphologie du système

Au cours des missions Sedifan la limite aval du système turbiditique celtique n'a pas été atteinte. La compilation des profils EM12 SHOM et IFREMER existant à ce jour (Figure 61) montre une extension des lobes distaux plus importante vers le sud. En effet, ceux-ci viennent buter contre le Mont Biscaye. Cette compilation montre l'existence, au sud-ouest de l'éventail, d'un bassin sédimentaire localisé entre les Monts Armorique, Charcot et Biscaye. Aucune limite physiographique entre l'Eventail Celtique et ce bassin n'est visible sur les profils disponibles. De plus, les carottes localisées sur la partie aval de l'éventail présentaient encore des niveaux sableux (Zaragosi et al., 2000); il n'est donc pas impossible que des apports turbiditiques puissent atteindre ce bassin. L'Eventail Celtique pourrait ainsi voir sa superficie augmentée d'environ 10.000 km².

Fonctionnement sédimentaire et source des apports

Les carottes disponibles ne constituent pas un échantillonnage complet de l'ensemble des environnements. Des prélèvements sont nécessaires sur les lobes à forte réflectivité acoustique, situés au sud des chenaux. Ces lobes ne semblent pas actifs actuellement. Des carottes sont nécessaires pour connaître leur nature lithologique ainsi que la période de leur mise en place.

Toutes les carottes actuellement disponibles sont situées en aval de la confluence des systèmes tributaires. Il a donc été impossible de différencier les apports des bassins versants de la Petite Sole et de la Grande Sole. Des carottages sur la ride de Shamrock, ainsi que sur la partie nord de la ride de Whittard, permettraient de distinguer ces sources.

Enfin, il serait d'un intérêt majeur, pour la compréhension du fonctionnement de la Manche et de la Mer d'Irlande au cours des cycles glacio-eustatiques, de poursuivre la reconstitution obtenue au cours de la déglaciation sur un cycle climatique complet. Des

carottages longs de type Calypso, sur les rides de Whittard et de Shamrock, permettraient d'obtenir ces informations.

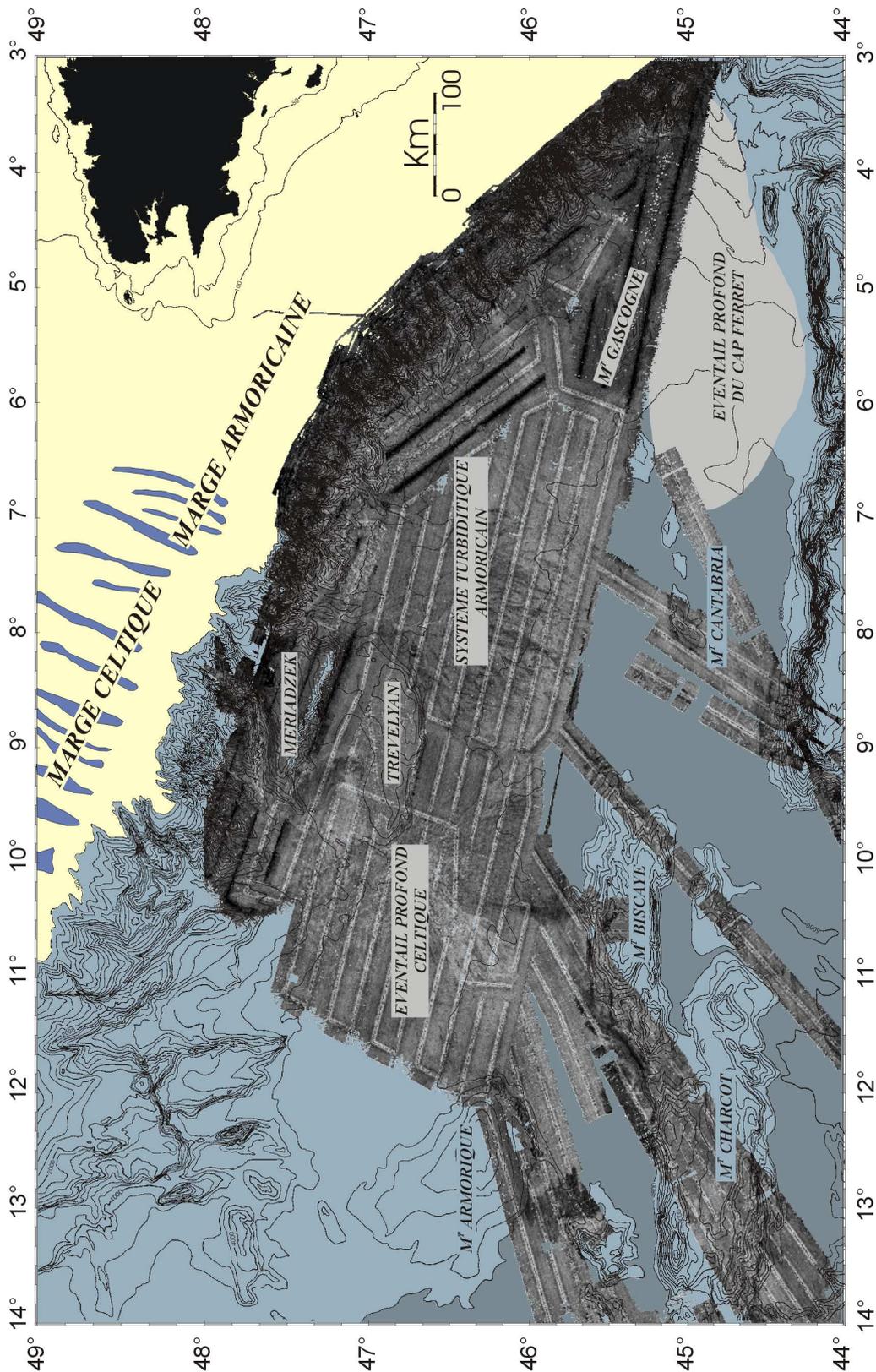


Figure 61: Compilation des données imagerie SMF disponibles dans le Golfe de Gascogne (modifié d'après Lucas, com. Pers.).

B. Note 1: "Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay"

S. Zaragosi, G.A. Auffret, J.C. Faugères, T. Garlan, C. Pujol, E. Cortijo

Note soumise à *Marine Geology* le 9 novembre 1999; acceptée le 10 mai 2000

Abstract	111
1. Introduction	111
1.1. Statement of problem.....	111
1.2. Regional setting	118
2. Material and methods	118
2.1. Acoustic mapping	118
2.2. Sedimentary cores.....	119
2.3. Stratigraphy	119
3. Results	121
3.1. Fan morphology.....	121
3.2. Sediment distribution.....	123
3.2.1. Sedimentary facies	123
3.2.2. Seismic 3.5 kHz echofacies.....	124
3.2.3. Sediment distribution on the upper fan	126
3.2.4. Sediment distribution on the middle and lower fan	127
4. Discussion	128
4.1. Fan model	128
4.2. Sedimentary processes evolution.....	129
4.3. Palaeoceanographic control on the development of the fan.....	131
5. Conclusion.....	132
References	133



Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay

S. Zaragosi^{a,*}, G.A. Auffret^b, J.-C. Faugères^a, T. Garlan^c, C. Pujol^a, E. Cortijo^d

^aDépartement de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux I, UMR 5805 EPOC, 33405 Talence Cedex, France

^bIFREMER, DRO/GM, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané Cedex, France

^cSHOM, Centre Hydrographie, BP 426, 29275 Brest Cedex, France

^dCentre des faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS/CEA, 91198 Gif sur Yvette, France

Received 9 November 1999; accepted 10 May 2000

Abstract

The Celtic Deep-Sea Fan located in the northwestern part of the Bay of Biscay is a middle sized fan with a surface area of more than 30,000 km². The whole system is a mature mud/sand-rich submarine fan on a passive margin.

Multi-beam echo sounder data, 3.5 kHz seismic and 12 Küllenberg cores were examined to define the fan morphology, the lithological characteristics, the sedimentary processes and the relationship between the evolution of the fan deposits and the environmental conditions on the Celtic continental shelf.

The upper fan is characterised by the presence of two distinct tributary systems: (1) the Whittard system with a large, persistent, slightly sinuous channel, which is linked to the southern end of the Irish Sea River system; and (2) the Shamrock system, with a moderate sized channel, which is linked to the western end of the English Channel River system. The middle and lower fan corresponds to divergent braided secondary channels and associate lobes. Successive lobe elements, without important relief, were generated during periodic avulsions of middle fan channels.

The lithological, palaeontological, and geochemical analyses on cores show the evolution of sedimentation since the last glaciation. During the last lowstand and rise of sea-level frequent low-density turbidity currents were predominant and deposited sediments throughout the whole fan system. They were initiated at the front of a deltaic environment on the Celtic outer-shelf. During the high sea-level conditions, occasional high-density turbidity currents and/or non-cohesive debris flows occur and were responsible for sand deposition in the middle-lower fan. They are derived from reworked sands due to the high-energy conditions on the outer shelf. Thus for the Celtic Fan, the variations of the hydrodynamic conditions on the outer Celtic Shelf seem to be the primary control on facies shift and fan growth. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Bay of Biscay; Deep-Sea fans; Physiography; Sedimentary processes; Turbidity currents; Quaternary

1. Introduction

1.1. Statement of problem

Research on modern deep-sea fans is one of the best

ways to improve our knowledge of the sedimentary processes, which are involved in the building of turbidite systems. Comparisons between recently mapped fans and those largely documented in the literature e.g. Indus Fan (Kolla and Coumes, 1987; Kenyon et al., 1995), Mississippi Fan (Bouma, 1985; Bouma et al., 1989; Weimer, 1990; Twichell et al., 1991; Schwab et al., 1996), Amazon Fan

* Corresponding author. Fax: +33-5-56-84-08-48.

E-mail address: s.zaragosi@ocean.u-bordeaux.fr (S. Zaragosi).

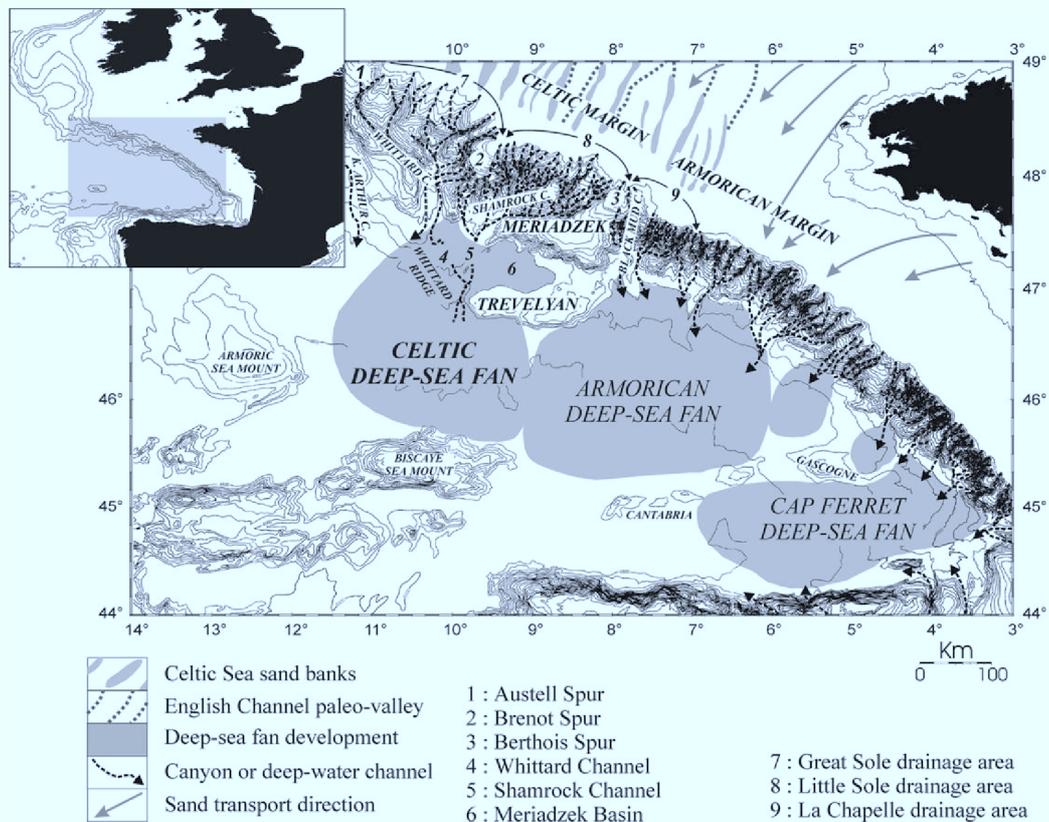


Fig. 1. Bathymetry and morphological setting of the Bay of Biscay. Bathymetry after Sibuet et al. (1994). Sand transport direction after Kenyon and Stride (1970).

(Damuth and Flood, 1985; Damuth et al., 1988; Flood and Piper, 1997), Zaire Fan (Droz et al., 1996) are of major interest for the improvement of submarine fan models. In addition studies of modern turbidite systems bring important information on sea-level changes, sediment flux to the deep oceans, ocean circulation, and regional and global climate variations (Flood and Piper, 1997). Moreover, fan environments are preferential depositional areas on the margins with particularly high sedimentation rates, and may offer a high resolution sedimentary record of these variations. The Celtic Fan (Fig. 1) recently mapped in the Bay of Biscay (Droz et al., 1999; Auffret et al., 2000), provides an opportunity to investigate a deep depositional system, disconnected from direct fluvial input, in relation to the palaeoenvironmental evolution of the Celtic margin.

After the previous works of Reid and Hamilton (1990), the first important studies of the Celtic Fan were initiated in 1996 by the SHOM and IFREMER Institutes. The complete survey of the area by IFREMER was completed in 1997 (Auffret et al., 2000) in the framework of the ENAM II European programme (MAST 3). One of the major objectives of this programme was to study the evolution of the sedimentary fluxes along the eastern European North Atlantic Margin.

This work complements the recent studies on the English Channel system and the Celtic Continental Shelf (Lericolais et al., 1995; Lericolais, 1997; Reynaud et al., 1999a–d), and on the outer shelf and continental slope (Bourillet and Loubrieu, 1995).

In the present study a large set of data available on the area (Multi beam echo sounder data, 3.5 kHz

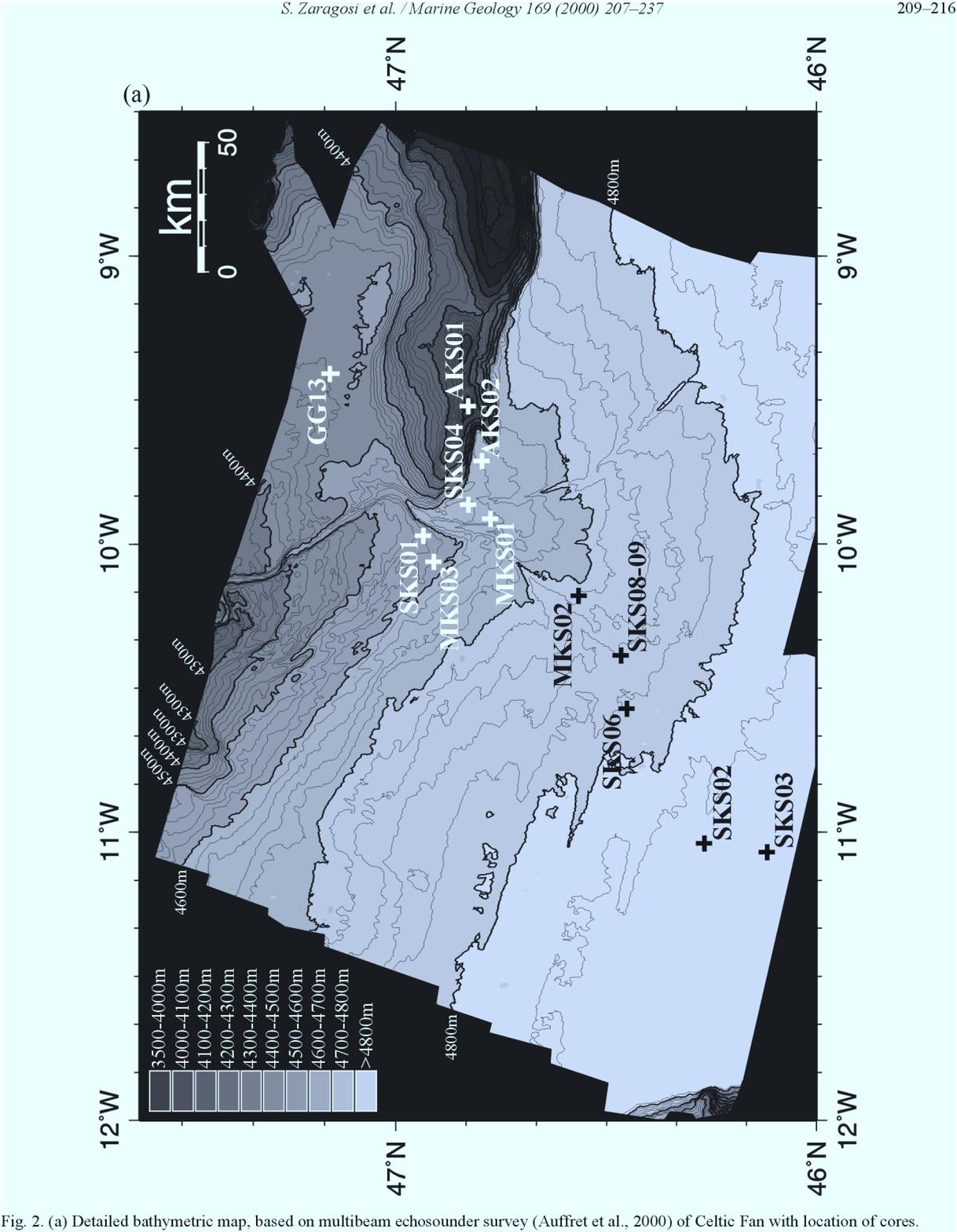


Fig. 2. (a) Detailed bathymetric map, based on multibeam echosounder survey (Auffret et al., 2000) of Celtic Fan with location of cores.

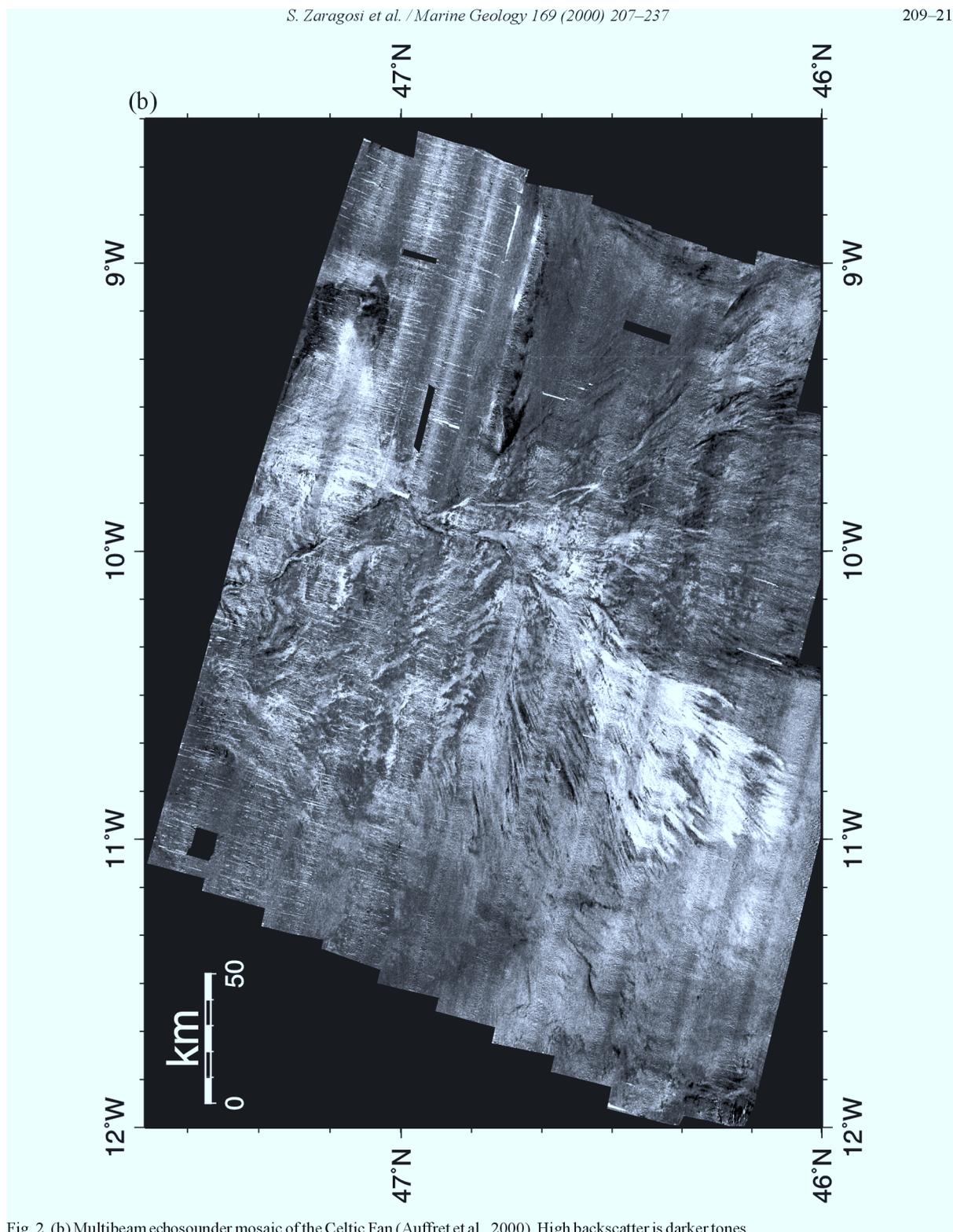


Fig. 2. (b) Multibeam echosounder mosaic of the Celtic Fan (Auffret et al., 2000). High backscatter is darker tones.

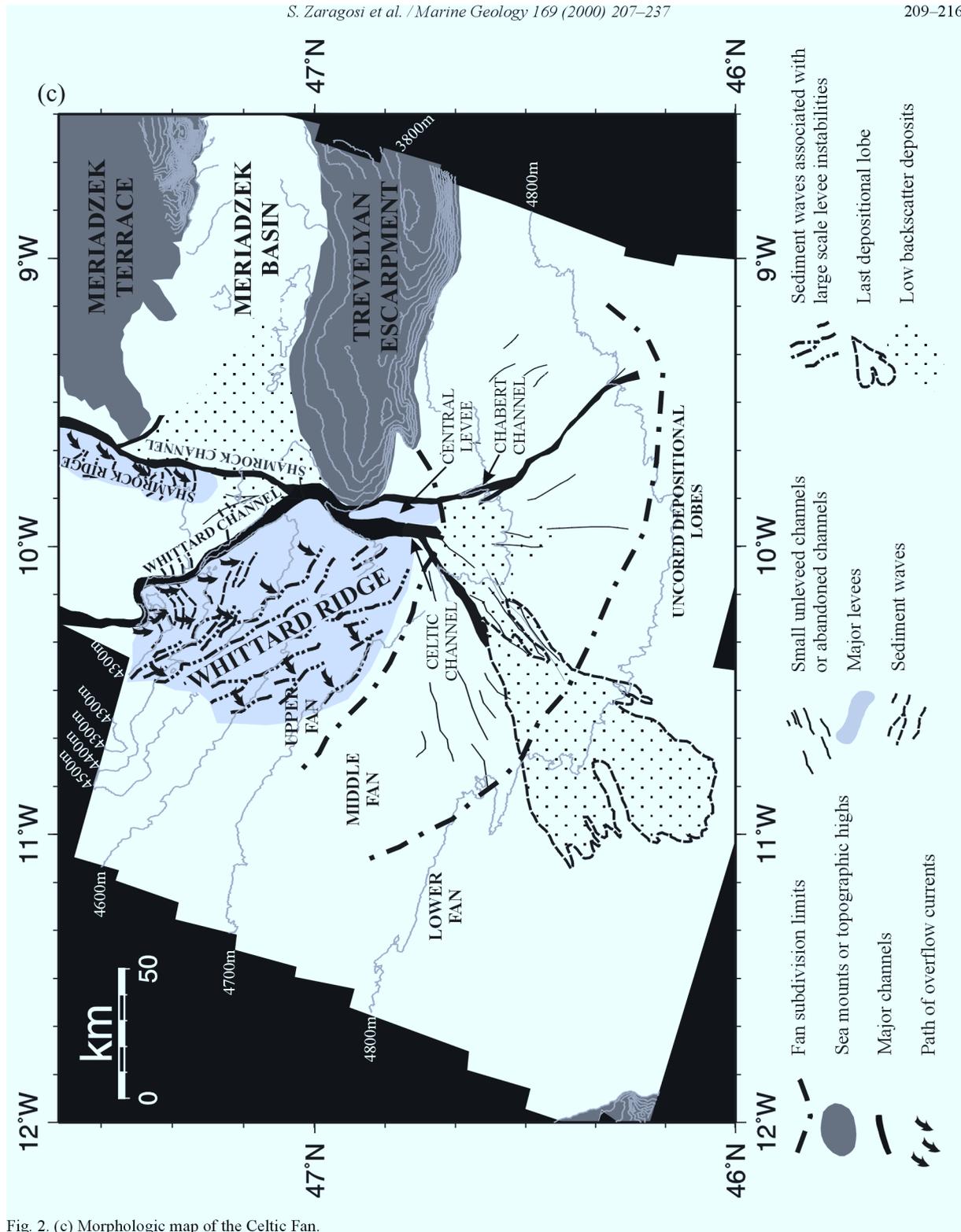


Fig. 2. (c) Morphologic map of the Celtic Fan.

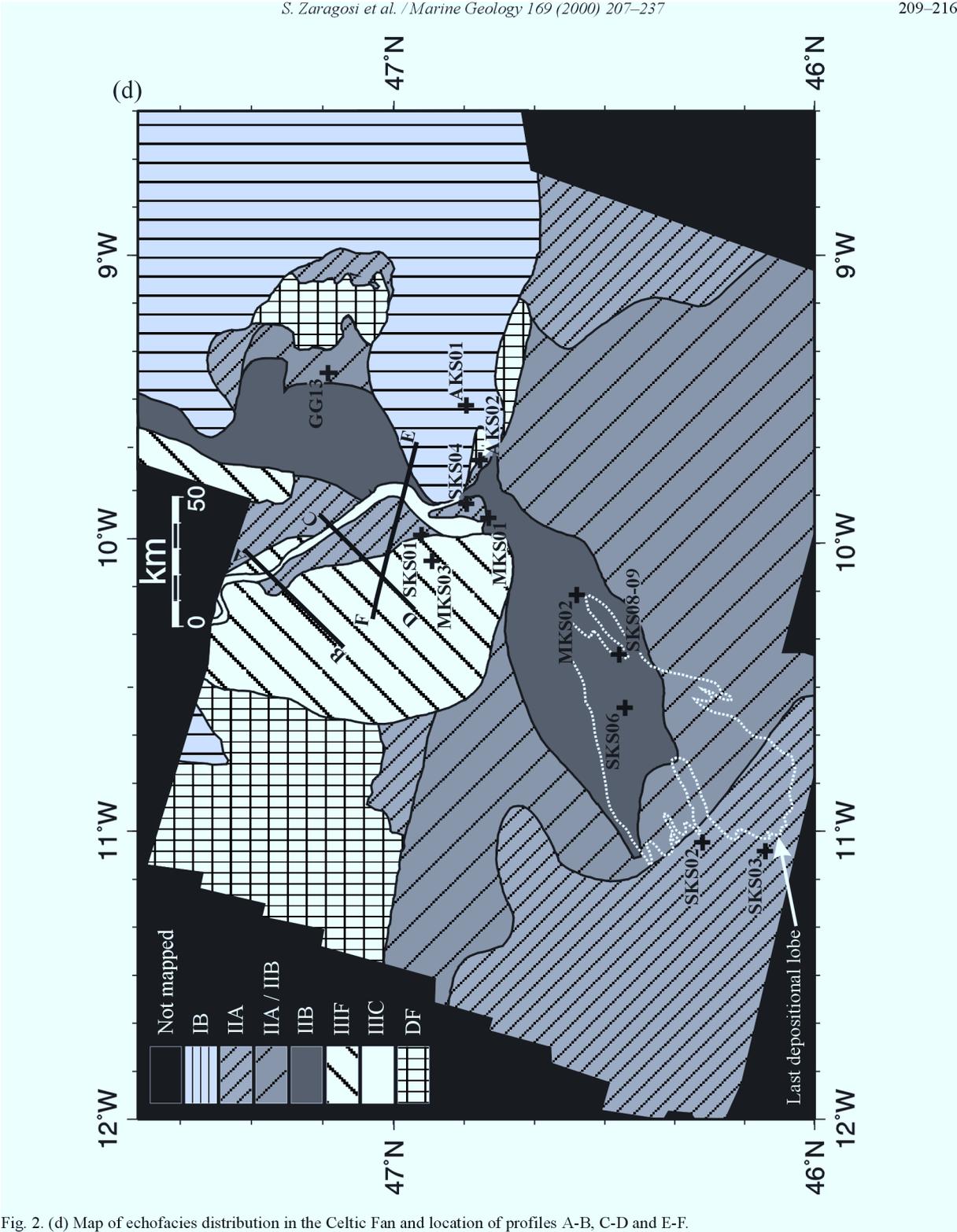


Fig. 2. (d) Map of echofacies distribution in the Celtic Fan and location of profiles A-B, C-D and E-F.

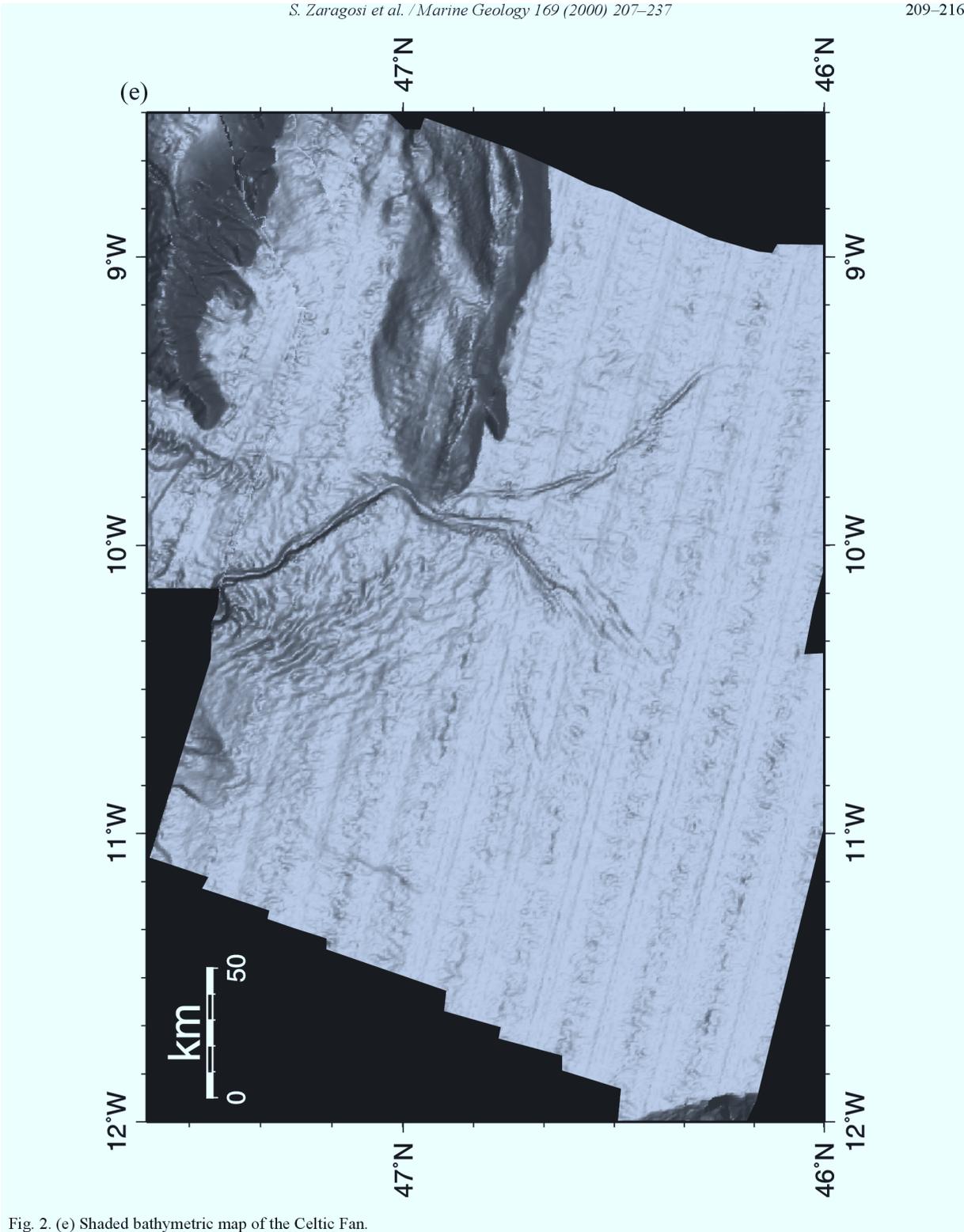


Fig. 2. (e) Shaded bathymetric map of the Celtic Fan.

seismic and Küllenberg cores) has been examined in order to address three main objectives:

1. overall fan morphology and subdivisions;
2. lithological characteristics and sedimentary processes of the different environments;
3. relationship between the evolution of the fan deposits, the sea-level change, and the climatic and environmental changes on the Celtic Continental Shelf.

1.2. Regional setting

The Bay of Biscay is a passive margin containing three main deep-sea fans (Fig. 1). The Cap Ferret Fan to the South (Cremer et al., 1985), the Armorican Fan in the central part of the bay (Le Suavé, 2000), and the Celtic Fan in the northwestern part. The Celtic Fan extending southward, is bounded to the east by the Trevelyan Escarpment and the Armorican Fan, to the south by the Biscay Sea Mount, and to the west by the Biscay Abyssal Plain. It lies at the foot of the Celtic Continental Margin between 4200 and 4900 m water depth. The fan is approximately 200 km long and 250 km wide and spreads over more than 30,000 km². Its activity began in the Miocene and its present morphology was developed during a relatively stable tectonic context (Droz et al., 1999). The fan is connected with the Celtic margin slope by two major deep-water channels: (1) the Whittard Channel which is supplied by the Great Sole drainage area linked to the southern end of the Irish Sea system (Fig. 1); (2) the Shamrock Channel which is supplied by the Little Sole drainage area linked to the western end of the English Channel system (Kenyon et al., 1978; Sibuet et al., 1994; Bourillet and Loubrieu, 1995).

The Berthois Spur, prolonged by the Meriadzek Terrace and the Trevelyan Escarpment, is a morphological boundary between the Celtic Margin and the Armorican Margin (Fig. 1). This feature splits the shelf supply between the Celtic Fan and the Armorican Fan.

At present, high-energy hydrodynamical conditions on the Celtic Shelf (storm and spring tidal currents) are able to transport sediment from the near shore areas to the margin slope (Kenyon and Stride, 1970; Johnson et al., 1982; Reynaud et al., 1999d).

Moreover the Celtic Sea sand banks located on the outer shelf constitute a large volume of sandy material, which is subject to reworking. These elongated, parallel banks oriented at right angles to the shelf break are up to 35 m high, 5–7 km wide and 40–180 km long. The processes, which have controlled their deposition, are still uncertain: erosional remnants of lowstand nearshore deposits (Berné et al., 1998; Marsset et al., 1999) or totally reworked transgressive shelf deposits (Reynaud et al., 1999b). Whatever the case, these banks are located at the front of a former lowstand estuarine or deltaic system. Indeed, at the end of the Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and throughout the MIS 2, the English Channel was a large alluvial plain flooded by a large river, the so-called Channel River. This river was formed by the confluence of most of the northwest European rivers (Rhine, Meuse, Thames, Solent, Somme, Seine,...) (Gibbard, 1988; Lericolais, 1997). During this period, a broad delta was developed at the outflow of this river (Berné et al., 1998). The last sea-level lowstand never allowed the connection between the river and the canyon heads as shown by the present 120 m isobath on the Celtic Margin, which is about 150 km from the shelf break. Despite the impossibility of direct connection, the NE–SW direction of the Celtic Sea sand banks and the English Channel Palaeo-Valley (Fig. 1) associated with tidal currents presumed about twice as strong as those at present during low sea-level conditions (Belderson et al., 1986) suggest a major NE–SW trend for the supply transport to the deep ocean since the last lowstand of sea-level.

2. Material and methods

2.1. Acoustic mapping

The bathymetry and acoustic imagery are provided from the multibeam echosounder (SIMRAD EM12) survey of the fan conducted on the R/V *Atalante* (IFREMER) during the cruises SEDIFAN 1 and 2 (Auffret et al., 2000) and on the R/V *Esperance* (SHOM) during several cruises. On the multibeam echosounder images (Fig. 2b), lighter areas indicate low acoustic backscatter and darker areas indicate high backscatter.

Table 1
Location of cores

Core number	Latitude	Longitude	Depth (m)	Cruise	Year	Institute
MD952002	47° 27.12' N	08° 32.03' W	2174	MD IMAGE 1	1995	IFREMER
MKS01	46° 46.53' N	09° 54.53' W	4580	MODENAM	1996	IFREMER
MKS02	46° 33.79' N	10° 10.63' W	4670	MODENAM	1996	IFREMER
MKS03	46° 54.63' N	10° 03.60' W	4540	MODENAM	1996	IFREMER
AKS01	46° 49.73' N	09° 30.98' W	4030	ACORES	1996	SHOM
AKS02	46° 47.62' N	09° 42.33' W	4595	ACORES	1996	SHOM
SKS01	46° 56.10' N	09° 57.99' W	4540	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS02	46° 15.95' N	11° 02.11' W	4818	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS03	46° 07.05' N	11° 04.00' W	4824	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS04	46° 49.60' N	09° 51.60' W	4601	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS06	46° 26.94' N	10° 33.99' W	4783	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS08	46° 27.75' N	10° 22.85' W	4760	SEDIFAN	1997	IFREMER
SKS09	46° 27.78' N	10° 22.94' W	4756	SEDIFAN	1997	IFREMER
GG 72113	47° 08.90' N	09° 24.40' W	4396	GEOGAS	1972	IGBA

6000 km of hull-mounted 3.5 kHz seismic lines were collected during the IFREMER cruises (MODENAM and SEDIFAN 1) and SHOM cruises. In addition 900 km of 3.5 kHz seismic lines were collected during the cruise SEDIFAN 2 with the SAR high-resolution deep-towed sidescan system.

2.2. Sedimentary cores

Twelve Küllenberg cores were collected during the cruises ACORES (SHOM, 1996), MODENAM (IFREMER, 1996), and SEDIFAN (IFREMER, 1997) (Table 1, Fig. 2a). After physical properties measurements (magnetic susceptibility and gamma density), thin slabs (15 mm thick) were sampled and analysed in the SCOPIX X-ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Subsamples were taken in order to measure: (1) carbonate content using gasometric calcimetry; and (2) the grain size using a Coulter LS 130 and a Malvern MASTERSIZER S.

2.3. Stratigraphy

Usual piston cores about 10 m long penetrate only the superficial part of thick sedimentary deposits typical of submarine fans and thus sample only the most recent time intervals. For this reason, our study of the fan deposit evolution is limited to the last 24,000 BP.

The stratigraphic framework is based on planktonic

foraminifer investigations, $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analyses and AMS ^{14}C dating. The IMAGES core MD952002 located on the Meriadzek Terrace was used as a referential record for the Bay of Biscay (Table 1, Fig. 3) and was compared to previous results in the area (Pujol, 1980; Duplessy et al., 1981; Loncaric et al., 1998). The Marine Isotope Stages and estimated ages are derived from $\delta^{18}\text{O}$ isotopic chronology (Martinson et al., 1987) and from ^{14}C dating.

The limit between the Marine Isotopic Stage 2 (MIS 2) and the MIS 1 is located at 12,050 BP (Martinson et al., 1987). This limit is characterised by the shift from arctic/subarctic microfauna to transitional/subtropical winter microfauna (Fig. 3, Table 2).

The limit between the MIS 3 and MIS 2 is estimated at 24,000 BP. In the Bay of Biscay, this limit is characterised by a change from transitional to subarctic microfauna.

During the MIS 1 (postglacial phase), a sporadic development of a left-coiling population of *Globorotalia truncatulinoides* occurs. The peak of abundance is dated at 9078 BP in the core MD952002 (Fig. 3). This event is recognised throughout the entire North Atlantic and begins at 9800 BP and finishes at 7000 BP (Pujol, 1980; Auffret et al., 1996). It is associated with a change in the coiling ratio of the *Globorotalia hirsuta* population (Fig. 3). At the base of the postglacial phase (Bølling-Allerød event), the *G. hirsuta*

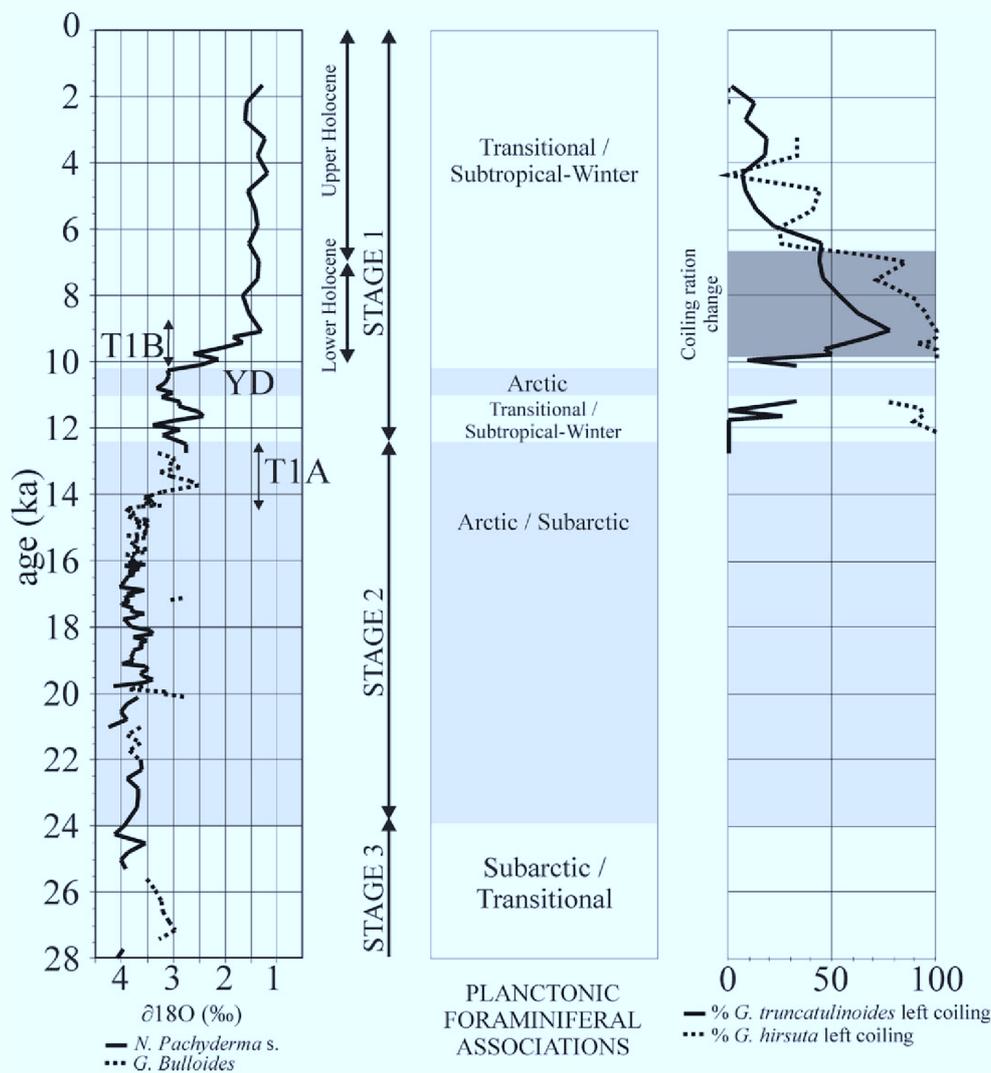


Fig. 3. Reference stratigraphic framework using the core MD952002 located on Meriadzek Terrace.

population is mostly sinistral. They will become dextral, as they are today, synchronous to the decrease of the left-coiling population of *G. truncatulinoides*.

These changes in coiling ratio allow separation of the MIS 1 period into: (1) the upper Holocene (0–7000 BP); (2) the lower Holocene (7–10,000 BP); and (3) the Bølling-Allerød event (10–12,000 BP).

AMS ^{14}C dating was performed on planktonic foraminifers by the Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory (Cores SKS02 and SKS04) and

by the Laboratory of AMS dating at Gif-sur-Yvette (Core MKS03 and MD952002) (Table 3). All ^{14}C dates are corrected for the reservoir effect of –400 years. Calibrations to calendar ages are proposed in Table 3 using the Stuiver calibration (Stuiver et al., 1998).

$\delta^{18}\text{O}$ isotopic analyses on planktonic foraminifers have been made at the Laboratory of Environmental and Climate Sciences (LSCE) at Gif-sur-Yvette (Core MKS03 and MD952002).

Table 2
Planktonic foraminiferal association

Arctic	Subarctic	Transitional/subtropical
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> Left coiling	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> Right coiling <i>Globigerina bulloides</i> <i>Globigerina quinqueloba</i>	<i>Orbulina universa</i> <i>Globorotalia truncatulinoides</i> <i>Globorotalia hirsuta</i> <i>Globorotalia inflata</i> <i>Turborotalia humilis</i> <i>Globigerinita glutinata</i> <i>Globorotalia scitula</i>

3. Results

3.1. Fan morphology

According to morphological and acoustical characteristics, the Celtic Fan is divided into three main physiographic areas: the upper, middle and lower fan (Fig. 2c).

The upper fan extends from the 4200 m isobath to 4650 m depth, beyond which lobes begin to develop. It is characterised by two main tributary channels: (1) the Whittard Channel, to the west, which is a prominent sinuous tributary channel, directly connected to the Whittard Canyon; and (2) the Shamrock Channel to the east, with a smoother surface expression, which is the prolongation of the Shamrock Canyon.

The Whittard Channel (Figs. 2 and 4) is 2.5–3 km wide, approximately 100 km long, and has 70–150 m of relief from the channel floor to the right levee crest. The bordering levees are strongly asymmetrical. The right levee is 60 km wide, while the left one is less

than 10 km wide. The right levee is named the Whittard Ridge. This ridge spreads over an area of about 3500 km² and is covered by a field of sediment waves. (Figs. 2 and 4). Sediment waves are particularly conspicuous along the sinuous section of the channel. Their wavelengths range from 500 to 2000 m and their amplitudes from 5 to 50 m. On the levee back-slope sediment waves are associated with rotational faults and slumps due to levee instabilities (Figs. 2c and 4).

Presently, the Shamrock Channel, (2200 m wide and 10–50 m deep) associated with the Shamrock Ridge is partly filled (Fig. 2c and e). This channel transports sediment downstream from the Little Sole Drainage Area to: (1) the Meriadzek Basin, a small marginal basin of 2500 km² located between the Meriadzek Terrace and the Trevelyan Escarpment; and/or (2) to the middle and lower Celtic Fan. The Shamrock Ridge is the single levee of the Shamrock Channel. This ridge is of small size (500 km²) and is also covered by a field of sediment waves perpendicular to the channel axis.

To the South, the Whittard Channel and the Shamrock Channel merge into a unique main channel in the narrow passage induced by the Trevelyan Escarpment and the Whittard Ridge (Fig. 2c). This passage constitutes an area where all the supplies, coming from the Great Sole and Little Sole drainage areas, mix together before their transfer into the distributary channels and the middle and lower fan. At present, the deep distributary channel system radiates outward from this sediment distribution point, with two main active distributary channels: (1) the Celtic Channel to the west associated with the southernmost part of the Whittard Ridge; (2) the Chabert Channel to the east. A low relief levee called the “Central Levee”

Table 3
AMS ¹⁴C ages with calendar age correspondences (Stuiver et al., 1998)

Core number	Sample (cm)	Conventional age (reservoir correction) (BP)	Calendar age (Cal BP)
SKS04	28–31	1218 ± 40	1177
SKS02	56–58	1879 ± 40	1880
SKS02	91–93	11,120 ± 50	13,007
MKS03	0–1	1268 ± 60	1237
MKS03	29–30	7028 ± 80	7902
MKS03	306–307	12,758 ± 110	15,302
MKS03	360–361	12,648 ± 100	15,168
MKS03	492–493	12,718 ± 120	15,257

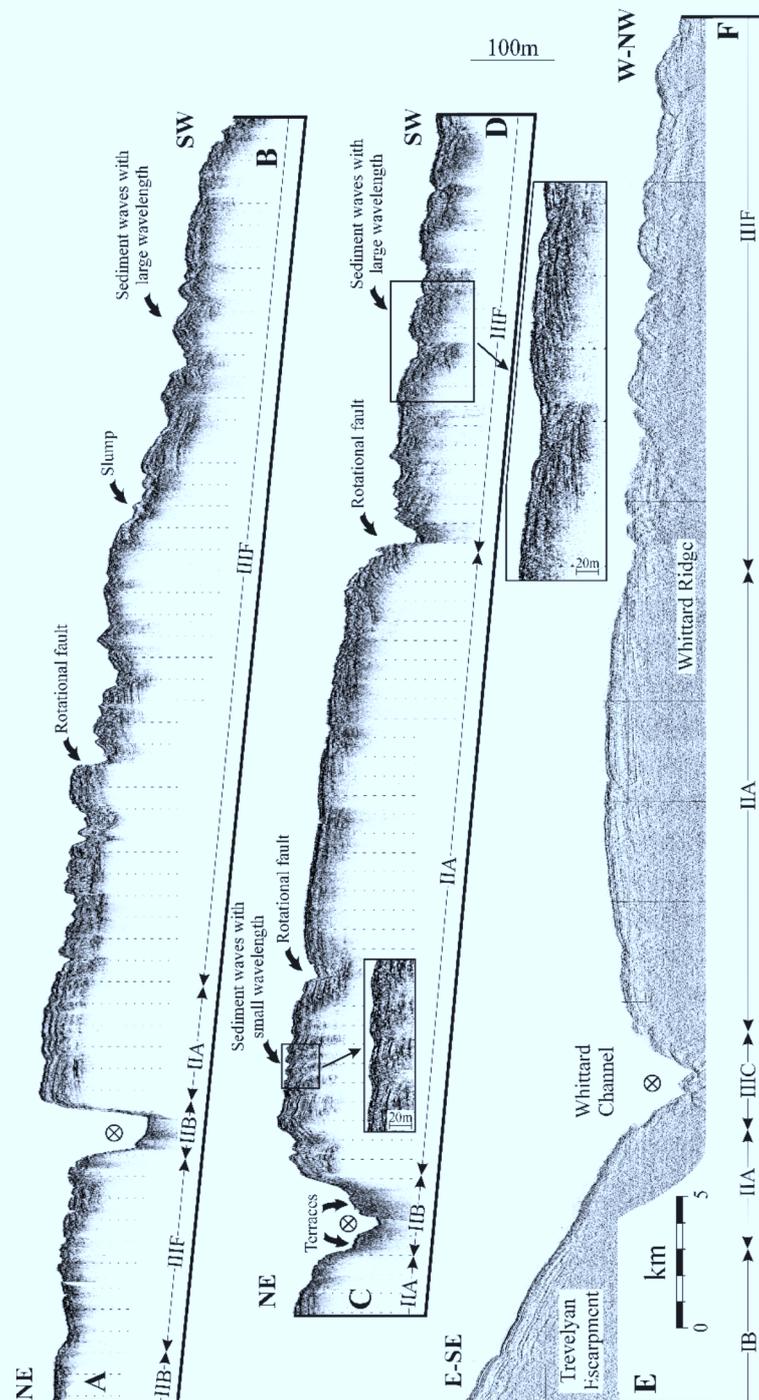


Fig. 4. Selected 3.5 kHz profiles across the Whittard Channel and the Whittard Ridge. For location see Fig. 3d. Profiles A-B and C-D were recorded with SAR high-resolution deep-towed sidescan system and profile E-F with hull-mounted sounder. The better resolution of the deep-towed SAR profiles lead to some improvements on the irregular and steep sea-floors, such as the channel sections, and results in the disappearance of the hyperbolic artefacts.

is located between these channels (Fig. 2c). Each of these channels feeds a complex network of secondary braided channels.

The upper-middle fan boundary corresponds to the disappearance of the channel-levee systems and the appearance of lobe deposits. The middle-lower fan boundary is approximately marked by the downslope disappearance of the secondary channels at the scale of the multi-beam bathymetric maps. The middle and lower fan include the area of secondary channels and their related lobes. It is smooth and very gently sloping with an average gradient of 0.05° . Numerous small unleveed secondary channels cross this part of the fan. A specific morphological unit with a very low backscatter corresponds to a depositional lobe (Fig. 2). This low-backscattering lobe is built downstream of the Celtic Channel by imbricated braided secondary channels and finger-like sublobes. It is superimposed on higher-backscatter structures (older lobes) and its lateral boundaries cut across the bedforms covering these older lobes. The low-backscattering lobe is the latest depositional lobe. It has an approximate length of 90 km and a width of 45 km and has a surface area of about 3200 km².

3.2. Sediment distribution

3.2.1. Sedimentary facies

Seven sedimentary facies types have been recognised in twelve cores from the Celtic Fan. These facies types have been defined using: (1) photography and X-ray imagery; (2) grain size analyses and CaCO₃ content; and (3) comparison with previous sedimentary facies classifications (Pickering et al., 1986; Normark and Damuth, 1997).

Most of the cores display few coring artefacts and no disruption due to gas expansion.

3.2.1.1. Facies 1: homogenous, structureless marly ooze: pelagic to hemipelagic marly ooze. Facies 1, with relatively high concentration of foraminifera, is composed of structureless light grey to light brownish grey marly ooze. The mean grain size is less than 10 μm and the CaCO₃ content ranges between 30 and 60 %.

This facies forming the modern seafloor has been interpreted as pelagic to hemipelagic drape deposits.

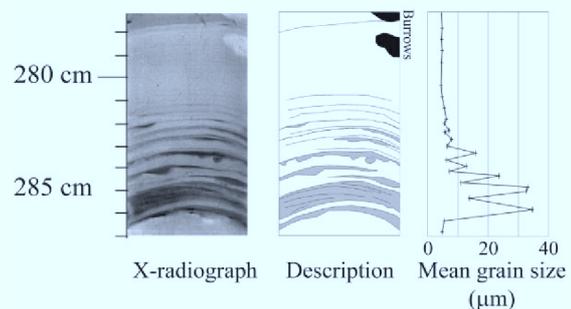


Fig. 5. Example of Facies 3 (section of core SKS01) consisting of alternating silt and mud laminae, with an upward decrease in the thickness of individual silt laminae. This facies is interpreted as fine-grained turbidites.

It is observed in the majority of the Celtic Fan cores within the MIS 1 interval.

3.2.1.2. Facies 2: homogenous, structureless clay: hemipelagic clays. Facies 2 consists of thin (few centimetres) to thick (several metres) intervals of structureless olive grey clay. The mean grain size is less than 10 μm and the CaCO₃ content less than 20 %.

This facies is present during the MIS 2 and has been interpreted as hemipelagic drape deposits.

Facies 2 contains in places black coloured bands. This banding is present in several deep environment facies (Cremer, 1982; Nelson et al., 1992; Normark and Damuth, 1997) and is usually due to the presence of black hydrotroilite. Selective hydrotroilite staining causes laminations. This facies suggests organic rich supplies and/or enhanced preservation. This preservation is due to high sedimentation rates and/or anoxic bottom water conditions (Stow et al., 1996).

3.2.1.3. Facies 3: laminated silt and clay: fine-grained turbidites. Facies 3 consists of thinning up silt laminae (Fig. 5). It forms sequences with sharp contacts at both base and top, and shows important variations in thickness (1 to 20 cm). The number of silt laminae varies from 1 to 15, sometimes the basal laminae shows cross-stratifications. The mean grain size varies from 50 μm (silt laminae) to 5 μm (clay intervals). The CaCO₃ content is less than 30 %. These sequences are observed during both the MIS 1 and 2. During the MIS 2 this facies could contain black hydrotroilite colour bands.

This fine-grained turbidite facies (Td and Te divisions of the Bouma turbidite sequence; Bouma, 1962) is interpreted as being deposited by low-density turbidity currents.

3.2.1.4. Facies 4: thin bedded very fine sands: fine-grained turbidites. Facies 4 varies from very fine sand to coarse silt and forms layers with a thickness lower than 5 cm. It commonly exhibits apparent flow-in caused by the coring. The layers without disruption show contact at bottom, cross-stratifications and grade upward from very fine sands to silts. They are observed during both the MIS 1 and 2, systematically associated to the Facies 3. They were interpreted as fine-grained turbidites (Tc division of Bouma).

3.2.1.5. Facies 5: thick, disorganised sandy layers: turbidite and/or non-cohesive debris flow deposits (grain flow). Facies 5 consists of fine sand beds with a thickness up to 50 cm. These layers appear to be massive or structureless with large, irregularly shaped mud clasts.

These sandy layers, mainly composed of detritus (quartz), are only observed during the MIS 1. They are interpreted as being deposited by high-density turbidity currents (Ta division of Bouma) and/or non-cohesive debris flows.

3.2.1.6. Facies 6: thick, organised sands: turbidite. Facies 6 consists of medium to very fine sand, with a layer thickness up to 10 cm. They display a variety of bedding structures: (1) normally graded; (2) inversely graded; and (3) ungraded but with a normally graded terrigenous part after carbonate removal.

The composition varies from terrigenous (quartz) to biogenic (forams). These graded sandy layers are only observed during the MIS 1. They are interpreted as being deposited by high-density turbidity currents (Ta division of Bouma).

3.2.1.7. Facies 7: disorganised sandy clays: slump or debris flow. Facies 7 consists of thick intervals (>1 m) of deformed or chaotic clay with mud clasts, or discordant, contorted, folded beds (Fig. 6). It can contain deformed silty to sandy layers. Several of these facies contain black hydrotroilite colour bands, which emphasize the disruption. This facies is interpreted as resulting from mass transport process (slump or debris flow).

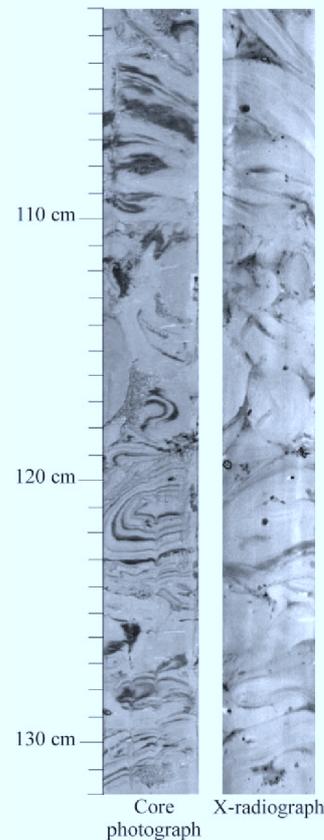


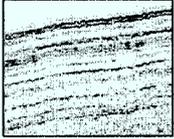
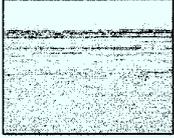
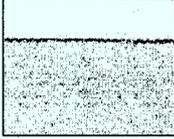
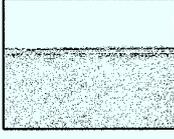
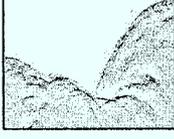
Fig. 6. Example of Facies 7 (section of core SKS08) consisting of deformed or chaotic clay with silty to sandy layers. This example contains black hydrotroilite colour bands, which emphasize the disruption on the core photograph. This facies is interpreted as resulting from mass transport process (slump or debris flow).

3.2.2. Seismic 3.5 kHz echofacies

In this study the 3.5 kHz echofacies have been classified according to Damuth's methodology (Damuth, 1975; Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980). The echo-character mapping and the interpretation are carried out using, in addition, the multibeam echosounder data (bathymetry and imagery) and the core lithologies.

Seven types of echofacies have been recognised on the hull-mounted profiles from the study area (Table 4). The map of echofacies distribution (Fig. 2d) is a compilation of the 3.5 kHz data available on the fan.

Table 4
3.5 kHz echofacies classification using the Damuth echo types (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980)

Echo type	Interpretation	Details
<i>IB</i> Sharp continuous with numerous parallel sub-bottoms	Hemipelagic sedimentation	
<i>IIA</i> Semi-prolonged with intermittent parallel sub-bottoms	<ol style="list-style-type: none"> 1. Occurrence of coarse sediment 2. Hemipelagic sedimentation with interbeds of coarse sediment 3. Sequences of alternating silt and clay laminae 	
<i>IIB</i> Very-prolonged with no sub-bottoms	Occurrence of thick, coarse, bedded sediment	
<i>IIA/IIB</i> Intermediate between <i>IIA</i> and <i>IIB</i>	Intermediate between <i>IIA</i> and <i>IIB</i>	
<i>IIIC</i> Regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevations	Irregular and/or steep sea-floor (channel)	
<i>IIIF</i> Irregular single hyperbolae with non-conformable sub-bottoms	Sediment waves and/or levee instabilities	
<i>DF</i> Acoustically transparent unit with prolonged echoes or regular overlapping hyperbolae tangent to the sea floor	Mass-transport deposits as slumps or debris flows	

3.2.3. Sediment distribution on the upper fan

The 3.5 kHz echofacies of the Shamrock Ridge essentially consists of echo-type *IIIF*. This echo is associated with the presence of sediment waves (Fig. 2c–e). Despite the lack of sampling, the occurrence of overbank deposits on the ridge can be related by the following attributes: (1) the localisation of the ridge along the Shamrock Channel; (2) the presence of sediment waves; and (3) the orientation of the sediment wave crest which is perpendicular to the assumed path of overflow currents (Fig. 2c and d).

The presence of the *IIB* echo (very-prolonged without sub-bottom reflectors) on the floor of the Shamrock Channel indicates the presence of coarse sediments. The gentle relief of this channel and the absence of hyperbolic echoes indicate that this channel is partly filled by the last gravity events.

On the Meriadzek Basin, the 3.5 kHz echofacies presents an evolution from the Shamrock Channel to the eastern deeper part of the basin. This organisation from the *IIB* echofacies to the west to *IIA–IIB* and *IIA* eastward suggest a decrease in the grain size and thickness of coarse grained deposits. The Geogas 72113 core (GG13) located in the middle of the basin in the *IIA/IIB* echofacies area (Fig. 2a) is composed of homogeneous fine sand (Berthois et al., 1973) and confirms the occurrence of sandy deposits. The *IIB* echofacies area is composed of a southward elongated tongue along the Shamrock Channel in addition to the lobe-shaped area in the Meriadzek Basin. All this data suggests that part of the sand coming from the Shamrock Channel, which is fed by the Little Sole drainage area, is deposited on the Meriadzek Basin and the other part is transported further down the Channel and merges southward with the Whittard Channel sediments.

The presence of *DF* echofacies in the eastern part of the Meriadzek Basin could be related to local slumps or debris flows coming from the slopes of the Meriadzek Terrace or the Trevelyan Escarpment.

On the Whittard Ridge, two echo type areas are present (Fig. 2d). The *IIA* echo type area located along the straight path of the Whittard Channel corresponds to semi-prolonged echoes with intermittent sub-bottoms. The *IIIF* echo-type area located northward of the Whittard Ridge, on its outward surface, is constituted of semi-prolonged echoes with irregular hyperbolae. This echofacies is asso-

ciated with the presence of both sediment waves and levee instabilities (rotational faults and slumps) (Figs. 2d and 4).

Two cores have been collected on the Whittard Ridge and are localised in the south of the Ridge (SKS01 in *IIA* echofacies area and MKS03 in *IIIF* echofacies area, Figs. 2a and 7). The cores mainly consist of two sedimentary facies: (1) laminated silt and clay (Facies 3) is the most common facies (90% of the cores) associated with; and (2) a few beds of coarser sediment (Facies 4). The *IIA* and *IIIF* echofacies associated with turbidite deposits (Facies 3 and 4) reflect the building of the Whittard Ridge by turbidite overflow processes. However, the occurrence of sediment waves and deposits disturbed by rotational faults, slumps and erosive features result in the *IIIF* hyperbolic echotype. The disturbances are due to: (1) gravity destabilisation induced by the levee growth and sedimentary stacking; and (2) gravity currents coming from the King Arthur Canyon to the North. These currents are responsible for erosion on the levee sea-floor and discontinuities on the 3.5 kHz records. The *DF* echofacies in the northwestern part of the studied area is related to another system supplied by the King Arthur Canyon (Figs. 1 and 2d).

In the narrow passage induced by the Trevelyan Escarpment and the Whittard Ridge, the two distributary channel floors (Celtic and Chabert channels, Fig. 2c) present a downslope evolution from the hyperbolic *IIIF* to the low penetration *IIB* echofacies. This evolution reflects the modification of the channel morphology with a valley relief decreasing just before the upper-middle fan limit. No core was directly collected from the axis of these channels. The two available cores, SKS04 and MKS01 (Fig. 2a), are located on the edges of the Central Levee, between the Celtic and Chabert channels. The SKS04 core near the Chabert Channel consists of graded sandy layer (Facies 6) overlying homogenous marly oozes (Facies 1) and thin sand layers. The MKS01 core located in the south of the Central Levee near the Celtic Channel consists of a very thick (150 cm) disorganised sandy layer (Facies 5) overlying silt and clay laminae sequences (Facies 3). Despite the absence of cores from the bottom of the channels, the sandy nature of channel-fill deposits can be expected from: (1) the presence of sandy layers on the edge of the channels (SKS04 and MKS01, Fig.

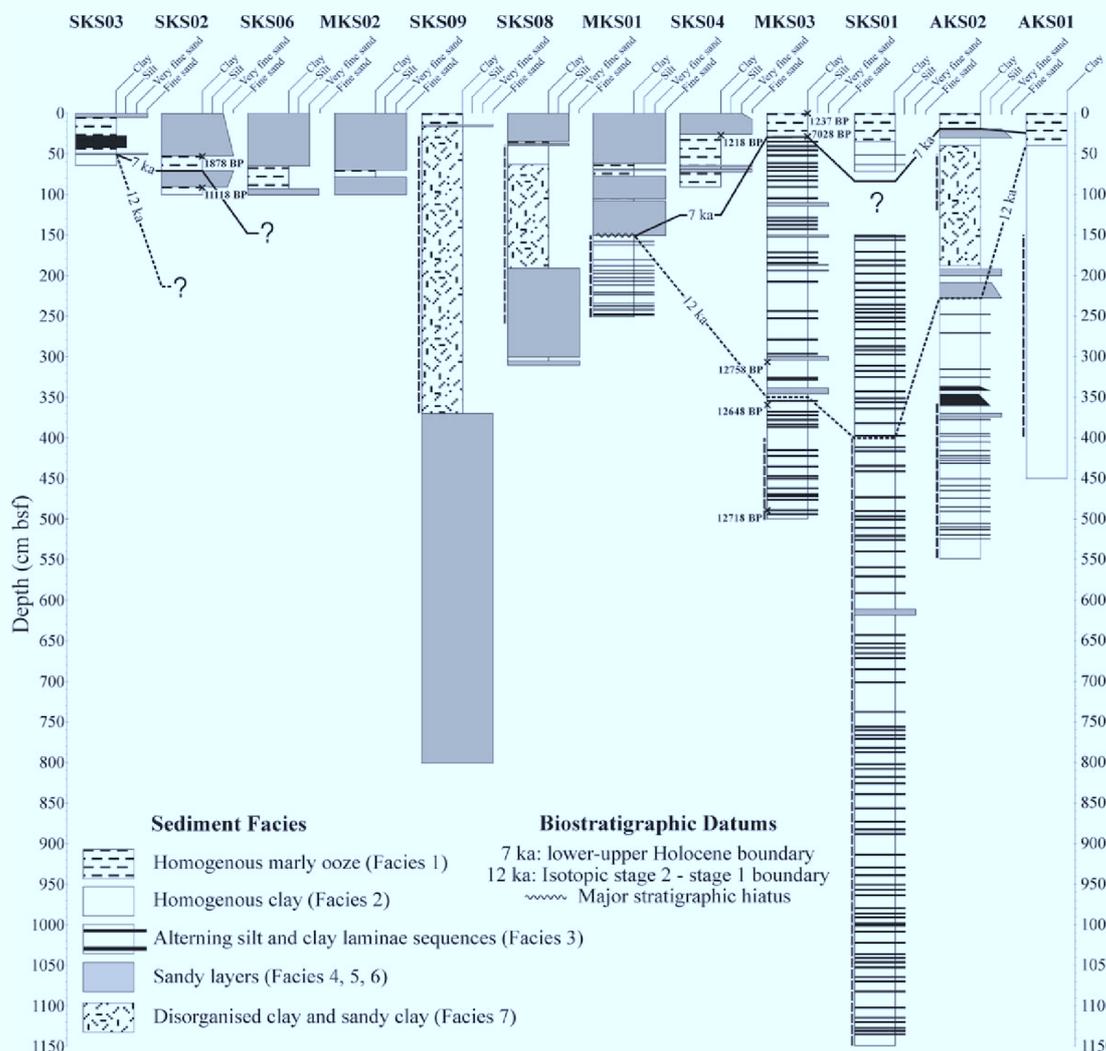


Fig. 7. Sedimentological core logs from the Celtic Fan, showing grain-size variation, lithology and bed thickness. Dashed lines on the left side of logs show the presence of black hydrotroilite staining (location of cores are presented in Fig. 2a and d).

7); (2) the low backscatter at the bottom of the channels (Fig. 2b); and (3) the nature of the 3.5 kHz echofacies (*IIF* and *IIB*; Table 4, Fig. 2d).

The *DF* echofacies (Table 4, Fig. 2d) located at the foot of the southern part of the Trevelyan Escarpment indicates the probable presence of large slumped layers. This is confirmed by evidence of sediment failures observed in the core AKS02 collected at this location (Fig. 2a). This core has disorganised clays (Facies 7) interbedded, in the

interval between 40 and 150 cm, with deposits showing the same facies organisation as the Whittard Ridge cores. This mass transport deposit indicates the occurrence of episodic sediment failures on the Trevelyan Escarpment slope.

3.2.4. Sediment distribution on the middle and lower fan

The 3.5 kHz echofacies distribution shows (Fig. 2d): (a) a downslope evolution (from *IIB* to

IIA/IIB and then to *IA*) which suggests a thinning of the sandy layer and is linked to the trend of the supply transports; and (b) a lateral evolution, perpendicular to the supply trend, which is marked by a symmetrical organisation of the echofacies with respect to *IIB* echofacies area. This *IIB* area, located slightly northward of the low-backscatter lobe (Fig. 2d), constitutes the most recent preferential sand deposit area. The low-backscatter lobe shifted to the south represents only the latest gravity events.

Six cores collected from this part of the fan are located on the low-backscatter lobe (Fig. 2). The cores MKS02, SKS06, SKS02 and SKS03 have been collected on a NE–SW transect from the mouth of the Whittard Channel to the distal end of this depositional lobe. These cores are composed of sandy layers (Facies 5 and 6) interbedded in the hemipelagic deposits (Facies 1). It is impossible to correlate the different sandy layers using the existing data. The elongated shape of the low-backscatter lobe, and the graded nature of the sedimentary units (Facies 6) indicate that highly efficient turbidity flows have transported coarse-grained sediments from the channel mouth across the lower fan.

The cores SKS08 and SKS09, located on a gentle levee inside the lobe, display disorganised clay and sandy clay (Facies 7, Fig. 6). From the existing data, it is impossible to discern if these deposits are the result of local sediment failures or of large-scale mass-transports from the upper part of the fan.

4. Discussion

4.1. Fan model

The sedimentary processes involved in the construction of fan units (channels, levees and lobes), are now largely documented in the literature (for an overview see Stow et al., 1996). The term “channel” includes both the large leveed valley with a wide cross section and steep sides and the smaller commonly unleveed channels. The former are the primary sediment feeder systems. Their shape is controlled by erosional and transport processes. The others, with low surface expression, are controlled by transport and depositional processes. For the large leveed channels, the overflow processes contribute

to the levee growth. The right-hand levees are higher and broader than the left-hand levees in the north hemisphere, this being controlled by the Coriolis force deflecting the turbidity currents to the right. The centrifugal force associated with flow stripping processes is responsible for the preferential building of sediment waves at the outer corners of bends of the levees (Piper and Normark, 1983). The upper-middle fan boundary is the result of the disappearance of the channel-levee systems due to the progressive downpath decrease of the fine-grained fraction in sediment transported by the channelised flows.

In the literature the term “lobe” is used to define very different submarine fan facies on many different scales (Shanmugam and Muiola, 1991). In the present study, the term “lobe” is restricted for very low-relief depositional bodies located on the middle and lower fan. They lie immediately downslope of main channels and have generally unleveed secondary channels on their inner part. The difficulty of coring and the very low penetration of the 3.5 kHz seismic waves do not make the study of such environment easy. The transition from a muddy channel-levee system on the upper fan to flat-lying sand lobes on the middle and lower fan, represents a facies shift related to particle sorting and segregation due to channel-levee overflow as shown in the Amazon Fan (Flood and Piper, 1997), Mississippi Fan (Bouma, 1985), Navy Fan, (Piper and Normark, 1983).

In agreement with the classification of Reading and Richards (1994), which is based on the nature of the available sediment (volume and grain size) and on the nature of the supplying system, the whole Celtic Fan system corresponds to a mature, mud/sand-rich submarine fan. In more detail, the comparison of the Celtic system with other fans and models shows a more complex organisation. The Celtic Fan is characterised by the existence of two sedimentary sources on the upper fan. Just before the upslope boundary of the middle fan, the two channels merge into one channel corresponding to a single feeding “source” for the middle and lower fan. In this way, the Celtic Fan is a multiple source ramp on the upper fan and a single source fan for the middle and lower fan.

On the upper fan, the Shamrock system and the Whittard system have distinct patterns. These two

systems drain different parts of the shelf, and are submitted to sedimentary sources that differ quantitatively as well as qualitatively.

The Whittard system has a large, persistent, sinuous channel-levee system. Studies of core lithology and morphology of the system show that relatively low-density turbidity currents are presumed for the majority of the supplies. The Whittard system seems to be more mature or to have undergone finer grained supplies than the Shamrock system because of its greater channel length and depth, its sinuous pattern and the important development of its levee.

Unlike the Whittard system, the Shamrock system has a lower relief expression. The last sandy gravity events seem to have partly filled the Shamrock Channel. This system allows the deposition of sand sheets as soon as the upper fan. Part of the supplies merges with the Whittard system just before the middle fan.

On the middle and lower fan, individual small-sized lobes without important surface expression, are generated following periodic avulsions of middle fan channels. They correspond to the spreading of individual sheet-flows. The passage to the basin plain is progressive with the downward thinning of the turbidite layers.

4.2. Sedimentary processes evolution

To determine the evolution of sedimentary supplies to the Celtic Fan, the core MKS03 (Fig. 2a) was sampled for sedimentological, palaeontological and geochemical analyses (Fig. 8). This core is located on the south of the Whittard Ridge downstream of the Whittard and Shamrock Channels reunion. To determine the sedimentological background in the vicinity of the study area, the core AKS01 located on the Trevelyan Escarpment (Fig. 2a) was analysed. This core, collected very close to the fan (12 km), is protected from sandy–silty turbidite supplies and presents an undisturbed evolution from homogenous clay (Facies 2) during the MIS2 to homogenous marly ooze (Facies 1) during the entire MIS1 (Fig. 7).

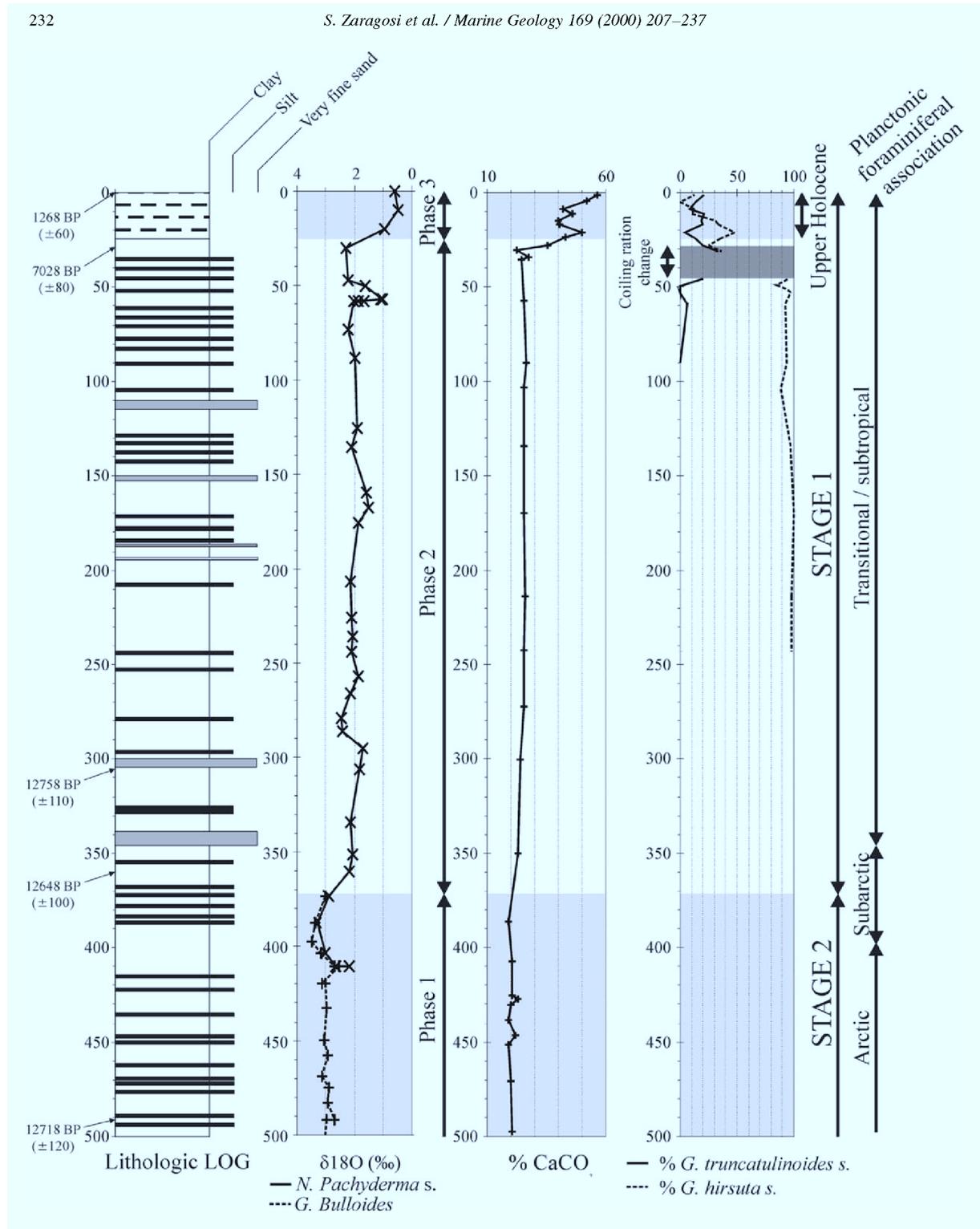
On the Whittard Ridge the analyses of the core MKS03 ($\delta^{18}\text{O}$, ^{14}C AMS dating, CaCO_3 content and forams determination) provides information about

the evolution of the supplies since the last glaciation (Figs. 2a, 7 and 8). Three phases are depicted throughout the records. Phase 1 corresponds to the end of the MIS 2 with higher $\delta^{18}\text{O}$ values and lower CaCO_3 contents. During this phase, overflow processes occur on the Whittard Ridge as shown by the presence of laminated silt and clay (Facies 3). Phase 2 corresponds to the beginning of the MIS 1 (Bølling-Allerød, Younger Dryas and lower Holocene). During this phase, overflow processes remain active on the Whittard Ridge where Facies 3 and 4 are deposited. The CaCO_3 and $\delta^{18}\text{O}$ values of the Phase 2 are intermediate between Phase 1 and Phase 3. This signal is due to the mixing of sediment from MIS 2 and MIS 1 transported by the turbidite processes. Phase 3 corresponds to the upper Holocene with low $\delta^{18}\text{O}$ values and high CaCO_3 contents. This period is characterised by the cessation of overflow processes and the occurrence of hemipelagic sedimentation (Facies 1). The increase of the CaCO_3 contents is related to the decrease of the sedimentation rates due to the absence of turbidite supplies on the ridge (from 85 cm/ka for the phase 2 to 5 cm/ka for the phase 3) rather than an increase in surface biological production.

Considering its geographic localisation (south of the Whittard Ridge), the MKS03 core would have recorded both the supplies from the Whittard system and from the Shamrock system. In the upper Holocene (since 7000 BP) the interruption of the overflow processes on the site of the core MKS03 points to a cessation of the turbidity currents or a change in their nature.

The short length of the cores coming from the middle and lower fan (Fig. 7) does not allow reconstruction of the supply history since the last glaciation. Nevertheless, biostratigraphic investigations and ^{14}C dating indicate that the sandy layers present in the cores from the uppermost lobe were deposited during the MIS 1 and mainly during the upper Holocene (Fig. 7). Two AMS ^{14}C dates show that the latest sandy events in cores SKS02 and SKS04 are very recent, respectively, 1878 and 1218 BP (Table 3).

The cores SKS03 and SKS02 located on the lower fan, on the outer part of the uppermost lobe (Fig. 2 and 7), allow evaluation of the frequency of turbidite events during the Stage 1 in the area: 0.25 events/ka for SKS03 and 0.18 events/ka for SKS02.



4.3. Palaeoceanographic control on the development of the fan

The development of the fan begins during the Miocene (Droz et al., 1999). In this study, the available cores allow the reconstruction of the fan history during the MIS 1 and 2 (0–24,000 BP). During this period, the Celtic Fan does not appear to have been built with a gradual and constant rate. There are distinct episodes of growth, with various sets of depositional processes.

From the MIS 2 to the upper-lower Holocene boundary (7000 BP), the overbank deposits give evidence of regular turbidite supplies. During this period, a broad delta was developed on the shelf at the outflow of the Channel River (see Section 1.2). In this configuration a wide spectrum of material was available to be transported to the deep sea. These conditions are comparable to those of passive margin fans located downstream of large rivers such as the Amazon or the Mississippi.

At the end of MIS 2 and during the deglaciation (12–7000 BP), turbidite supplies continue to be deposited. This period corresponds to the rapid deglaciation phase when meltwater discharge and subsequent sediment load were perhaps several times higher than during the maximum lowstand when the British Isles was partly glaciated (McCabe and Clark, 1998). This configuration is similar to that of the Mississippi Fan just before the Younger Dryas (Broecker et al., 1989; Fairbanks, 1989; Twichell et al., 1991). Associated with the meltwater discharge, the reworking of the deltaic environment deposits induced by the sea-level rise (Belderson et al., 1986; Lericolais, 1997), would have allowed significant supplies to the deep sea.

Thus, the turbidite overflow deposits located on the Whittard Ridge contain particles originating from: (1) the north European palaeo-rivers during the MIS 2; (2) the erosion of the Channel River Delta during the sea-level rise; and (3) the meltwater discharges during the European deglaciation. The upper Holocene (0–7000 BP), marked by the end of turbidite overflow deposits on the Whittard Ridge, implies the disappearance of the active deltaic environments on the shelf, and the setting of the present hydrodynamic conditions.

The distribution of deposits, with channel-levee

systems on the upper fan and sand lobes on the middle-lower fan, represents the classical downslope facies shift in a mud rich and mud/sand rich submarine fan (Piper and Normark, 1983; Bouma, 1985; Kolla and Coumes, 1987; Normark and Damuth, 1997). On the other hand, the sandy deposit on the uppermost lobe, during the last 2000 BP, has to be explained because the overflow processes in the channel-levee systems were inactive during the upper Holocene. Thus an important part of the supplies may have bypassed the channel-levee sector to reach downstream. The precise sources of these sands have not yet been identified. However, observations on benthic foraminifers from marly ooze clasts deposited with the sands (Cores MKS01 and MKS02; Fig. 7) show the presence of shelf and slope Pleistocene species (F. Jorinsen pers. com.). Gravity processes, which eroded these marly oozes, may have been triggered on the slope break or the upper slope. From the bathymetric and 3.5 kHz seismic data (see Section 3.2.3), the Shamrock Channel appears to be filled up by the last turbidite events. Moreover, the low-backscatter nature of the EM12 signal around the Shamrock Channel, as for the low-backscatter lobe on the middle-lower fan (Fig. 2b), seems to point out a Shamrock Canyon transport for a part of sand deposits in the middle and lower fan. However this interpretation has to be confirmed by sampling on the bottom of the Shamrock and Whittard Channels. At the scale of the whole fan, these upper Holocene sands, modify only slightly the morphology that is mostly inherited from Pleistocene stages of high sedimentation rates.

How can we explain the occurrence of these sands? During the Holocene, the palaeoenvironmental conditions on the Celtic Shelf changed drastically (see Section 1.2). At present, it is a high-energy platform with a net sediment transport from the near shore to the margin slope (Kenyon and Stride, 1970; Johnson et al., 1982; Reynaud et al., 1999d). This transport involves storm and spring tide currents, destabilisation and mass flow induced by erosion of the Celtic Sea sand banks during paroxysmal events (storm, earthquake, ...) or induced by regressive canyon head erosion. This high sea-level working scenario of the Celtic Fan seems to be comparable to what happened in the Amazon Fan during the MIS 5. As on the Celtic Fan, the presence of sandy turbidite layers on the Amazon Fan during the MIS 5 (Flood

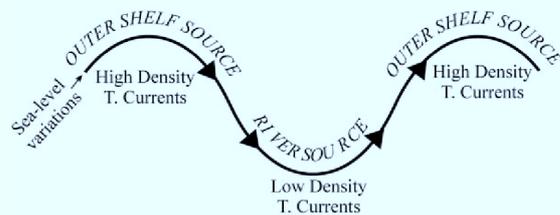


Fig. 9. Timing of Celtic Fan sedimentation with respect to sea-level fluctuations. The Celtic Fan sedimentation showing continuous turbidite sedimentation during the rise of sea-level (river source) and during the highstand of sea-level (outer shelf source).

and Piper, 1997) appears to be the result of outer shelf sand reworking.

Pliocene–Pleistocene eustatic cycles are classically interpreted as the major factors controlling the timing and style of sedimentation (Damuth, 1977; Shanmugam et al., 1985; Stow et al., 1985; Bouma et al., 1989; Weimer, 1990). At the lowest sea-level point, sediment derived from rivers and deltas are transported into the deep basin via submarine canyons and deposited as channel-levee systems and distal lobes. The low sea-level activity of the larger low latitude passive margin fans is dominant on several fans (e.g. Mississippi Fan (Bouma et al., 1989), Amazon Fan (Flood and Piper, 1997), Indus Fan (Kolla and Coumes, 1987)). For the majority of these fans, turbidite supplies ceased during the sea-level rise. During the highstand of sea-level, pelagic to hemipelagic drape sediments tend to be deposited on the fan surfaces.

The depositional model of the Celtic Fan shows some similarities with this general model of mud and mud/sand rich systems. Nevertheless two distinct characteristics need to be noted: (1) the low sea-level supply scenario continues throughout all the rise of sea-level and ceased only in the upper Holocene (Fig. 9). The supplies are related to the meltwater discharge during the deglaciation phase and with the reworking and disappearance of the deltaic edifices; (2) the upper Holocene configuration with episodic turbidite supplies derived from reworked shelf sands (Fig. 9).

The majority of fans with turbidity current activity during highstands of sea-level are located downstream of narrow continental shelves and/or active margins: Hueneme Fan (Normark et al., 1998); Var Fan (Piper

and Savoye, 1993); Zaire Fan (Droz et al., 1996); Toyama Fan (Nakajima et al., 1998); La Jolla Fan (Piper, 1970). The Celtic Margin configuration shows that, on tide and wave-dominated shelves, hydrodynamic conditions on the outer shelf can create favourable conditions for modern sandy turbidite supplies on fans.

According to the sequence-stratigraphic models of Posamentier et al. (1991) turbidite deposits are considered to have the highest sand-to-mud ratio during lowstands. The depositional model of the Celtic Fan shows an opposite configuration with low-density turbidity currents during lowstand and rise of sea-level and high-density turbidity currents during highstand of sea-level (Fig. 9).

5. Conclusions

The Celtic Fan is a middle sized fan with a surface of more than 30,000 km². The whole system is a mature, mud/sand rich submarine fan on a passive margin.

The upper fan is characterised by the presence of two distinct tributary systems: (1) The Whittard system with a large, persistent, sinuous channel-levee system, which is linked to the southern end of the Irish Sea system. Relatively low-density turbidity currents are presumed for the majority of the flows moving down the Whittard Channels from analysis of the core lithology and the morphology of the system. (2) The Shamrock system, with a medium sized channel-levee system, which is linked to the western end of English Channel system. The last sandy gravity events seem to have partly filled this system. These two tributary systems merge before the upper-middle fan limit. The upper-middle fan boundary is the result of the disappearance of the channel-levee systems due to the downward progressive loss of the fine-grained material in the turbidity channelised flows. The middle and lower fans correspond to divergent braided secondary channels and associate lobes. Successive lobe elements, without important surface expression, are generated during periodic avulsions of middle fan channels.

The lithological, palaeontological, and geochemical analyses on twelve cores provide the evolution of the sedimentation since the last glaciation. The

overflow deposits present on the Whittard Ridge during the Marine Isotope Stage 2 and during the beginning of the Marine Isotope Stage 1 (Bølling-Allerød, Younger Dryas and lower Holocene) indicate the occurrence of relatively low-density turbidity currents initiated at the front of a deltaic environment on the outer-shelf (low sea-level period and sea-level rising phase). The very recent sandy layers (<2000 BP) located on the uppermost lobe on the middle-lower fan indicate episodic high-density turbidity currents and/or non-cohesive debris flow. This upper Holocene activity is derived from reworked outer shelf sands due to the high-energy conditions on the outer shelf during high sea-level periods.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) and to the Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) for funding this study. We thank GENAVIR and the crew of the R/V *Atalante*, *Suroit* and *Nadir* for their technical assistance during the cruises Modenam and Sedifan. We are grateful to F. Vincent, J. St Paul, D. Poirier, G. Chabaud, R. Kerbrat, R. Apprioual, G. Floch, J. Kervern, P. Guyomard and S. Lucas for technical assistance. Thanks are due to T. Mulder for valuable discussions and helpful comments on the manuscript, and to V. Kapsimalis for his assistance with language. E. Le Drezen, M. Voisset, B. Loubrieu and S. Unterseh processed EM12 mosaics and bathymetric data. We also thank N.H. Kenyon, J.-Y. Reynaud and editor D.J.W. Piper for their constructive reviews and comments. This study has been partially funded by the European Union Programme ENAM II (MAST 3). This is an U.M.R./EPOC C.N.R.S. no. 5805 contribution no. 1342.

References

- Auffret, G.A., Pujol, C., Baltzer, A., Bourillet, J.F., Müller, C., Tisot, J.P., 1996. Quaternary sedimentary regime on the Berthois Spur (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 16, 76–84.
- Auffret, G.A., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J.F., Baltzer, A., Bourquin, S., Dennielou, B., Coutelle, A., Weber, N., Floch, G., 2000. Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Éventail celtique. *Océanologica Acta* 23 (1), 109–116.
- Belderson, R.H., Pingree, R.D., Griffiths, D.K., 1986. Low sea-level tidal origin of Celtic sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Mar. Geol.* 73, 99–108.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., Debatist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France. *J. Sediment. Res.* 68 (4), 540–555.
- Berthois, L., Duprat, J., Gonthier, E., Pujol, C., Pujos-Lamy, A., 1973. Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'I.G.B.A., concernant la mission GEOGAS (5 au 17 novembre 1972) au Nord-Ouest du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 14, 43–177.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation, Elsevier, Amsterdam 168 pp.
- Bouma, A.H., 1985. Mississippi Fan, Gulf of Mexico. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer, pp. 143–150.
- Bouma, A.H., Coleman, J.L., Stelling, C.E., Kohl, B., 1989. Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi Fan. *Geo-Mar. Lett.* 9, 161–170.
- Bourillet, J.F., Loubrieu, B., 1995. Atlantique Nord-Est, Bathymorphologie de la Marge des Entrées de la Manche. Editions IFREMER.
- Broecker, W., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonami, G., Wolfl, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 341, 318–321.
- Cremer, M., 1982. Sédimentation quaternaire de l'éventail sub-aquatique du Cap-Ferret. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 31, 73–88.
- Cremer, M., Orsolini, P., Ravenne, C., 1985. Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer, Berlin, pp. 113–120.
- Damuth, J.E., 1975. Echo-character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.* 18, 17–45.
- Damuth, J.E., 1977. Late quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 695–710.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.* 38, 51–75.
- Damuth, J.E., Hayes, D.E., 1977. Echo character of the east Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geol.* 24, 73–95.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., 1985. Amazon Fan, Atlantic Ocean. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer, Berlin, pp. 97–106.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar

- (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *A.A.P.G. Bull.* 72 (8), 885–911.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochon, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geol. Soc. Am. Bull.* 108 (3), 253–269.
- Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., Bourillet, J.F., 1999. L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *C.R. Acad. Sci. Paris* 328, 173–180.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C., Duprat, J., 1981. Deglacial warming of the Northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35, 121–144.
- Fairbanks, G., 1989. A 17,000-year blacio-eustatic sea level record/influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., 1997. Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 653–675.
- Gibbard, P.L., 1988. The history of great northwest European rivers during the past three millions years. *Phil. Trans. R. Soc. London B* 318, 559–602.
- Johnson, M.A., Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H., 1982. Sand transport. In: Stride, A.H. (Ed.), *Offshore Tidal Sands, Processes and Deposits*, Chapman & Hall, London, pp. 58–94.
- Kenyon, N.H., Stride, A.H., 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology* 14, 159–173.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H., 1978. Channels, canyons and slump folds on the continental slope between South–West Ireland and Spain. *Oceanol. Acta* 1 (3), 369–380.
- Kenyon, N.H., Amir, A., Cramp, A., 1995. Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. In: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*, Chapman & Hall, London, pp. 89–90.
- Kolla, V., Coumes, F., 1987. Morphology, internal structure, seismic stratigraphy, and sedimentation of Indus fan. *A.A.P.G. Bull.* 71 (6), 650–677.
- Le Suavé, R., 2000. Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique. Zone économique exclusive (ZEE). Atlantique Nord-Est, Brest, Editions IFREMER.
- Lericolais, G., 1997. Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en Régime Périglaciaire. Thèse de 3e cycle (thesis), Université de Bordeaux I, 265 pp.
- Lericolais, G., Auffret, J.P., Bourillet, J.F., Berné, S., Guennoc, P., Le Drezen, E., Normand, A., Guillocheau, F., 1995. L'énigmatique fosse centrale de la Manche: Une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. *C. R. Acad. Sci. Paris* IIA, 39–46.
- Loncaric, N., Auffret, G.A., Abrantes, F., Baas, J.H., Gaspar, L., Pujol, C., 1998. Late Quaternary sedimentation patterns on the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay (ESSCAMP 02 core: 47°N 9°W). *Mar. Geol.* 152, 57–73.
- Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J.Y., Debatist, M., Plagnol, C., 1999. The Celtic Sea banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Mar. Geol.* 158, 89–109.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300,000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.* 27, 1–30.
- McCabe, M., Clark, P.U., 1998. Ice sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature* 392, 373–377.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new imaging system for core analysis. *Geo-Mar. Lett.* 18, 251–255.
- Nakajima, T., Satoh, M., Okamura, Y., 1998. Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Mar. Geol.* 147 (1–4), 25–41.
- Nelson, C.H., Twichell, D.C., Schwab, W.C., Lee, H.J., Kenyon, N.H., 1992. Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi fan. *Geology* 20, 693–696.
- Normark, W.R., Damuth, J.E., 1997. Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon Fan. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 611–651.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., Hiscott, R.N., 1998. Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California. *Sedimentology* 45 (1), 53–70.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M., Hiscott, R.N., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.* 23, 75–174.
- Piper, D.J.W., 1970. Transport and deposition of holocene sediment on La Jolla Deep Sea Fan, California. *Mar. Geol.* 8, 187–210.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* 30, 681–694.
- Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Process of late quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean sea. *Sedimentology* 40 (3), 557–583.
- Posamentier, H.W., Erskine, R.D., Mitchum, R.M.J., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, Springer, New York, pp. 127–136.
- Pujol, C., 1980. Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. *Ecologie–Stratigraphie–Environnement. Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine* 10, 1–254.
- Reading, H.G., Richards, M., 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *A.A.P.G. Bull.* 78, 792–822.
- Reid, G.S., Hamilton, D., 1990. A reconnaissance survey of the Whittard Sea Fan, Southwestern Approaches, British Isles. *Mar. Geol.* 92, 69–86.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R., Bourillet,

- J.F., Debatist, M., Lericolais, G., Berne, S., Marsset, T., 1999a. Architecture and sequence stratigraphy of a late Neogene incised valley at the shelf margin, southern Celtic Sea. *J. Sediment. Res.* 69 (2), 351–364.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R., Marsset, T., DeBatist, M., Bourillet, J.F., Lericolais, G., 1999b. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46 (4), 703–721.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Berne, S., Chamley, H., Debatist, M., 1999c. Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches. *Mar. Geol.* 161 (2–4), 339–359.
- Reynaud, J.Y., Lauriat-Rage, A., Tessier, B., Néraudeau, D., Braccini, E., Carriol, R.P., Clet-Pellerin, M., Moullade, M., Lericolais, G., 1999d. Importation et remaniements de thanatofaunes dans les sables de la plate-forme profonde des approches occidentales de la Manche. *Oceanol. Acta* 22 (4), 381–396.
- Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C., Nelson, C.H., McArthur, W.G., Kenyon, N.H., 1996. Sediment mass-flow processes on a depositional lobe, outer Mississippi Fan. *J. Sediment. Res.* 66 (5), 916–927.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1991. Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications. *A.A.P.G. Bull.* 75 (1), 156–179.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., Damuth, J.E., 1985. Eustatic control of submarine fan development. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer, New York, pp. 23–28.
- Sibuet, J.C., Monti, S., Pautot, G., 1994. Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 318 (2), 615–625.
- Stow, D.A.V., Howell, D.G., Nelson, H.C., 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, Springer, New York, pp. 15–22.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Deep seas. In: Reading, H.G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, pp. 395–453.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40 (3), 1041–1083.
- Twichell, D.C., Kenyon, N.H., Parson, L.M., McGregor, B.A., 1991. Depositional patterns of the Mississippi Fan surface: evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans*, Springer, New York, pp. 349–363.
- Weimer, P., 1990. Sequence stratigraphy, facies geometries, and depositional history of the Mississippi fan, Gulf of Mexico. *A.A.P.G. Bull.* 74 (4), 425–453.

A. Résumé des principaux résultats et perspectives	139
1. <i>Morphologie du système</i>	139
1.1. La rampe médiane.....	139
1.2. La rampe distale.....	140
2. <i>Contrôle paléocéanographique sur le développement du système</i>	140
3. <i>Perspectives</i>	142
B. Note 2: "The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model"	143

Chapitre VI : Le Système Turbiditique Armoricaïn

L'essentiel de mes travaux sur le système turbiditique armoricaïn a fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Geomarine Letters* en mai 2000. Ce chapitre, comme le précédent, est donc constitué par une première partie résumant les principaux résultats obtenus et perspectives d'étude, suivie d'une deuxième partie présentant la note soumise.

A. Résumé des principaux résultats et perspectives

1. Morphologie du système

Le système turbiditique armoricaïn est alimenté par 33 canyons drainant les 360 kilomètres de plateforme continentale situés entre l'Eperon Berthois et l'Eperon de Quibron (Figures 3 et 62). Ces canyons se réunissent en six chenaux principaux. Ces chenaux restent individualisés vers l'aval et ont été regroupés en trois systèmes différents: les systèmes de Guilcher, de Crozon et d'Audierne (cf. Figure 2c, Note 2). Ainsi, contrairement à l'Eventail Celtique où les chenaux tributaires se réunissent dès l'éventail supérieur, le système turbiditique armoricaïn conserve une configuration multi-source jusqu'à sa partie distale. Ce n'est que dans la partie aval des lobes distaux que se réunissent les dépôts transitant par ces divers chenaux. Pour cette raison, la nomenclature de rampe (cf. Chapitre III) a été utilisée pour décrire ce système.

1.1. La rampe médiane

La rampe médiane correspond aux systèmes chenaux-levées. La majorité des chenaux présentent une morphologie rectiligne avec une section caractéristique en U.

A la limite rampe médiane - rampe distale, les chenaux sont le plus souvent partiellement ou totalement remplis par des corps sableux (cf. Figure 2, Note 2). Ces corps n'ont pas été directement échantillonnés. Seule était disponible la carotte MaKS03 située au débouché du chenal de Crozon, à proximité d'un de ces remplissages. Elle présente une turbidite complète sous les 60 cm de boue marneuse superficielle (cf. Figure 7, Note 2). Cette séquence de 65 cm d'épaisseur, allant des sables grossiers (T_a) aux vases homogènes (T_e), passe par l'ensemble des termes initialement décrits par Bouma (1962). Elle a été mise en place dans la zone de disparition du chenal de Crozon. A ce niveau, l'arrêt de la chenalisation de l'écoulement a dû entraîner une baisse de sa vitesse et le dépôt en masse de l'ensemble des matériaux transportés (des sables grossiers aux argiles), formant une séquence complète. Cette turbidite constitue le bord du remplissage sableux visible sur la bathymétrie ombrée.

Parmi tous les chenaux, seul le chenal de Guilcher présente un parcours sinueux (cf. Figure 2 Note 2) et ne présente pas de remplissage dans sa partie aval. Cette distinction morphologique semble liée à l'absence d'une alimentation sableuse sur le rebord de plateforme. En effet, le chenal de Guilcher collecte les apports en provenance de la section de plateforme localisée au niveau du Banc de la Chapelle (Figures 8 et 62). En raison de son régime hydrodynamique particulier (cf. Chapitre I), ainsi que de l'éloignement des bancs celtiques du rebord de pente, le Banc de la Chapelle semble représenter un obstacle au transfert des sables de plateforme vers les canyons. Un tel contexte pourrait expliquer l'originalité morphologique du chenal de Guilcher au sein du système turbiditique armoricaïn.

Contrairement aux systèmes de Guilcher et de Crozon qui restent bien individualisés, les deux chenaux du système de Cornouaille se réunissent avant la rampe distale. Cette caractéristique morphologique est similaire à celle de l'Eventail Celtique (cf. Chapitre V). Dans les deux cas, la migration vers l'est des systèmes chenaux - levée, liée à la force de

Coriolis, est bloquée par un relief structural. Le chenal se trouve alors bloqué entre sa levée droite et le relief structural pendant une longue période de temps, permettant ainsi un sur-développement des levées droites. Pour cette raison, la ride d'Audierne est sur-dimensionnée comparée aux rides de Guilcher et de Crozon, malgré des apports sédimentaires moindres.

1.2. La rampe distale

La rampe distale correspond à la zone des chenaux secondaires et lobes associés. Ces lobes, très peu marqués topographiquement, sont formés après l'avulsion périodique des chenaux, à la limite rampe médiane - rampe distale. Ces avulsions semblent déclenchées par le remplissage de la partie aval des chenaux.

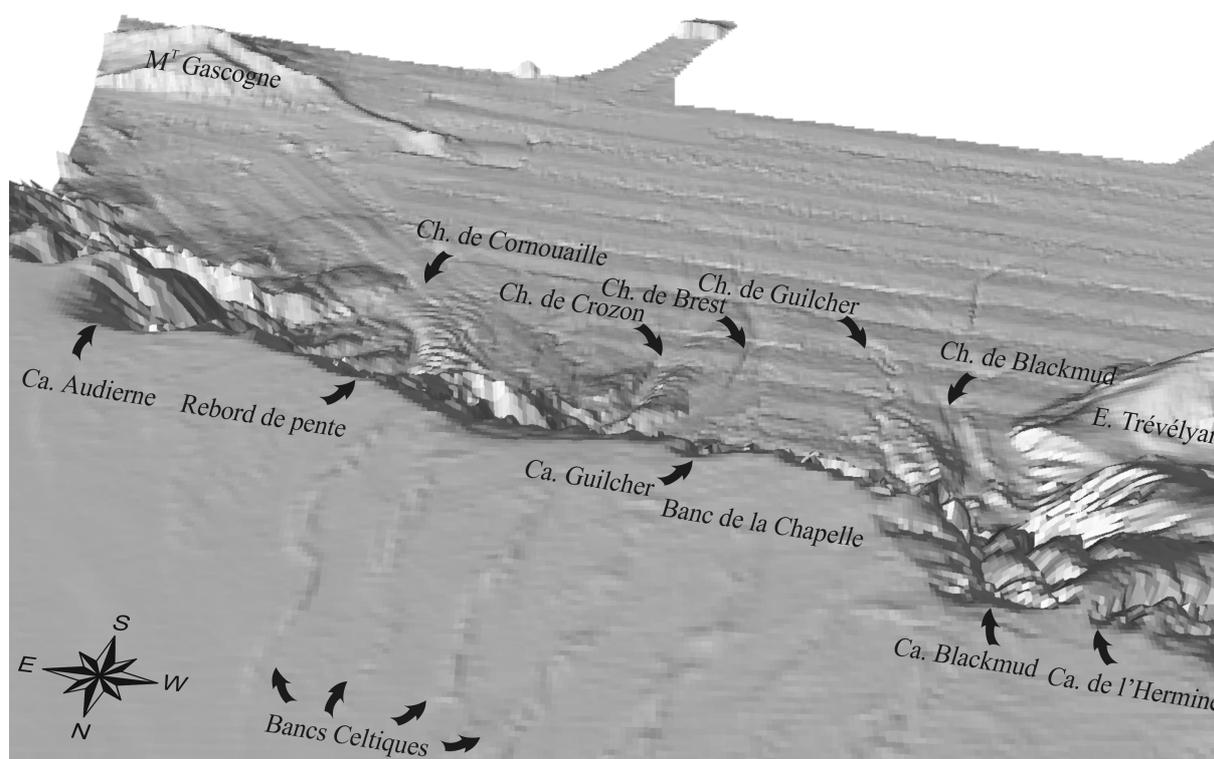


Figure 62: Vue 3D du système turbiditique armoricaïn avec en premier plan la plateforme continentale armoricaïne parcourue par le système de bancs sableux celtique, le rebord de pente et les têtes des principaux canaux. La pente est masquée par la perspective. En deuxième plan, le domaine profond est visible avec le développement des systèmes chenaux-levées-lobes. Cette vue permet de mettre en évidence la continuité entre les bancs celtiques et la sédimentation turbiditique profonde.

2. Contrôle paléocéanographique sur le développement du système

La reconstruction de l'histoire sédimentaire récente (0-24.000 ans BP) du système turbiditique armoricaïn a permis de mettre en évidence, comme pour le système turbiditique celtique, une double alimentation liée aux modifications environnementales de la plateforme continentale armoricaïne, au cours de la remontée du niveau marin.

Fonctionnement de bas niveau marin

Le premier type d'alimentation repéré lors du stade isotopique 2 et lors du début du stade isotopique 1 (24-10.000 ans BP) est de type turbiditique et a été mis en évidence par les séquences argilo-silteuses identifiées au sein du système de Crozon (carottes MaKS02 et MaKS03) et du système de Blackmud (carotte GEOGAS 72104). Ces séquences correspondent à des dépôts turbiditiques de faible densité. Comme pour le système celtique (cf. Chapitre V), ces dépôts ont permis d'en déduire une alimentation liée au fonctionnement du paléosystème fluvial de la Manche.

Vers 10 ka BP, cette alimentation cesse entraînant une forte baisse des taux de sédimentation, couplée à une hausse des teneurs en carbonates.

Fonctionnement durant la remontée et le haut niveau marin

La mise en place d'une sédimentation de type hémipélagique au sein du système de Crozon, sur la ride de Whittard, dès 10 ka BP, indique un arrêt définitif des apports turbiditiques de faible densité en provenance du système Manche. Malgré cet arrêt, la présence de niveaux sableux, mêmes rares, à la limite Pléistocène - Holocène, indique l'existence d'écoulements turbiditiques de haute densité. Le niveau turbiditique le plus récent mis en évidence s'est déposé vers 10 ka BP, c'est à dire pendant la remontée du niveau marin. Il est plus ancien que les niveaux équivalents repérés sur l'Eventail Celtique. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer ce décalage: (1) le système armoricaïn est totalement inactif en haut niveau marin, dans ce cas, les conditions hydrologiques du rebord de plateforme ne permettraient pas une alimentation en sable des canyons; (2) cette alimentation existe, mais elle est plus faible que pour la plateforme celtique, dans ce cas, les déclenchements d'événements gravitaires se produisent avec une fréquence moindre; (3) le décalage observé ne reflète qu'un problème d'échantillonnage; les écoulements turbiditiques de haute densité restent chenalisés sur de longues distances, débordent peu et mettraient en place des dépôts essentiellement au niveau des lobes distaux qui n'ont pas été échantillonnés. Rappelons que les sables de haut niveau marin repérés sur l'Eventail Celtique sont situés essentiellement au niveau des lobes distaux. De nouvelles carottes au prélevées sur les lobes distaux sont donc nécessaires pour étayer ces hypothèses.

Le nombre limité de carottes exploitables ont tout de même permis de mettre en évidence, comme pour le système turbiditique celtique, un double fonctionnement sédimentaire avec: (1) en période de bas niveau marin et pendant le début de la remontée une alimentation liée au système fluvial de la Manche, et (2) pendant la remontée du niveau marin, une alimentation sableuse liée au rebord de pente. Les carottes disponibles étudiées n'ont cependant pas permis de connaître le fonctionnement de haut niveau marin du système.

3. Perspectives

Ce travail a débuté alors qu'aucune connaissance préalable du système n'existait. Il exploite les toutes premières données obtenues sur cette région. La très bonne qualité des données acoustiques (SMF et sismique 3,5 kHz) a permis une représentation détaillée de la morphologie du système. Néanmoins, comme pour l'Eventail Celtique, la limite aval du système n'a pas été atteinte. Une reconnaissance de la partie sud du système semble donc nécessaire.

Les rares carottes disponibles n'ont pas fourni un échantillonnage de l'ensemble des environnements. Ces carottes, effectuées avant la mise en évidence de l'existence d'un système turbiditique complet, n'avaient donc pas été localisées dans le but d'une reconnaissance morpho-sédimentaire de ce système. Malgré cela, nous avons pu obtenir une première ébauche du fonctionnement du système. Une nouvelle campagne de carottage avec des cibles bien définies (levées, chenaux, lobes) pour l'ensemble des systèmes paraît indispensable pour améliorer la connaissance sédimentaire du système et pour préciser l'ébauche du fonctionnement proposée ici.

B. Note 2: "The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model"

S. Zaragosi, R. Le Suavé, J.F. Bourillet, G.A. Auffret, J.C. Faugères, C. Pujol, T. Garlan

Note soumise à *Geomarine Letters* le 5 mai 2000, acceptée le 4 décembre 2000

Abstract	145
1. Introduction	146
2. Material and methods	146
3. Results	147
3.1. Morphology	147
3.2. Sediment distribution	154
3.2.1. Sedimentary facies	154
3.2.2. Seismic 3.5 kHz echofacies	155
3.2.3. Sediment distribution on the medial ramp	155
3.2.4. Sediment distribution on the distal ramp	158
3.2.5. The Morbihan Slide	158
4. Discussion	162
4.1. Turbidite system models and processes	162
4.2. Evolution of sedimentary processes	163
4.3. Paleooceanographic control on the development of the Armorican turbidite system	164
5. Conclusions	165
References	166

**The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay),
a multiple source, ramp model**

S. Zaragosi ^{a*}, R. Le Suavé ^b, J-F. Bourillet ^b, G. Auffret ^b, J-C. Faugères ^a,
C. Pujol ^a, T. Garlan ^c

^a *Université de Bordeaux I, Département de Géologie et d'Océanographie,*

^b *IFREMER, DRO/GM, BP70, 29280 Plouzané, France*

^c *SHOM, Centre Hydrographie, BP 426, 29275 Brest Cedex, France*

Corresponding author: Zaragosi Sébastien

Fax: (+33) (0)5 56 84 08 48

e-mail: s.zaragosi@geocean.u-bordeaux.fr

Abstract

The deep-sea Armorican depositional system located in the central part of the Bay of Biscay is a mid-sized turbidite system with a surface area of more than 30,000 km². The whole system is a mud/sand-rich submarine ramp on a passive margin. The medial ramp is characterised by the presence of six distinct tributary channels that form three systems: the Guilcher, Crozon and Cornouaille systems. The distal ramp corresponds to divergent braided secondary channels and associated lobes. Variations in the hydrodynamic conditions on the outer Armorican Shelf during the last climatic cycle represent the major factor controlling facies shifts and system growth. Thus, the Armorican depositional system is a delta-fed submarine ramp during low sea-level glacial conditions and an outer-shelf-fed submarine ramp during sea-level rise conditions.

Keywords: Bay of Biscay; deep-sea fans; multiple source ramp; physiography; turbidity currents; slide; Quaternary

1. Introduction

Following the recent works on the Celtic Fan (Droz et al., 1999; Auffret et al., 2000; Zaragosi et al., 2000), the Armorican depositional system remained as the last uninvestigated turbidite system in the Bay of Biscay. It is located in the central part of the bay (Figure 1) and lies at the foot of the Armorican passive margin between 4,100 m to 4,900 m water depth. With a length of approximately 200 km and width of 230 km, it covers more than 30,000 km². The Armorican turbidite system is bounded to the northwest by the Celtic Fan and to the southeast by the Cap Ferret Fan (Cremer et al., 1985; Faugères et al., 1998). The survey of the area by IFREMER was completed in 1997 (Le Suavé et al., 2000). This work complements the studies on the Armorican Continental Shelf (Kenyon and Stride, 1970; Belderson et al., 1986; Lericolais, 1997; Berné et al., 1998; Marsset et al., 1999; Reynaud et al., 1999a-d;), on the outer shelf and continental slope (Belderson and Kenyon, 1976; Kenyon et al., 1978; Bourillet and Loubrieu, 1995) and on the fans and basin plain (Cremer et al., 1985; Reid and Hamilton, 1990; Faugères et al., 1998; Auffret et al., 2000; Zaragosi et al., 2000).

This study provides not only an opportunity to investigate a modern deep-sea turbidite system but also to study the sedimentary processes which are involved in the development of this type of depositional deep-sea system and the relationships with the paleoenvironmental conditions on the shelf.

In the present study, a large set of data available on the area (multi-beam echo sounder data, 3.5 kHz seismic and Küllenberg cores) was examined in order to undertake a detailed investigation of seafloor morphology and surficial sediment distribution of the Armorican depositional system and adjacent areas.

2. Material and methods

The bathymetry and acoustic imagery were derived from the multi-beam echosounder (SIMRAD EM12) survey of the area conducted on the R/V Atalante (IFREMER) during the cruises ZEE GASCOGNE (Le Suavé et al., 2000) and on the R/V Esperance (SHOM) during several cruises. 2,500 km of hull-mounted 3.5 kHz seismic lines were collected during the IFREMER cruises (ZEE GASCOGNE) and SHOM cruises.

The four sediment cores presented here were collected during the cruises GEOGAS and MARGAS (Table 1, Figure 2b). In addition to the previous studies on these cores (Berthois et al., 1973; Duplessy et al., 1981; Auffret, 1983), thin slabs (15 mm thick) were sampled and analysed in the SCOPIX X Ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Subsamples were taken in order to measure: (1) carbonate content using gasometric calcimetry and (2) grain size using a Malvern MASTERSIZER S.

The stratigraphic framework is based on planktonic foraminifer investigations, $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analysis and AMS ^{14}C dating. The IMAGES core MD95-2002, located on the Meriadzek Terrace (Figure 1 and 2b) was used as a reference record for the Bay of Biscay (Zaragosi et al., 2000).

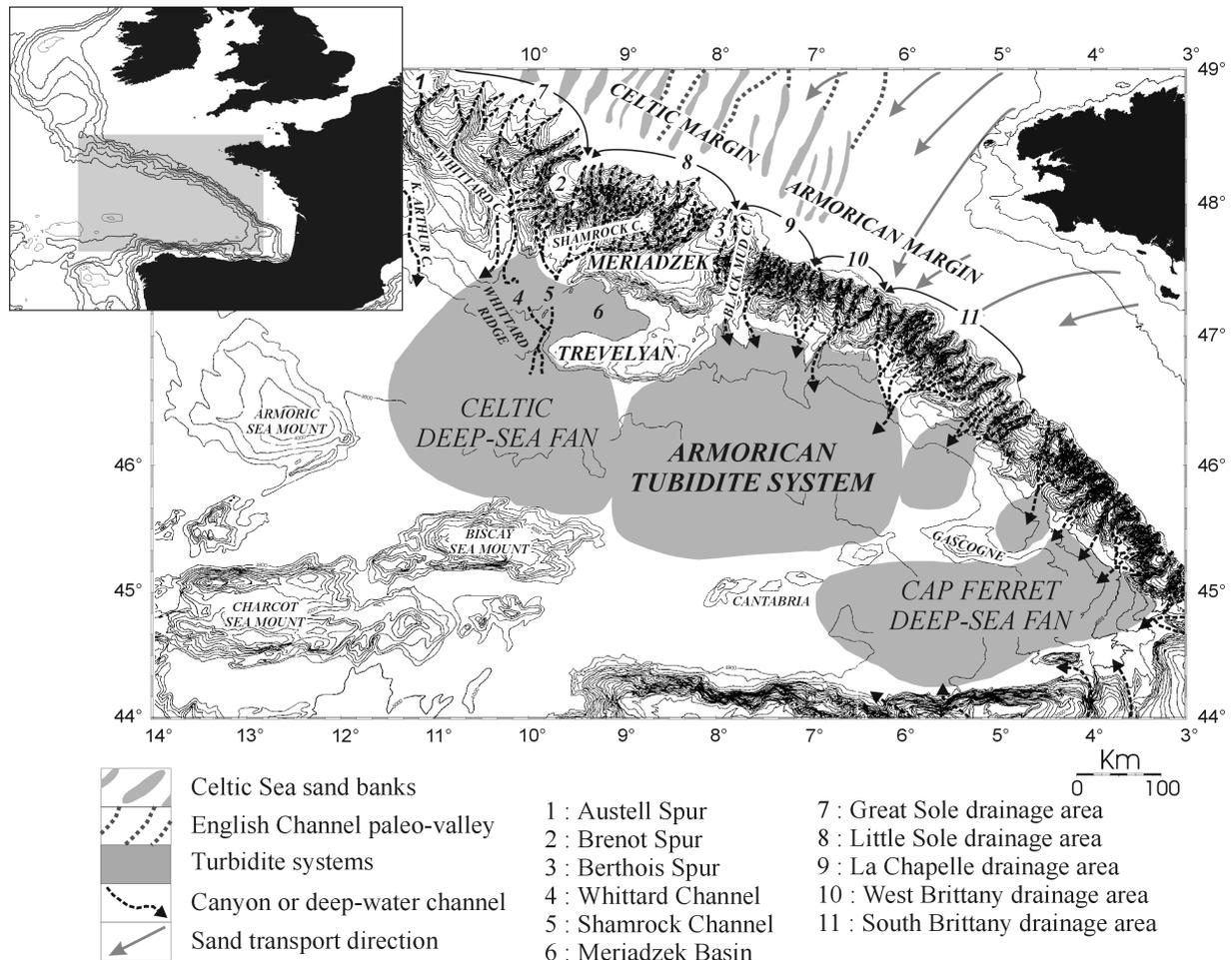


Fig. 1. Bathymetry and morphological setting of the Bay of Biscay. Bathymetry after Sibuet et al. (1994). Sand transport direction after Kenyon and Stride (1970).

Core number	Latitude	Longitude	Depth (m)	Cruise	Year	Institute
MD95-2002	47° 27.12' N	08° 32.03' W	2174	IMAGE 1	1995	IFREMER
Ma KS02	46° 48.30' N	06° 44.50' W	4252	MARGAS	1975	IFREMER
Ma KS03	46° 31.70' N	07° 03.60' W	4499	MARGAS	1975	IFREMER
Ma KS04	46° 14.00' N	07° 12.40' W	4682	MARGAS	1975	IFREMER
G 72104	46° 54.50' N	08° 05.10' W	4400	GEOGAS	1972	IGBA

Table 1. Location of cores.

3. Results

3.1. Morphology

The Armorican depositional system is connected with the Armorican margin slope by six major channels from three main drainage areas: (1) the Shamrock and Guilcher Channels which are fed by the Chapelle drainage area linked to the central part of the English Channel system (Fig. 1, 2c), (2) the Brest and Crozon Channels which are fed by the West Brittany drainage area linked to the south of the English Channel system and, (3) the Audierne and Blavet Channels extending southward into the Cournouaille Channel which are fed by the South Brittany drainage area, linked to the southern end of the English Channel system.

Based on drainages area, morphological, and acoustical characteristics, these channels form three distinct systems: two major systems, the Guilcher system to the west and the Crozon system in the central part, and a smaller sized system to the east, the Cornouaille system (Fig. 2c).

Fig. 2a. Shaded bathymetric map of the Armorican depositional system and adjacent areas. (MR) medial ramp; (DR) distal ramp. Dotted line indicates the medial-distal ramp boundary. (A) Blackmud Channel mouth with a westward trend implying a channel avulsion; (B) sand bodies located beyond the channel mouths; (C) Morbihan Slide; (D) Celtic Sea Sand Banks. Crosses indicate core locations. See Fig. 2b for core numbers.

Fig. 2b. Detailed bathymetric map, based on multi-beam echosounder survey (Le Suavé et al., 2000) of the Armorican depositional system with location of cores. (MR) medial ramp; (DR) distal ramp. Dotted line indicates the medial-distal ramp boundary. On the shelf 150 m and 200 m isobaths are shown. Contour interval is 500 m on the slope (500 - 4000 m) and 100 m in the deep sea (4000 - 4900 m).

Fig. 2c. Geomorphologic map of the Armorican depositional system and adjacent areas. Crosses indicate core locations. See Fig. 2b for core numbers.

Fig. 2d. Multi-beam echosounder mosaic covering the Armorican depositional system and the Morbihan Slide (Le Suavé et al., 2000). The mosaic is displayed in inverse polarity, i.e., high backscatter values have darker tones.

Fig. 2e. Map of echofacies distribution in the Armorican depositional system and location of profiles AB, CD, EF, GH and IJ. Crosses indicate core locations. See Fig. 2b for core numbers.

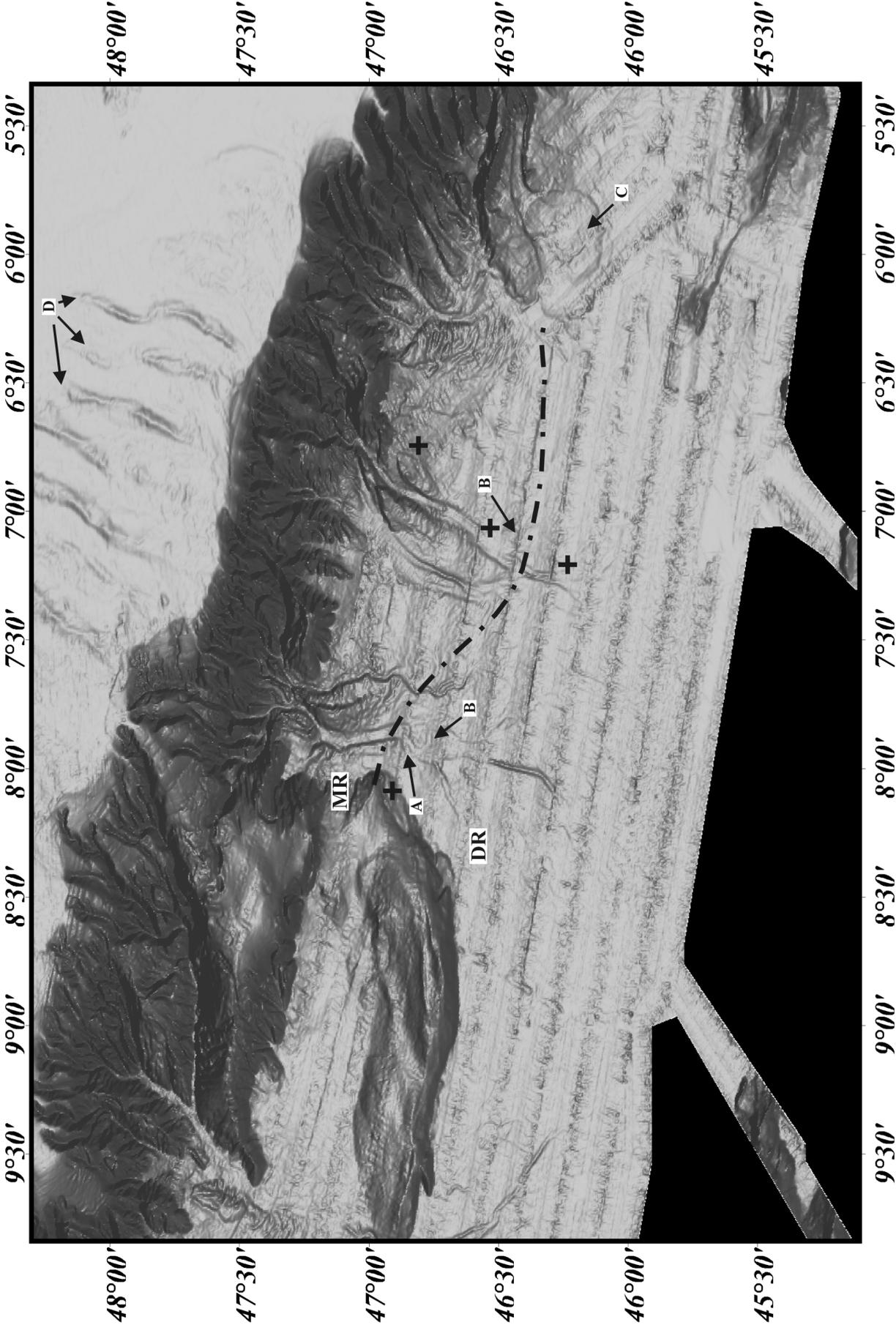


Fig. 2a

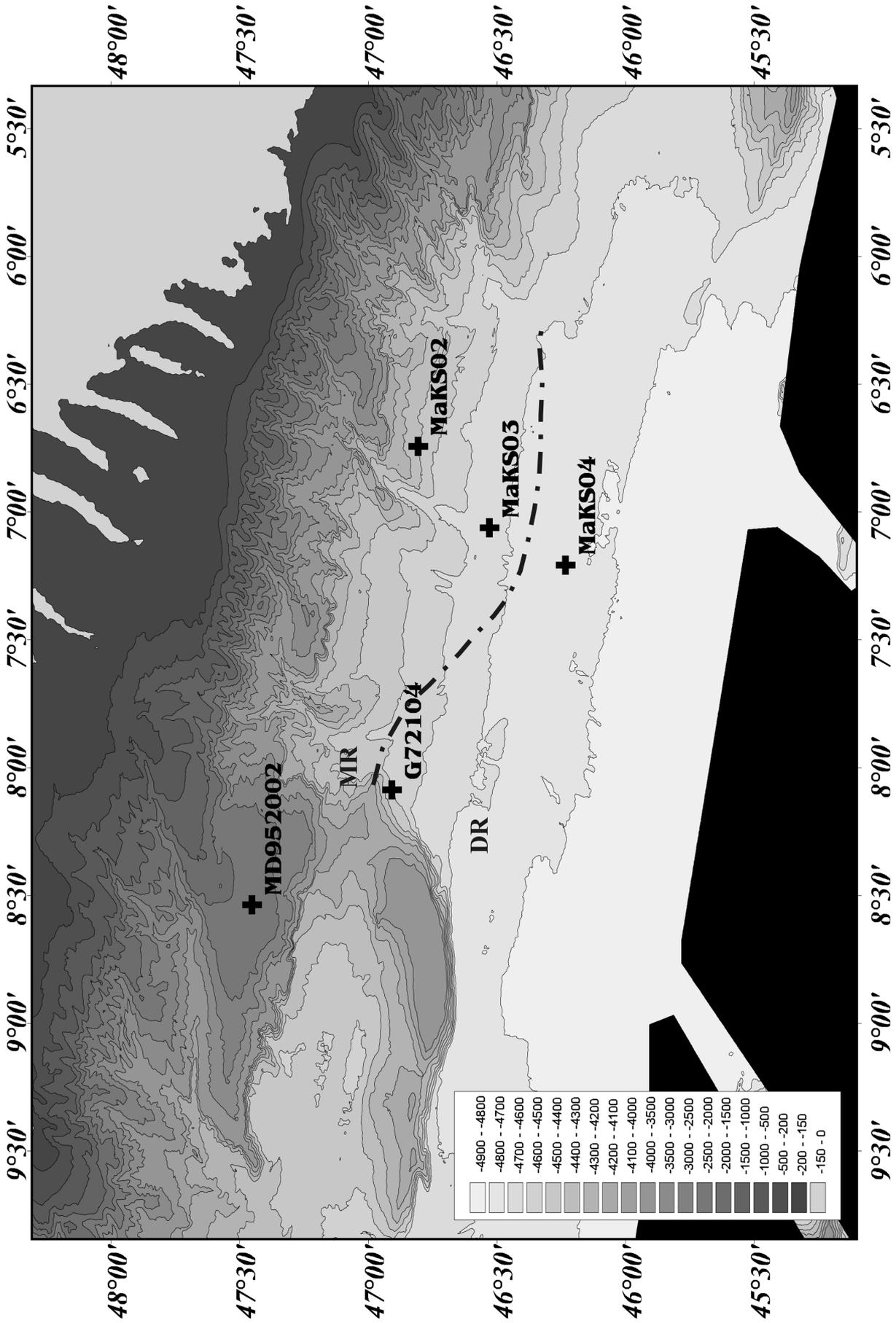


Fig. 2b

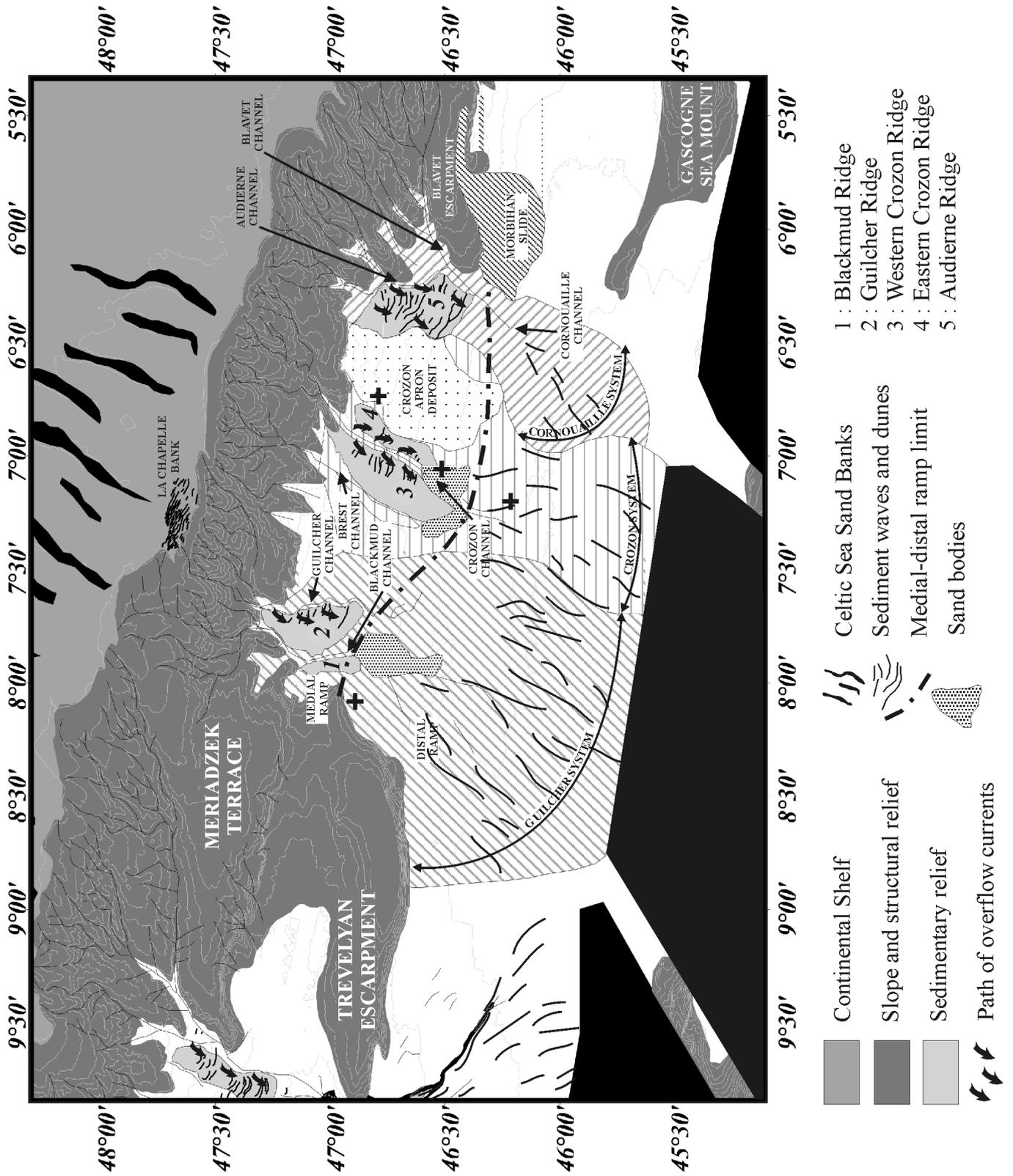


Fig. 2c

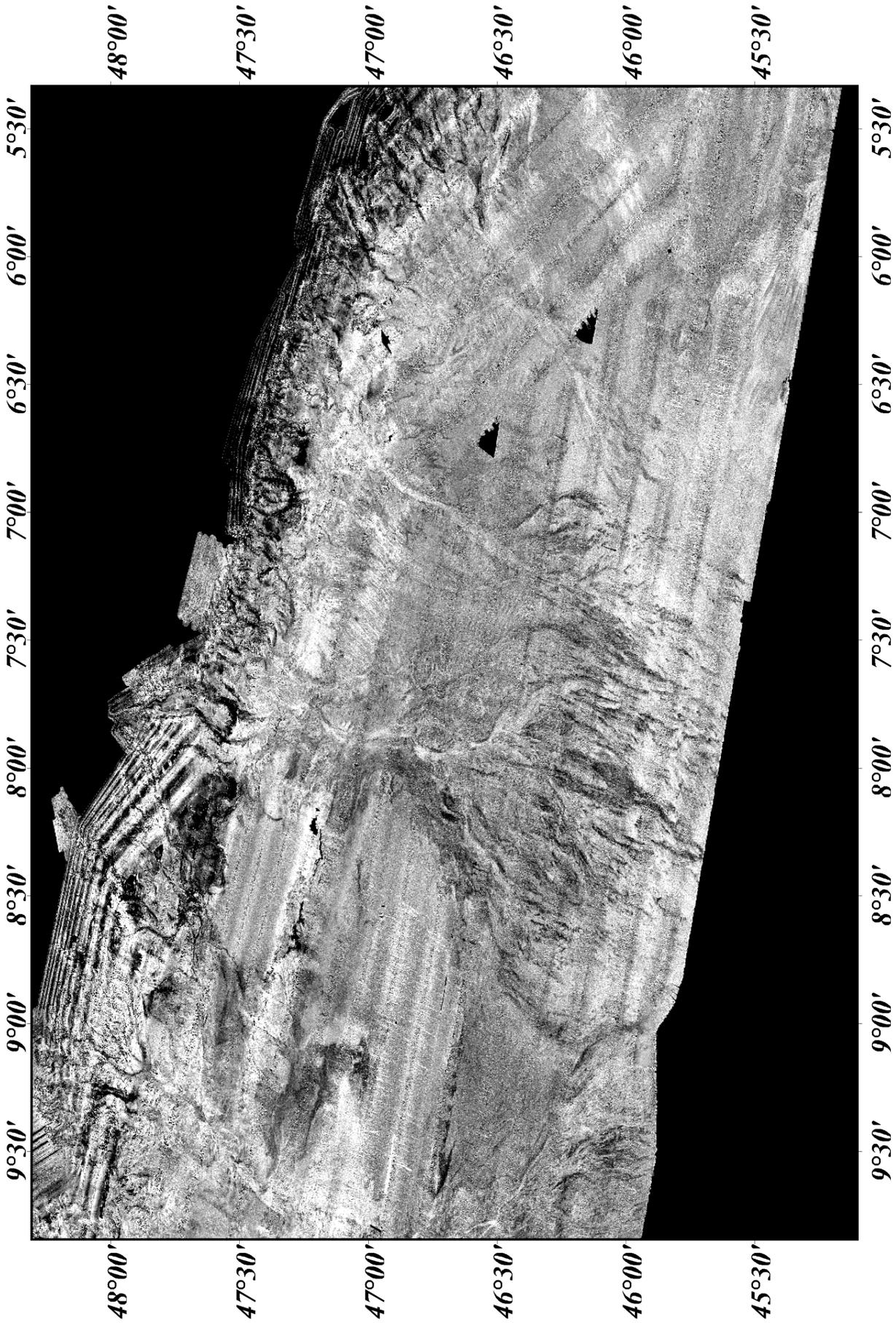


Fig. 2d

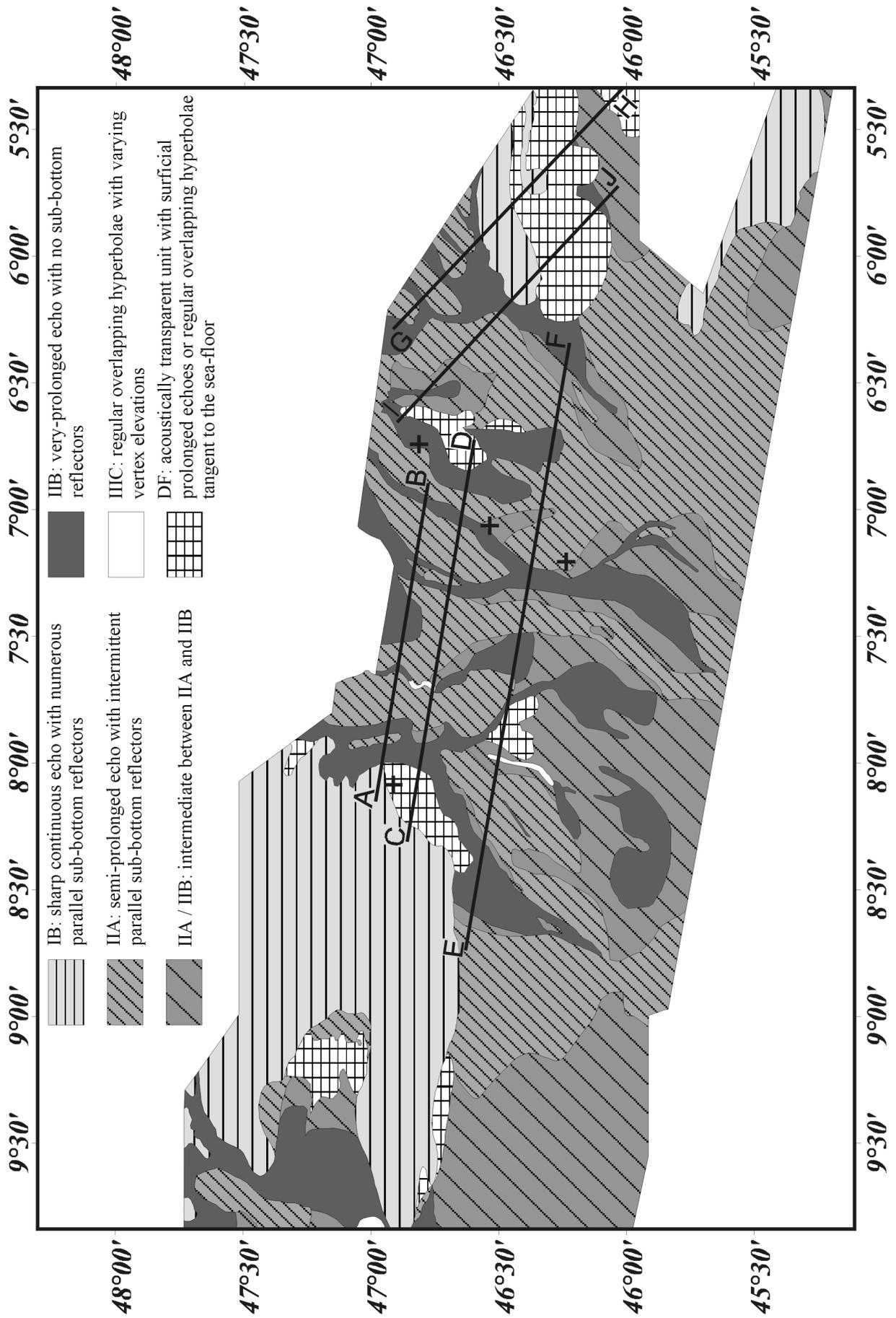


Fig. 2e

The medial ramp water depth extends from 4,100 m to 4,650 m, and is characterized by the presence of main channel levee systems. Beyond the medial-distal ramp boundary that corresponds to the disappearance of these channel-levee systems, major lobes begin to develop associated with secondary channels. The medial ramp is very gently sloping (with an average gradient of 0.05°).

The shaded bathymetric maps (Fig. 2a and 4) and the 3.5 kHz seismic analysis (Fig. 2c, 2e, 3 and 4) show an important slide located to east of the Armorican depositional system: the Morbihan Slide. This deposit from a large-scale mass movement is located on the lower slope in water depths of 3,800 m to 4,700 m.

3.2. Sediment distribution

3.2.1. Sedimentary facies

Five sedimentary facies have been recognised in the cores available from the Armorican depositional system (Fig. 5, 6 and 7). These facies have been defined using: (1) photography and X-Ray imagery, (2) grain size analysis and CaCO_3 content, and (3) comparisons with the Celtic Fan core lithologies (Zaragosi et al., 2000).

Facies 1: Homogeneous, structureless marly ooze: pelagic to hemipelagic marly ooze

Facies 1 is composed of structureless light grey to light brownish grey marly ooze. The mean grain size is less than $10\ \mu\text{m}$ and the CaCO_3 content ranges between 30 and 60 %. This facies, forming the modern sea-floor, has been interpreted as pelagic to hemipelagic drape deposits. It is observed in the uppermost parts of cores within the Marine Isotopic Stage 1 (MIS 1) interval.

Facies 2: Homogenous, structureless clay: hemipelagic clays

Facies 2 consists of thin (a few centimetres) to thick (one metre) intervals of structureless olive grey clay. The mean grain size is less than $10\ \mu\text{m}$ and the CaCO_3 content is less than 30 %. This facies is present during the MIS 2 and has been interpreted as hemipelagic drape deposits.

Facies 3: Laminated silt and clay and very fine sand: fine-grained turbidites

Facies 3 consists of alternating silt and clay laminae. The mean grain size varies from $50\ \mu\text{m}$ (silt laminae) to $5\ \mu\text{m}$ (clay intervals). This facies frequently shows a basal layer of very fine sand to coarse silt with a thickness lower than 5 cm. The CaCO_3 content is lower than 30 %. This facies, observed during both the MIS 1 and 2, is interpreted as fine-grained turbidites (T_{c-d-e} divisions of the Bouma turbidite sequence; Bouma, 1962) deposited by low-density turbidity currents.

Facies 4: Thick graded sands: turbidites

Facies 4 consists of medium sand to very fine sand, with a layer thickness up to 10 cm. They are normally graded and can be associated with facies 3 to form a complete turbidite sequence ($T_{a-b-c-d-e}$) or can form a top (T_{a-b}) or base cut-out (T_{b-c}) sequence. Facies 4 is interpreted as being deposited by high-density turbidity currents. These sandy layers are observed only during the MIS 1.

Facies 5: Thin-bedded sorted silt: fine-grained turbidites or bottom-current reworked deposits

Facies 5 consists of well sorted silty beds, 5-10 cm thick, showing generally parallel or cross laminations and sharp or gradational contacts at the base and top. The mean grain size varies from 18 to 50 μm . These silty layers dated at 5720 yrs BP on core MaKS04 are localised on the medial and distal ramp. The sedimentary processes involved in the deposition of Facies 5 are still uncertain, but possibilities include low density turbidity currents or bottom-current reworking.

3.2.2. Seismic 3.5 kHz echofacies

In this study, the 3.5 kHz echofacies has been classified according to Damuth's methodology (Damuths, 1975; Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980). The echo-character mapping and the interpretation also use the multi-beam echosounder data (bathymetry and imagery) and the core lithologies. In the area studied, six types of echofacies have been recognised on the hull-mounted seismic lines: (1) "IB" sharp continuous echo with numerous parallel sub-bottom reflectors, (2) "IIA" semi-prolonged echo with intermittent parallel sub-bottom reflectors, (3) "IIB" very-prolonged echo with no sub-bottom reflectors, (4) "IIA/IIB" intermediate between IIA and IIB, (5) "IIIC" regular overlapping hyperbolae with varying vertex elevations and (6) "DF" acoustically transparent unit with surficial prolonged echoes or regular overlapping hyperbolae tangent to the sea-floor. The map of echofacies distribution (Fig. 2e) is a compilation of the available 3.5 kHz data and defines the sediment distribution discussed below.

3.2.3. Sediment distribution on the medial ramp

On the medial ramp, the Guilcher, Crozon and Cornouaille systems are made up of the feeder channels associated with sedimentary levees. These channels are of two morphological types: straight and relatively large channels, the most frequent (Blackmud, Brest, Crozon, Audierne, Blavet and Cornouaille Channels); and, a single sinuous channel (the Guilcher Channel).

The straight channels are 3,000-5,000 m wide, approximately 45 km long and have a relief of 30-200 m from the channel floor to the levee crests. The Brest Channel has a small levee in its central part and is then divided in two distinct 30 km-long branches. The core MaKS03 located just downstream of the Crozon Channel mouth, contains a thick (65 cm) complete turbidite sequence (*Facies 3-4*; Fig. 6) overlying silt and clay laminae (*Facies 3*). Despite the absence of cores from the bottom of the channels, the sandy nature of channel-fill deposits can be expected from: (1) the presence of sandy layers on the edge of the channels (core MaKS03) and, (2) the IIB echo (very prolonged without sub-bottom reflectors) backscattered from the floors of all of these channels (Fig. 2e). Downstream from the medial-distal ramp boundary, the Blackmud, Brest and Crozon channels are assumed to be filled by massive sand bodies. Downstream of the Blackmud Channel, one of these assumed sand

bodies, visible on the shaded bathymetric map (Fig. 2a and 2c), leads to a recent westward avulsion of the Blackmud Channel mouth.

The Guilcher Channel located to the east of the Guilcher system, is a prominent sinuous channel extending down slope from the Guilcher Canyon. This channel is 2,500 m wide, 75 km long, and has a relief of 90 m from the channel floor to the Guilcher Ridge crest. As channel sinuosity seems to reflect supply characteristics (Reading and Richards, 1994; Galloway, 1998), the sinuous nature of the Guilcher channel-levee system implies finer-grained turbidity currents than in the other channels.

The levees bordering the upper part of the channels are strongly asymmetrical. The Guilcher, Crozon and Audierne Channels show significantly higher and better developed right levees, named respectively the Guilcher Ridge, the Western Crozon Ridge and the Audierne Ridge. The Guilcher Ridge is 18 km wide and covers a surface of about 700 km². The Western Crozon Ridge is 15 km wide and covers a surface of about 1,000 km². The Audierne Ridge is 30 km wide and covers on a surface of about 700 km². Fields of sediment waves cover these levees. Their wavelengths range from 1,000 m to 4,000 m and their amplitudes from 5 m to 80 m. All the ridges are essentially constituted of IIA echo-type. Despite the lack of sampling, the occurrence of overbank deposits on the ridges is suggested by: (1) the location of the ridges along the channels, (2) the presence of sediment waves, and (3) the orientation of the sediment wave crests which are perpendicular to the assumed path of overflow currents (Fig. 2a and 2c).

The upper part of the Cornouaille system is characterised by two main straight tributary channels: the Audierne and the Blavet Channels (Fig. 2c). To the south, the Audierne Channel and the Blavet Channel converge toward the narrow passage induced between the Blavet Escarpment and the Audierne Ridge and merge into a single channel: the Cornouaille Channel. This channel feeds a single small lobe deposit on the distal ramp (Fig 2d and 2e).

An isolated sedimentary body without any canyon or channel connection is present on the eastern part of the Crozon Channel and constitutes the Crozon Apron Deposit (Fig. 2c). Identified by seismic 3.5 kHz analysis (Fig. 2c and 2e), this apron deposit covers a surface of more than 3,000 km² and presents a very low relief expression. The echofacies range from IIB to IIA, with local DF echoes. The absence of any connection suggests a slope origin. Sediment could come from the unnamed spur located upstream.

Fig. 3. Selected 3.5 kHz profiles across the Armorican depositional system and the Morbihan Slide. For location see Fig. 2e. Profiles were recorded with a hull-mounted sounder.

3.2.4. Sediment distribution on the distal ramp

The distal ramp includes the area of secondary channels and their related lobes. The secondary channels do not show any significant levees but feed a complex network of small-scale imbricated braided finger-like sublobes (Fig 2d and 2e). Successive lobe elements, without significant surface expression coalesce to form widespread lobes, possibly generated during periodic avulsions of medial and distal ramp channels.

On the medial ramp the channel-levee system sizes are similar, but on the distal ramp the surface area of the lobes linked to each system decreases eastwardly. This trend seems to be related to the increasing distance from the English Channel system axis (Fig. 1).

3.2.5. The Morbihan Slide

This large-scale mass movement deposit (Fig. 2a, 2e, and 4) of about 1,800 km² and 50 km³ is smaller than several other western European slides already documented in the literature (e.g. Storegga, Trænadjupet, Andøya, and Bjørnøyrenna giant slides; Kenyon, 1987; Laberg et al., 2000). This failure deposit is seismically transparent (Fig 3). The 3.5 kHz echo facies presents fairly regular overlapping hyperbolae tangent to the sea-floor (DF). On the multi-beam echosounder imagery (Fig. 2d), this failure deposit is characterised by a relatively homogeneous signature identical to the neighbouring sea-floor. The absence of any connection, with the shelf-break suggests a slope origin for this deposit.

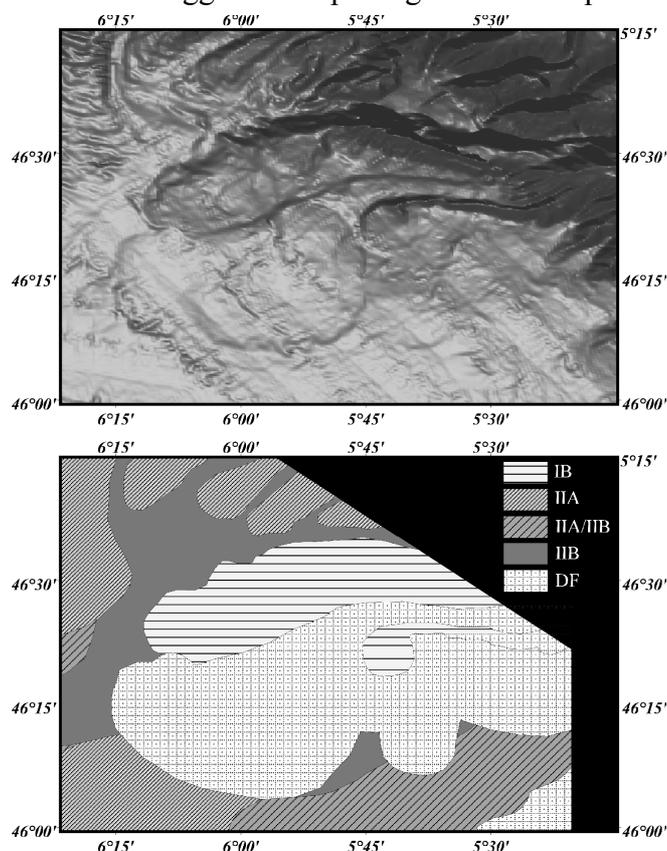


Fig. 4. Detailed shaded bathymetric map and echofacies distribution in the Morbihan Slide.

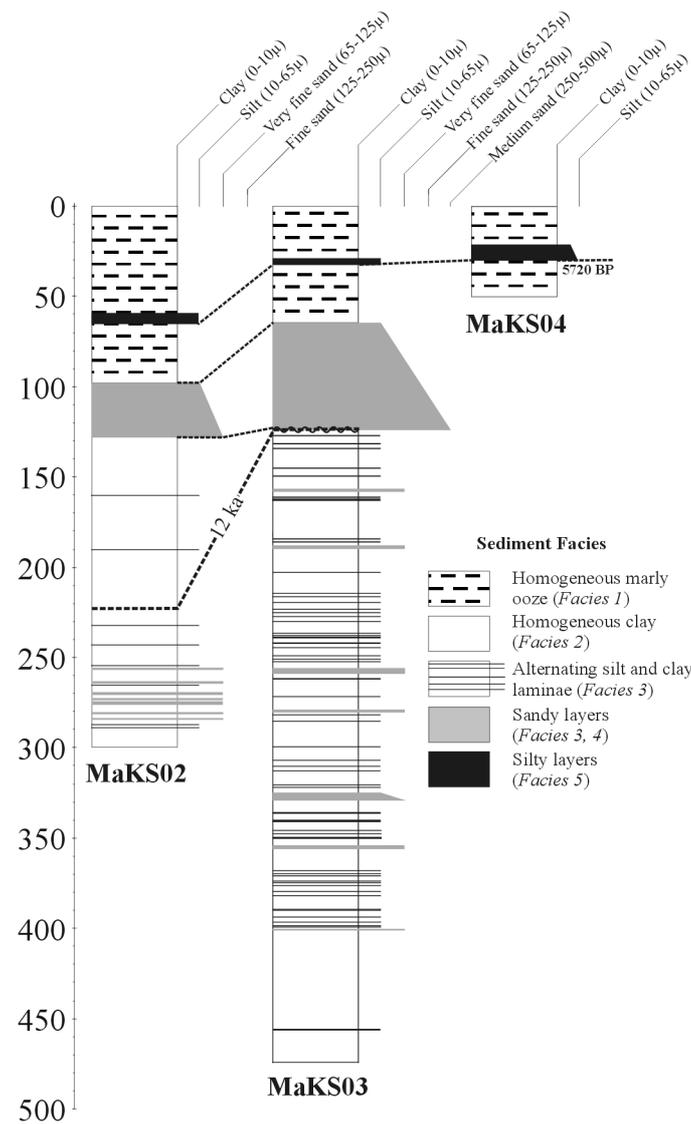


Fig. 5. Sedimentological core logs from the Crozon system, showing grain-size variation, lithology and bed thickness. (location of cores is presented in Fig. 2b).

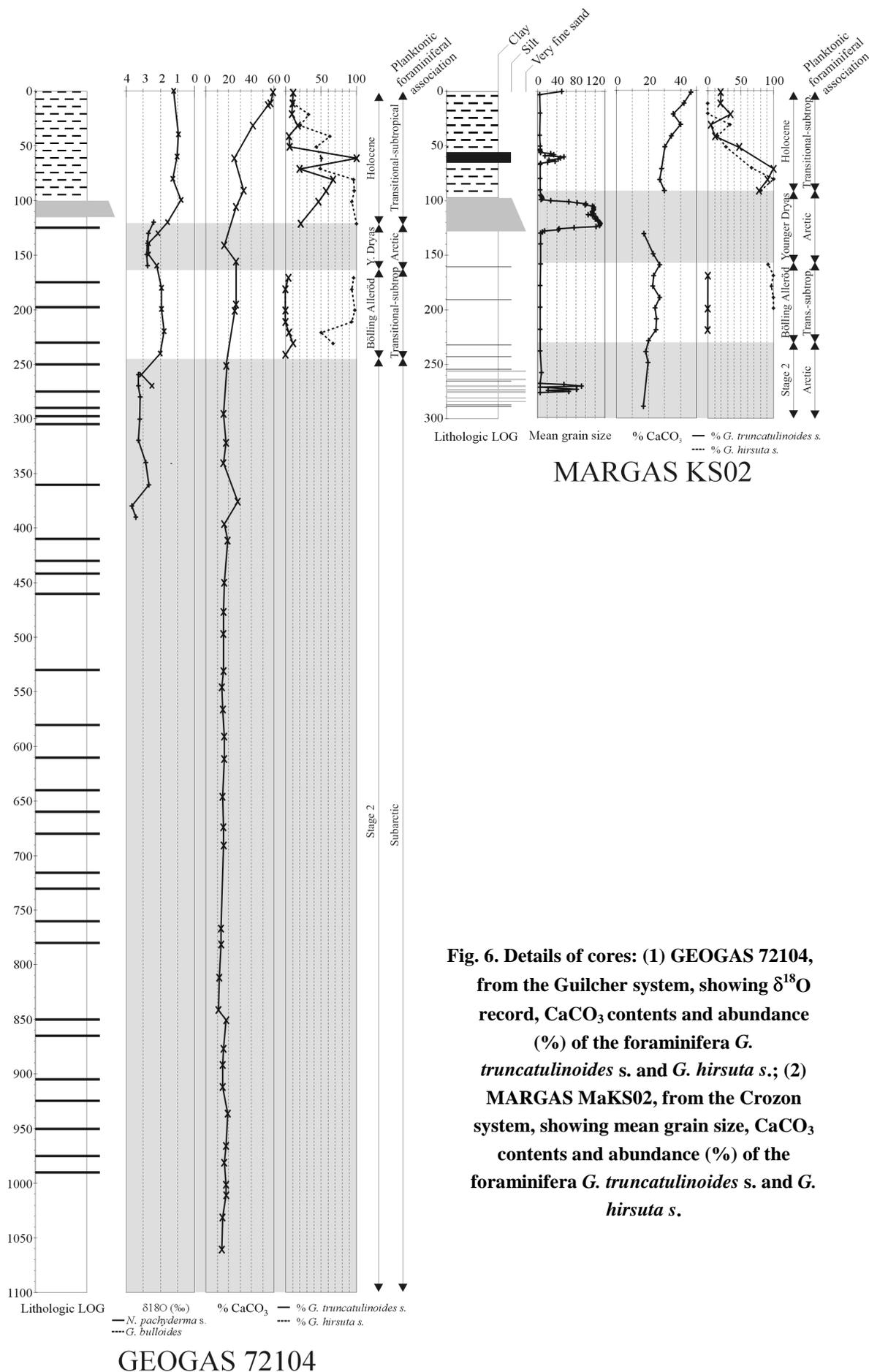


Fig. 6. Details of cores: (1) GEOGAS 72104, from the Guilcher system, showing $\delta^{18}\text{O}$ record, CaCO_3 contents and abundance (%) of the foraminifera *G. truncatulinoides* s. and *G. hirsuta* s.; (2) MARGAS MaKS02, from the Crozon system, showing mean grain size, CaCO_3 contents and abundance (%) of the foraminifera *G. truncatulinoides* s. and *G. hirsuta* s.

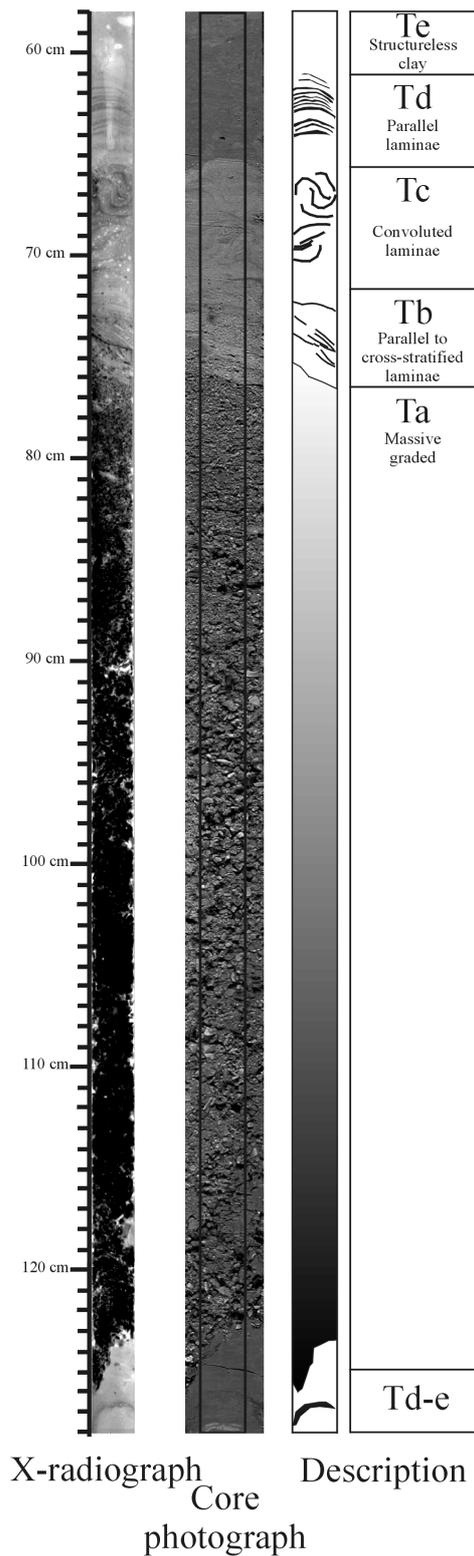


Fig. 7. Section of core MaKS03 (58-128 cm) consisting of a complete Bouma sequence from medium sands (T_a) to laminated silt and clay (T_d) and homogeneous clay (T_e).

4. Discussion

4.1. Turbidite system models and processes

In the 1980s, the classical fan models (Normark, 1970; Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978) were improved with the development of multiple-source models (Chan and Dott, 1983; Heller and Dickinson, 1985; Reading and Richards 1994). Unlike the point-source submarine fan fed by a single feeder channel, the multiple source submarine ramp model describes systems that are fed by multiple sources.

The Armoricaïn depositional system is fed by 33 canyons draining a 360 km length of shelf edge. These canyons merge into six main channels on the lower slope. Downslope, the channels maintain their isolation and then the system keeps a multiple source pattern. In this way, the whole Armoricaïn turbidite system corresponds to a mud/sand-rich multi-source ramp. It is slightly different from the Celtic Fan, to the north, with the same sedimentary context but displaying intermediate patterns between submarine fan and submarine ramp (Zaragosi et al., 2000).

On the medial ramp, the majority of the channels present a straight pathway with a large U-shaped cross section. The occurrence of sand bodies at the outflow of these channels and of sandy turbidite in core MaKS03 (cf. 3.2.3) indicate the high-density pattern for the last turbidity currents.

The complete Bouma sequence is extremely rare both in the modern and in the ancient rock record. Most of the observed Bouma sequences are top-cut out (T_a or T_{a-b}) or base-cut out (T_{c-e} or T_{d-e}). The core MaKS03 located beyond the Crozon Channel (Fig. 2b) presents a complete Bouma sequence (Fig. 7). The same unit is sampled by the core MaKS02 (Fig. 5) located upslope on the eastern end of the Eastern Crozon Ridge (Fig. 2b and 2c) but is a top-cut out sequence (T_a). At the site of core MaKS03 (mouth of the channel), there is a rapid decrease in flow speed, inducing a deposition of the complete sequence. The sand bodies located beyond the Blackmud, Brest and Crozon Channel mouths (Fig. 2a and 2c) seem to result from the same depositional processes.

The sinuous nature of the Guilcher Channel, that indicates finer-grained supplies for most of the turbidity flows, could be explained by the source area configuration. Indeed the Guilcher Channel drains the southeast part of the Chapelle drainage area. This section of the outer shelf, named the Chapelle Bank (Bourillet and Loubrieu, 1995), corresponds to a shoal covered by a field of dunes parallel to the shelfbreak (Fig. 2c). On the Celtic and Armoricaïn Shelves, the Celtic Sand Banks are located very close to the shelfbreak (< 10 km). Chapelle Bank is a fairly isolated low relief feature, and represents an obstacle for the direct delivery of sand to the slope. This context probably reduces the sand supply to Guilcher Channel and thus favours a sinuous course.

On the distal ramp, the spreading of individual sheet-flows produces individual small-sized lobes without significant surface expression. These lobes are generated through periodic avulsions resulting from channel in-fill, at the medial-distal ramp boundary.

The Cornouaille system is characterised by the existence of two sedimentary sources on the medial ramp. However, just before the distal ramp, the two channels merge into a single channel generating a single feeding source. Hence, the Cornouaille System shows a pattern similar to the Celtic Fan (Zaragosi et al., 2000). The eastward migration of the Celtic Fan and the Cornouaille system, as a consequence of Coriolis effect, is prevented by a structural feature. In this way, the channels are confined between the right levees and the structural features and have not migrate over long periods, thus inducing highly developed right levees. Avulsion frequencies of such systems are, as a result, lower. For this reason the Audierne Ridge is well developed despite having a lower sedimentary supply than the Guilcher and Crozon systems.

4.2. Evolution of sedimentary processes

To determine the evolution of the sediment supplies to the Armorican depositional system, the cores MaKS02 and G72104 (Fig. 2b) were sampled for sedimentological and paleontological analysis (Fig. 6).

The core MaKS02, located to the east of the left levee of the Crozon Channel, provides information about the evolution of supplies since the last glaciation. During the MIS 2 and the beginning of the MIS 1 (Bølling Allerød and Younger Dryas), the presence of thin-bedded very fine sands and laminated silt and clay (*Facies 3*) indicates the occurrence of overflow processes on the Crozon levees. At the Pleistocene-Holocene boundary (10,000 yrs BP), the occurrence of hemipelagic sedimentation (*Facies 1*) points to the cessation of overflow processes. The cores MaKS02, MaKS03 and MaKS04, that represent a N-S transect from the medial to the distal ramp record predominantly hemipelagic sedimentation over the past 10,000 yrs. However two distinct layers, interbedded in the hemipelagic deposits (*Facies 1 and 2*), can be correlated between the three cores (Fig. 5). The first layer deposited during the Younger Dryas event is a thick sandy turbidite (*Facies 4*). The second layer, made up of thin-bedded sorted silts of uncertain origin (*Facies 5*), is dated at 5720 yrs BP.

The core G72104 (Duplessy et al., 1981), located to the west of the Blackmud Ridge records the evolution of supplies to the Blackmud Channel. Because of its great distance from the channel axis, this core should have recorded only the deposits of the more important gravity flows. As for the Crozon system, during MIS 2 and the beginning of MIS 1 (Bølling Allerød and Younger Dryas), the presence of silt laminae (*Facies 3*) indicates the occurrence of relative low-density turbidity currents at the site of the core. The Pleistocene-Holocene boundary is marked by the cessation of low-density turbidite deposits and the occurrence of homogeneous marly ooze (*Facies 1*) that indicates hemipelagic sedimentation. At the base of the Holocene, the occurrence of a normally graded sand layer indicates a high-density turbidite event.

Cores MaKS02 and G72104 present the same facies vertical distribution with relative low-density turbidity currents during the MIS 2 and the beginning of the MIS 1 (24 - 10,000

yrs BP), and hemipelagic sedimentation during the Holocene with episodic high-density turbidity currents at the base of the Holocene.

4.3. Paleoceanographic control on the development of the Armorican turbidite system

The available cores allow the historical reconstruction of the Armorican depositional system during MIS 1 and 2 (0-24,000 yrs BP). Like the Celtic Fan (Zaragosi et al., 2000), the Armorican turbidite system does not appear to have been built at a gradual or constant rate. There are distinct episodes of growth characterized by various depositional processes.

On the Celtic Fan (Zaragosi et al., 2000), the overflow deposits present on the upper fan during MIS 2 and during the beginning of MIS 1 (Bølling Allerød, Younger Dryas and lower Holocene) indicate the occurrence of relatively low-density turbidity currents, that would have originated at the front of a deltaic environment on the outer shelf (low sea-level period and sea-level rising phase). The very recent sandy layers (< 2,000 yrs BP) located in the middle and lower Celtic Fan, indicate episodic high-density turbidity currents. These upper Holocene supplies are derived from reworked outer shelf sands due to the high-energy conditions (storms and spring tidal currents) on the outer shelf during high sea-level periods.

As on the Celtic Fan, similar differences between sea-level lowstand and highstand occur in the Armorican depositional system. The passage between the lowstand low-density turbidity currents and highstand hemipelagic sedimentation with episodic high-density turbidity currents occurs at the Pleistocene - Holocene boundary (~10 ka BP). On the Celtic Fan, the same change is dated at 7,028 yrs BP. This shift through time of the end of deltaic environments influence, and the transition to present hydrodynamic conditions, can be explained as follows. The Armorican depositional system is located in the southeastern part of the area influenced by the English Channel Delta (Fig. 1). It records the first the cessation of deltaic supplies (~10 ka BP). These supplies may have continue up to the lower-upper Holocene boundary (7 ka BP) along the main axis of the English Channel system and then feed the Celtic Fan located just downstream from this axis. This cessation of deltaic supply to the deep sea at 7 ka BP is synchronous with the installation of fully marine conditions in the Straits of Dover and in the Southern Bight of the North Sea (Eisma et al., 1981; Lericolais, 1997).

The main difference with the Celtic Fan is observable during the Holocene. On the Celtic Fan, episodic high-density turbidity events occurs during all MIS 1. On the Armorican turbidite systems, the equivalent sand layers was located during the Younger Dryas and at the base of the Holocene. No more important turbidite event occur during the main part of the Holocene. Sampling the lobe area downward the six tributary channels are necessary to confirm such hypothesis.

The eustatic cycles thus constitute the major factor controlling the timing and style of sedimentation of the Armorican depositional system. During the last low sea-level period, sediment derived from the Channel River and the Channel Deltas were transported into the

deep basin via submarine canyons and deposited as channel-levee systems and distal lobes. During this low sea-level configuration, the Armorican turbidite system was a delta-fed ramp. This configuration ceased at 10 ka BP. The episodic turbidite supplies derived from reworked shelf sands at the base of the Holocene seems comparable to the upper Holocene sandy layers of the Celtic Fan. The high sea-level functioning is uncertain: totally inactive or still supplied by the outer shelf.

5. Conclusions

The Armorican depositional system is a mid-sized turbidite system with a surface area of more than 30,000 km². The entire system corresponds to a mud/sand rich multi-source submarine ramp on a passive continental margin. The medial ramp is characterised by the presence of six distinct tributary channels that form three systems: (1) the Guilcher system, linked to the central part of the English Channel system; (2) the Crozon system, linked to the southern part of English Channel system; and (3) the Cornouaille system, linked to the southeastern part of English Channel system. The medial ramp displays well developed channel-levee systems with large levees modelled by sediment waves and channels that are either linear or sinuous according to the amount and textural characteristics of the sediment supply. The distal ramp corresponds to divergent braided secondary channels and associated lobes. Successive small-sized lobes are generated during periodic avulsions of the channels and coalesce to form widespread lobes.

The lithological, palaeontological, and geochemical analyses on four cores document the evolution of sedimentation since the last glaciation. The fine-grained turbidites, which are the dominant deposits on the medial ramp during Marine Isotope Stage 2 and during the beginning of Marine Isotope Stage 1, indicate the occurrence of relative low-density turbidity currents that must have been initiated at the front of a deltaic environment on the outer shelf during a period of low sea-level stand and subsequent sea-level rise. The occurrence of sand layers during the Younger Dryas and at the base of the Holocene points to episodic high energy turbidity current supply related to outer shelf sand reworking. In this way, the Armorican depositional system is a delta-fed submarine ramp during low sea-level glacial episodes. The high sea-level functioning is uncertain: totally inactive or still supplied by the outer shelf.

Acknowledgements

The authors are grateful to IFREMER and SHOM for data availability. Multibeam bathymetry and acoustic imagery data collected during the projects conducted by IFREMER (Sedimanche and ENAM programmes respectively coordinated by J.F. Bourillet and G. Auffret, and Bay of Biscay EEZ programme coordinated by R. Le Suavé) have been compiled and processed by A. Normand, B. Loubrieu, J.P. Mazé and E. Le Drézen. The authors are also grateful to F. Vinçent, J. St. Paul, D. Poirier, G. Chabaud, R. Kerbrat, R. Apprioual, G. Floch,

J. Kervern, P. Guyomard and S. Lucas for technical assistance. This is an U.M.R./ EPOC C.N.R.S. n° 5805 contribution n° 1376

References

- Auffret GA (1983) Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique. Thèse de 3e cycle (Thesis), Université de Bordeaux I, 335pp
- Auffret GA, Zaragosi S, Voisset M, Droz L, Loubrieu B, Pelleau P, Savoye B, Bourillet JF, Baltzer A, Bourquin S, Dennielou B, Coutelle A, Weber N, Floch G (2000) Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Eventail Celtique. *Oceanologica Acta* 23: 109-116
- Belderson RH, Kenyon NH (1976) Long-range sonar views of submarine canyons. *Marine Geology* 22: M69-M74
- Belderson RH, Pingree RD, Griffiths DK (1986) Low sea-level tidal origin of Celtic Sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Marine Geology* 73: 99-108
- Berné S, Lericolais G, Marsset T, Bourillet JF, De Batist, M (1998) Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research* 68: 540-555
- Berthois L, Duprat J, Gonthier E, Pujol C, Pujos-Lamy A (1973) Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'I.G.B.A., concernant la mission GEOGAS (5 au 17 novembre 1972), au nord-ouest du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 14: 143-177
- Bouma AH (1962) Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 168 pp
- Bourillet JF, Loubrieu B (1995) Atlantique Nord-Est, Bathy-morphologie de la Marge des Entrées de la Manche. Echelle 1: 250 000. Editions IFREMER, Brest
- Chan MA, Dott JRH (1983) Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, Western Oregon-fan or non-fan? *A.A.P.G. Bull.* 67: 2100-2116
- Cremer M, Orsolini P, Ravenne C (1985) Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Editors), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, pp. 113-120
- Damuth JE (1975) Echo-character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology* 18: 17-45
- Damuth JE (1980) Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology* 38: 51-75
- Damuth JE, Hayes DE (1977) Echo character of the east Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology* 24: 73-95

- Droz L, Auffret GA, Savoye B, Bourillet JF (1999) L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. C.R. Acad. Sci. Paris 328: 173-180
- Duplessy JC, Delibrias G, Turon JL, Pujol C, Duprat J (1981) Deglacial warming of the Northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Pal., Pal., Pal.* 35: 121-144
- Eisma D, Mook WG, Laban C, (1981) An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment* 5: 229-237
- Faugères JC, Imbert P, Mézeraïs ML, Crémer M, (1998) Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea-fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. *Sedimentary Geology* 115: 81-110
- Galloway WE (1998) Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. *A.A.P.G. Bull.* 82: 569-595
- Heller PL, Dickinson WR (1985) Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *A.A.P.G. Bull.* 69: 960-976
- Kenyon NH, Belderson RH, Stride AH (1978) Channels, canyons and slump folds on the continental slope between South-West Ireland and Spain. *Oceanologica Acta* 1: 369-380
- Kenyon NH, Stride AH (1970) The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology* 14: 159-173
- Kenyon NH (1987) Mass-wasting features on the continental slope of northwestern Europe. *Marine Geology* 74: 57-78
- Laberg JS, Vorren TO, Dowdeswell JA, Kenyon NH, Taylor J (2000) The Andoya Slide and the Andoya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology* 162: 259-275
- Le Suavé R, Normand A, Mazé JP, Le Drézen E (2000) Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique. Zone Economique Exclusive (ZEE) Atlantique Nord-Est. 6 cartes bathymétriques au 1:250 000, 2 cartes de réflectivité au 1:500 000, Notice. Editions IFREMER, Brest
- Lericolais G (1997) Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en Régime Périglaciaire. Thèse de 3e cycle (Thesis), Université de Bordeaux I, 265 pp
- Marsset T, Tessier B, Reynaud JY, De Batist M, Plagnol C (1999) The Celtic Sea banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Marine Geology* 158: 89-109
- Migeon S, Weber O, Faugeres JC, Saint-Paul J (1999) SCOPIX: A new imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18: 251-255

- Mutti E, Ricci Lucchi F, (1972) Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978), *International Geology Review*: 125-166
- Normark WR (1970) Growth patterns of deep sea fans. *A.A.P.G. Bull.* 54: 2170-2195
- Reading HG, Richards M (1994) Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *A.A.P.G. Bull.* 78: 792-822
- Reid GS, Hamilton D (1990) A reconnaissance survey of the Whittard Sea Fan, southwestern approaches, British Isles. *Marine Geology* 92: 69-86
- Reynaud JY, Lauriat-Rage A, Tessier B, Néraudeau D, Braccini E, Carriol RP, Clet-Pellerin M, Moullade M, Lericolais G (1999a) Importation et remaniements de thanatofaunes dans les sables de la plateforme profonde des approches occidentales de la Manche. *Oceanologica Acta* 22: 381-396
- Reynaud JY, Tessier B, Berne S, Chamley H, De Batist M (1999b) Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches. *Marine Geology* 161: 339-359
- Reynaud JY, Tessier B, Proust JN, Dalrymple R, Bourillet JF, De Batist M, Lericolais G, Berne S, Marsset T (1999c) Architecture and sequence stratigraphy of a late Neogene incised valley at the shelf margin, southern Celtic Sea. *Journal of Sedimentary Research* 69: 351-364
- Reynaud JY, Tessier B, Proust JN, Dalrymple R, Marsset T, De Batist M, Bourillet JF, Lericolais G (1999d) Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* 46: 703-721
- Sibuet JC, Monti S, Pautot G (1994) Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sci. Paris* 318: 615-625
- Walker, RG (1978) Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *A.A.P.G. Bull.* 62: 932-966
- Zaragosi S, Auffret GA, Faugères JC, Garlan T, Pujol C, Cortijo E (2000) Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology* 169: 207-237

A. La sédimentation gravitaire de type turbiditique	174
1. <i>Les levées</i>	174
1.1. Morphologie et processus d'édification	174
1.2. Faciès sédimentaires: les turbidites argilo-silteuses (fine-grained turbidite)	180
2. <i>Les chenaux et les remplissages de chenaux</i>	187
2.1. Morphologie des chenaux.....	187
2.2. Le comblement et l'avulsion des chenaux.....	188
2.3. Faciès sédimentaires	189
3. <i>Les lobes distaux</i>	193
3.1. Morphologie et faciès acoustiques.....	193
3.2. Faciès sédimentaires: les sables massifs	194
B. La sédimentation gravitaire non chenalisée: glissements en masse et <i>apron deposits</i>	198
1. <i>Les faciès acoustiques</i>	198
1.1. Le glissement du Morbihan (Morbihan slide).....	198
1.2. Les glissements au pied de l'Escarpe de Trévélyan.....	200
1.3. Crozon Apron Deposit	202
2. <i>Les faciès sédimentaires: mass transport deposits (MTDs)</i>	204
C. La sédimentation ubiquiste: sédimentation hémipélagique et les niveaux d'Heinrich	209
1. <i>La sédimentation hémipélagique</i>	209
1.1. Les faciès sédimentaires	209
1.2. Les processus diagénétiques	209
2. <i>Les événements d'Heinrich</i>	210
2.1. Les faciès sédimentaires	210
2.2. Les faciès acoustiques.....	216

Chapitre VII : Processus de Dépôt et Environnements Sédimentaires

Les deux chapitres précédents ont mis en évidence les caractéristiques morphologiques générales des systèmes turbiditiques celtique et armoricain, ainsi qu'une première interprétation de leur fonctionnement au cours du Quaternaire récent. Mais en plus de ces résultats qui ont un caractère régional, mes études ont mis en évidence un certain nombre d'objets (chenaux, levées, lobes, glissements en masse, ...) qui sont caractérisés par des géométries et des faciès (sédimentaires et acoustiques) particuliers et sont communs à l'ensemble des systèmes turbiditiques profonds. Ces objets sont présentés au sein de ce Chapitre VII dont l'objectif, par une approche essentiellement naturaliste, est de mettre en évidence les processus sédimentaires responsables de leur mise en place. Ce chapitre est construit avec un maximum d'illustrations dans le but de permettre une meilleure comparaison avec d'autres systèmes de dépôts profonds.

Les processus sédimentaires affectant le domaine profond peuvent être regroupés en 4 groupes différents.

(A) **La sédimentation gravitaire de type turbiditique.** Ces processus sont responsables de la construction de systèmes turbiditiques complets (éventails et rampes). La diversité et la complexité de ces écoulements turbiditiques entraînent la mise en place de plusieurs unités élémentaires (chenaux, levées et lobes; cf. Chapitre III). La morphologie de ces unités, étroitement liée aux processus de dépôt, est remarquablement homogène d'un système turbiditique à un autre.

(B) **La sédimentation gravitaire de type glissement en masse.** Ces déstabilisations sédimentaires entraînent la mise en place en pied de pente de corps sédimentaires non chenalés de type *slump*, *debris flows* ou *slope apron*.

(C) **Les dépôts en suspension de type pélagique / hémipélagique et *ice-rafting*.** En raison de leur nature ubiquiste, ces processus ne permettent pas la construction de corps sédimentaires.

(D) **La sédimentation de type contouritique,** liée à la circulation géostrophique, peut créer des figures d'affouillements (*scour marks*), des sillons d'érosion (*furrows*) et peut permettre la mise en place de rides géantes contouritiques (*drift*), de dunes et de rides de courants (Faugères et al., 1999). Les rides contouritiques, les figures d'affouillement et les sillons d'érosion sont théoriquement allongés parallèlement à la marge.

Individuellement ou associés, ces quatre types de processus sédimentaires sont impliqués dans la mise en place de la totalité des dépôts profonds.

Dans le domaine profond du Golfe de Gascogne, seuls les dépôts contouritiques n'ont jamais été décrits. Toutes les structures sédimentaires observées au pied des Marges Celtique et Armoricaire témoignent de transports sédimentaires de la plateforme vers le domaine profond.

Nous avons ainsi divisé ce chapitre en trois parties: (1) La sédimentation gravitaire de type turbiditique, (2) La sédimentation gravitaire de type glissement en masse et (3) Les dépôts en suspension de type pélagique / hémipélagique et *ice-rafting*.

A. La sédimentation gravitaire de type turbiditique

La diversité morphologique des systèmes turbiditiques modernes et anciens entraîna la nécessité de travailler sur des unités morphologiques bien définies. **Parmi ces unités, les levées, les chenaux et les lobes, sont les plus facilement identifiables aussi bien dans l'actuel que dans l'ancien, et constituent les "briques élémentaires" de la majorité des édifices turbiditiques.** Dans cette section, leurs caractères sont analysés en détail et replacés dans un cadre bibliographique moderne.

1. Les levées

Cette partie est consacrée à la présentation des caractéristiques morphologiques des principales levées. Les faciès sédimentaires types de ces environnements et leur évolution seront présentés par la suite.

1.1. Morphologie et processus d'édification

L'ensemble des levées sédimentaires des systèmes turbiditiques celtique et armoricain peut être divisé en deux morphotypes différents.

- ✓ Des levées allongées systématiquement parallèlement à la direction de la pente et au chenal. Ces levées (ride de Shamrock, ride de Guilcher et rides de Crozon) sont parcourues par des champs de dunes sédimentaires sous-marines géantes (*sediment waves*). Ces *sediment waves*, accolées au chenal, sont toujours perpendiculaires à celui-ci (Figure 64).
- ✓ Des levées de grande taille (superficie > 800 km²) présentant une organisation plus complexe. Ces levées (ride de Whittard et ride d'Audierne) sont orientées obliquement par rapport à la direction de la pente du fait d'une direction oblique du chenal. Sur ces deux rides, à proximité du chenal, les *sediment waves* sont perpendiculaires à sub-perpendiculaires à la direction du chenal (Figures 63, 64 et 65). Elles sont générées au sommet de la levée, essentiellement au sein de la section sinueuse du chenal. Vers le pied de la levée, leur direction migre pour s'orienter perpendiculairement à la direction de la pente. Ce changement traduit une migration des courants turbiditiques de débordement depuis le sommet de la levée, où ils sont parallèles au chenal jusqu'à la partie arrière de la levée où ils s'orientent parallèlement à la pente.

D'après Migeon et al. (2000), l'évolution des *sediment waves* semble être un des processus majeurs contrôlant la progradation, l'agradation et la migration des systèmes chenal-levées. Dans le cas des rides de Whittard et d'Audierne, comme dans le cas de la ride du Var (Migeon et al., 2000), la migration du système chenal-levée a dû s'effectuer vers la gauche du chenal et à contre-pente, créant ainsi une morphologie particulière (Figure 65). Le chenal se trouve bloqué entre la levée et la pente. Cette configuration confère une plus grande pérennité au système chenal-levée, permettant ainsi de réduire la fréquence des avulsions au cours du développement du système. Cette caractéristique pourrait expliquer le plus grand

développement des rides de Whittard et d'Audierne comparées aux autres rides des systèmes turbiditiques celtique et armoricain. Néanmoins, nos deux systèmes étant actuellement bloqués, les risques d'avulsion, par des événements de haute énergie qui auront tendance à s'écouler parallèlement à la direction de la pente, sont importants.

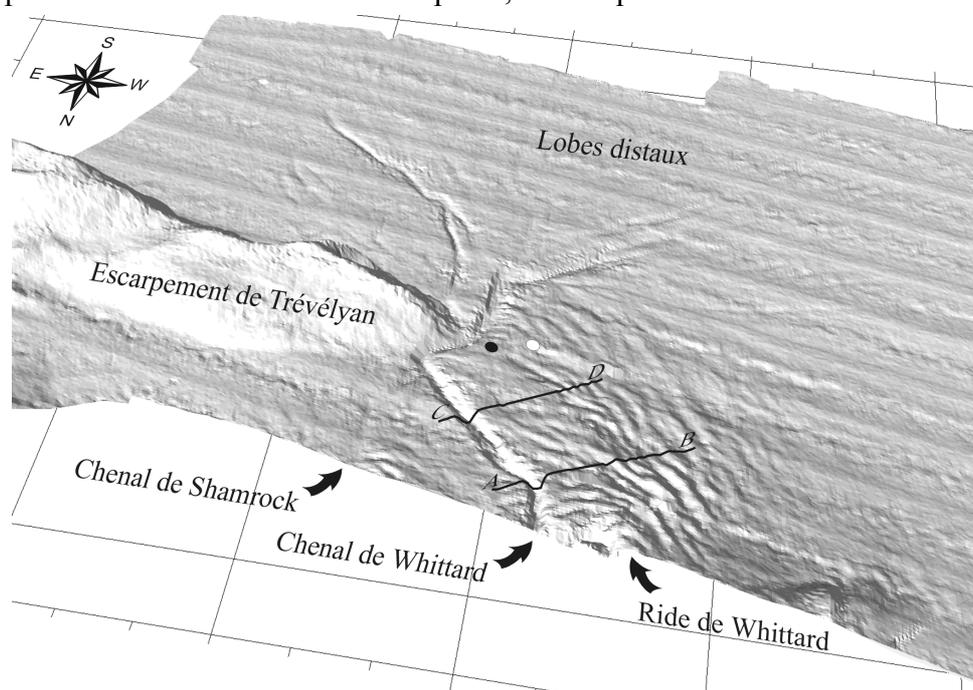


Figure 63: Bathymétrie ombrée 3D de l'Eventail Celtique et localisation des carottes SKS01 (point noir) et MKS03 (point blanc) et des profils 3,5 kHz SAR AB et CD.

Les profils sismiques 3,5 kHz-SAR perpendiculaires à la ride de Whittard ont permis de mettre en évidence deux types de *sediment waves*: (1) des *sediment waves* de courte longueur d'onde et de faible amplitude à proximité du chenal et (2) des *sediment waves* de grande longueur d'onde et de grande amplitude vers le pied de la levée.

Les *sediment waves* de courte longueur d'onde présentent une section asymétrique avec un flanc amont plus court et plus abrupt et un flanc aval plus long et en pente plus douce (Figure 66). Cette asymétrie due à des taux de sédimentation plus forts sur le flanc amont est typique de *sediment waves* migrant vers l'amont à contre-courant. La résolution des données bathymétriques ne permet pas de les identifier clairement sur la bathymétrie ombrée (Figure 63).

Les *sediment waves* de grande longueur d'onde correspondent à celles observées sur la bathymétrie ombrée (Figures 63 et 65). Ces *sediment waves* présentent aussi une section asymétrique caractéristique d'une migration vers l'amont. Certaines d'entre elles sont toutefois associées à des failles rotationnelles (Figure 66) et des glissements mineurs témoignant de la déstabilisation de la partie aval de la levée. Ces déstabilisations peuvent être causées par une surcharge sédimentaire liée à l'agradation de la levée. Elles influencent dans ce cas l'orientation ainsi que la structure des *sediment waves*. Celle-ci peuvent alors rentrer dans le cadre de *sediment waves* résultant à la fois de processus de dépôt et de déformation: "*multi-processes generated sediment waves*" (Faugères et al., 2000).

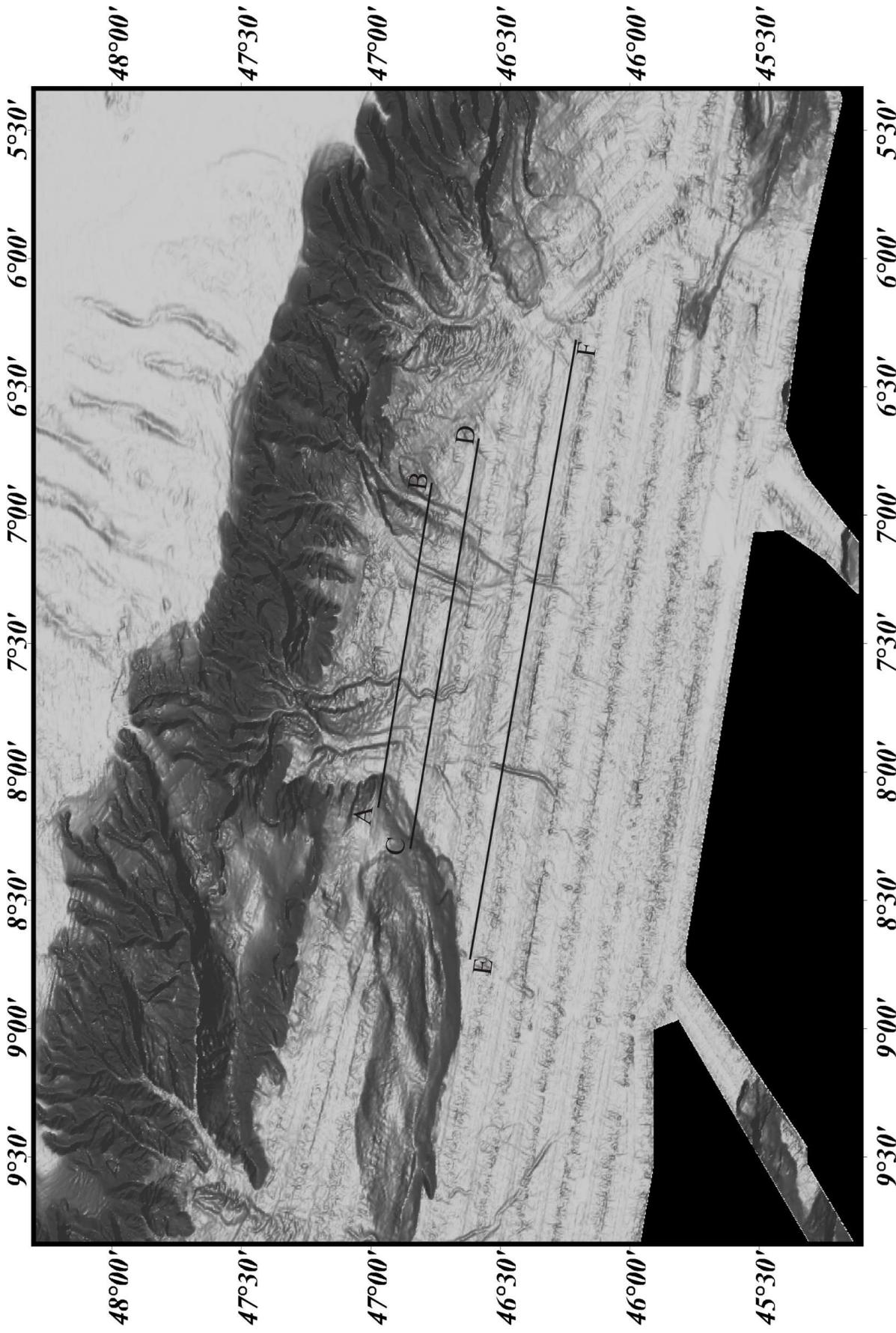


Figure 64: Bathymétrie ombrée du système turbiditique armoricain et localisation de profils sismiques de la Figure 67.

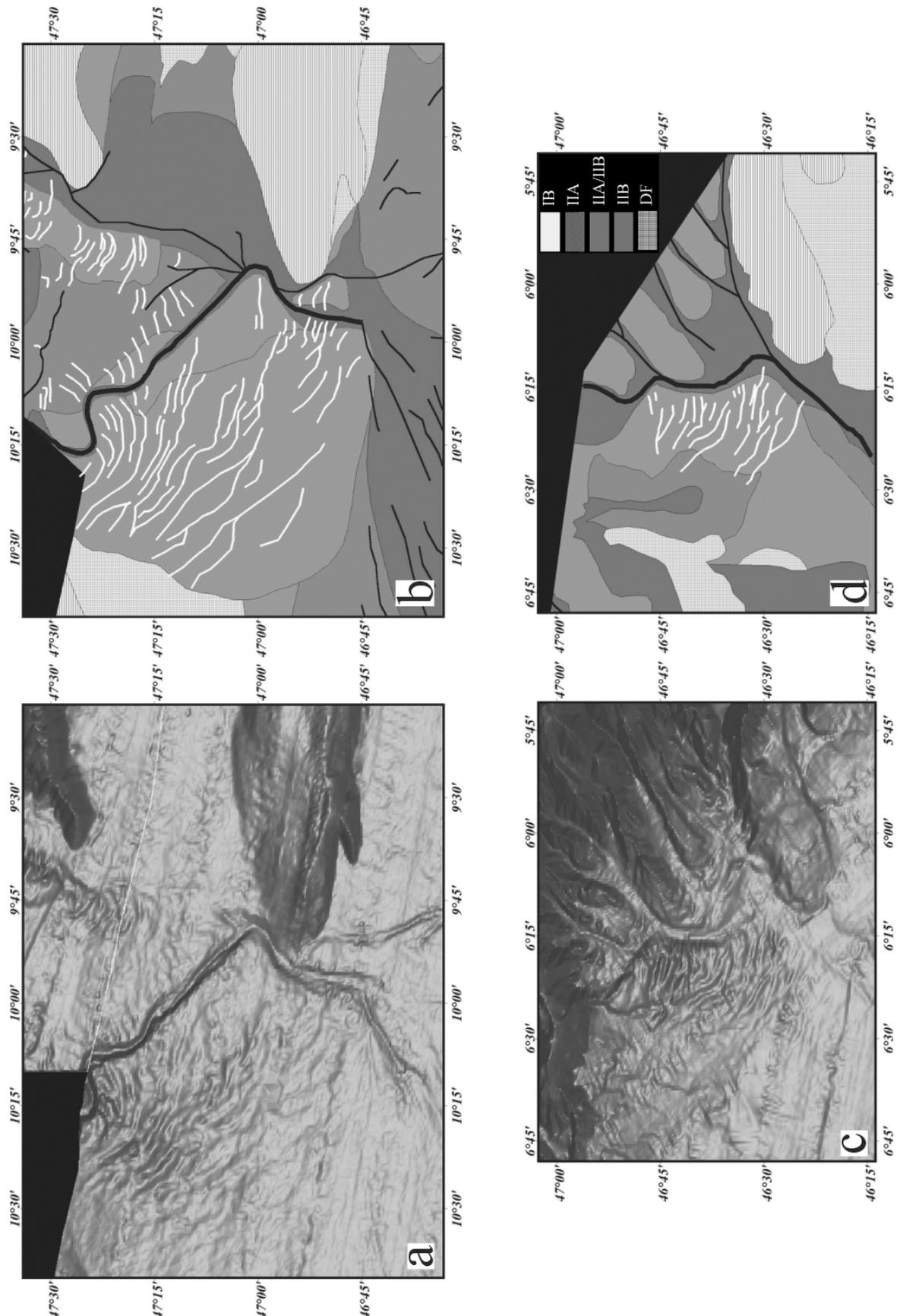


Figure 65: Bathymétrie ombrée et échofaciès 3,5 kHz des systèmes chenal-levée de Whittard (A et B) et d'Audierne (C et D). Notez la similitude de l'organisation morphologique des 2 systèmes (changement de l'orientation des dunes sur les levées et de la direction des chenaux bloqués par les reliefs sur la pente.

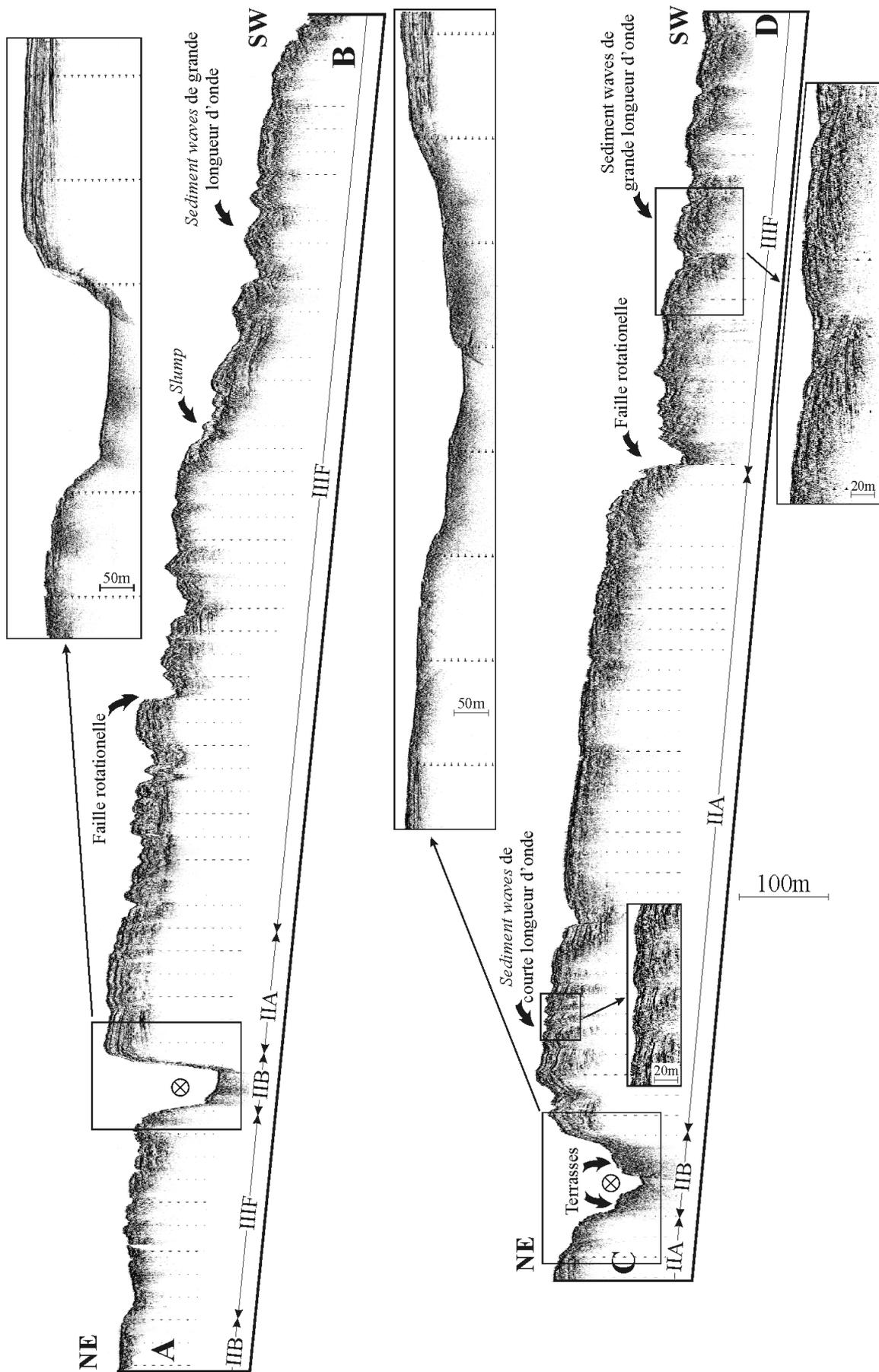


Figure 66: Profils sismiques 3,5 kHz-SAR du chenal de Whittard et de sa levée droite (localisation Figure 63).

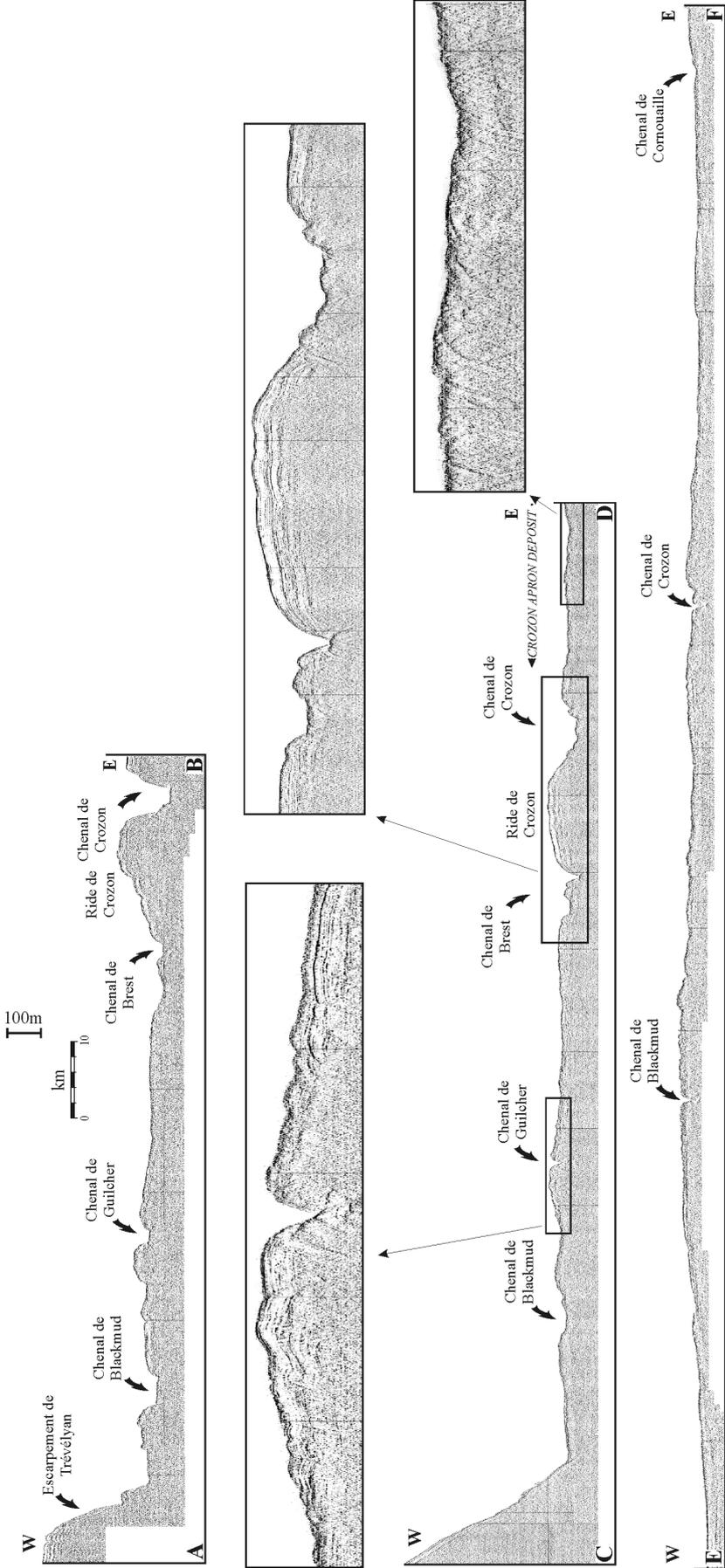


Figure 67: Profils sismiques 3,5 kHz sur le système turbiditique armoricain (localisation Figure 64).

1.2. Faciès sédimentaires: les turbidites argilo-silteuses (fine-grained turbidite)

Sur la majorité des levées sédimentaires d'origine turbiditique décrites dans la littérature, le faciès dominant correspond aux séquences argilo-silteuses (Hesse et Choug, 1980; Crémer, 1983; Piper et Deptuck, 1997; Migeon et al., 2000). Les carottes prélevées au sein de la ride de Whittard ont permis de mettre également en évidence la présence de ce faciès caractéristique (Zaragosi et al., 2000). Après sa description détaillée, je montrerai comment il peut témoigner de modifications dans la nature des écoulements turbiditiques chenalisés

1.2.1. Structure des turbidites argilo-silteuses

Rappels théoriques

Les turbidites argilo-silteuses, termes T_d et T_e de la séquence de Bouma (1962), correspondent à des séquences grano-décroissantes allant des silts aux vases (cf. Chapitre III). Ces séquences se présentent généralement sous la forme d'une succession parallèle de laminées silteuses et de laminées argileuses. La nature des processus de dépôts permettant la mise en place de ces laminées a été largement débattue dans la littérature (Stow et Bowen, 1980, Hesse et Choug, 1980, Stow et Shanmugam, 1980). En raison de la difficulté d'analyser et comprendre ce type de processus, aucun modèle ne s'est imposé. Piper et Deptuck (1997) proposèrent néanmoins un essai de classification basée sur 12 faciès différents observés sur l'Eventail de l'Amazone. Le nombre important de faciès décrits dans cette classification montre la diversité de ce type de dépôt. Les turbidites argilo-silteuses peuvent se rencontrer à différents niveaux des systèmes turbiditiques, elles sont néanmoins particulièrement bien développées au sein des levées. Dans ce cas, leur dépôt est lié aux processus de débordement des écoulements turbiditiques chenalisés.

Les séquences de la ride de Whittard

Malgré la présence de plusieurs levées sédimentaires bien développées sur les systèmes turbiditiques celtique et armoricain, peu de carottes sont actuellement disponibles sur ces environnements. Seules les carottes MKS03 et SKS01, prélevées dans la partie sud de la ride de Whittard, ont été étudiées et seront présentées dans cette partie. Ces deux carottes étant situées à moins de 8 km l'une de l'autre, nous n'avons pu mettre en évidence une variabilité géographique significative des dépôts. Les séquences observées ont donc été étudiées pour souligner les processus de mise en place, essentiellement turbiditiques, ainsi que pour connaître les périodes pendant lesquelles ces processus étaient actifs. Les séquences hémipélagiques, théoriquement mise en place durant toute la construction de la levée mais souvent difficile à distinguer des sommets de séquences turbiditiques, n'ont pu être clairement mises en évidence que lors les périodes d'arrêts complets des apports gravitaires.

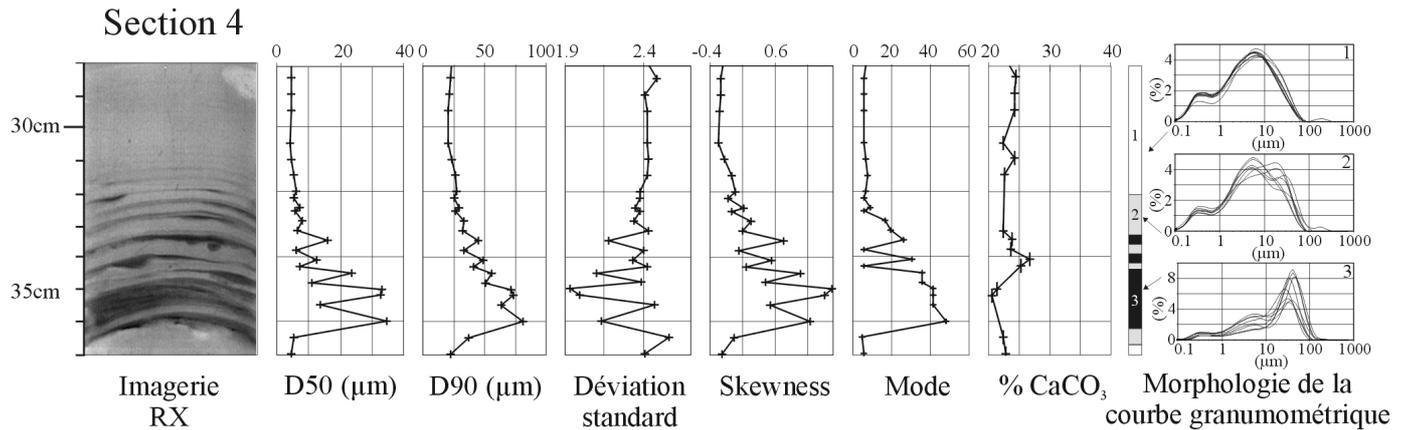


Figure 68: Analyse granulométrique et calcimétrique haute résolution d'une turbidite argilo-silteuse (carotte SKS01, section 4).

Les turbidites argilo-silteuses localisées au sud de la ride de Whittard forment des séquences d'épaisseur très variable (entre 1 et 20 cm). La base des séquences est systématiquement érosive, alors que le sommet est généralement diffus. La limite supérieure est difficilement discernable des séquences hémipélagiques intercalées entre chaque séquence turbiditique. Le terme inférieur T_d est composé d'une alternance de laminées silteuses intercalées dans des laminées argileuses. Le nombre de laminées silteuses par séquence varie entre 1 et 15. La première laminée peut présenter des stratifications entrecroisées et peut être précédée par un niveau centimétrique (< 5 cm) de sables très fins à silts grossiers (sommet du terme T_c). La majorité de ces niveaux sablo-silteux présente d'importants problèmes de fluages dus au carottage (Figure 69).

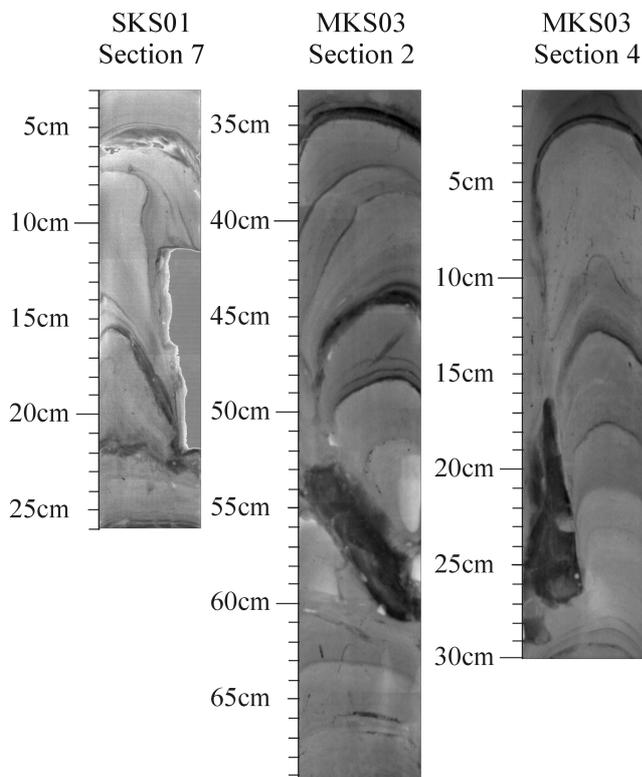


Figure 69: Sections des carottes SKS01 et MKS03 illustrant le problème de fluage des sables lors du carottage. Dans les exemples présentés ici les niveaux sableux flués peuvent se retrouver environ 20 cm en dessous de leur position initiale. Il est tout à fait probable que certains niveaux ne soient pas du tout conservés, entraînant ainsi une sous évaluation sensible de la quantité de sable dans ces environnements de levées.

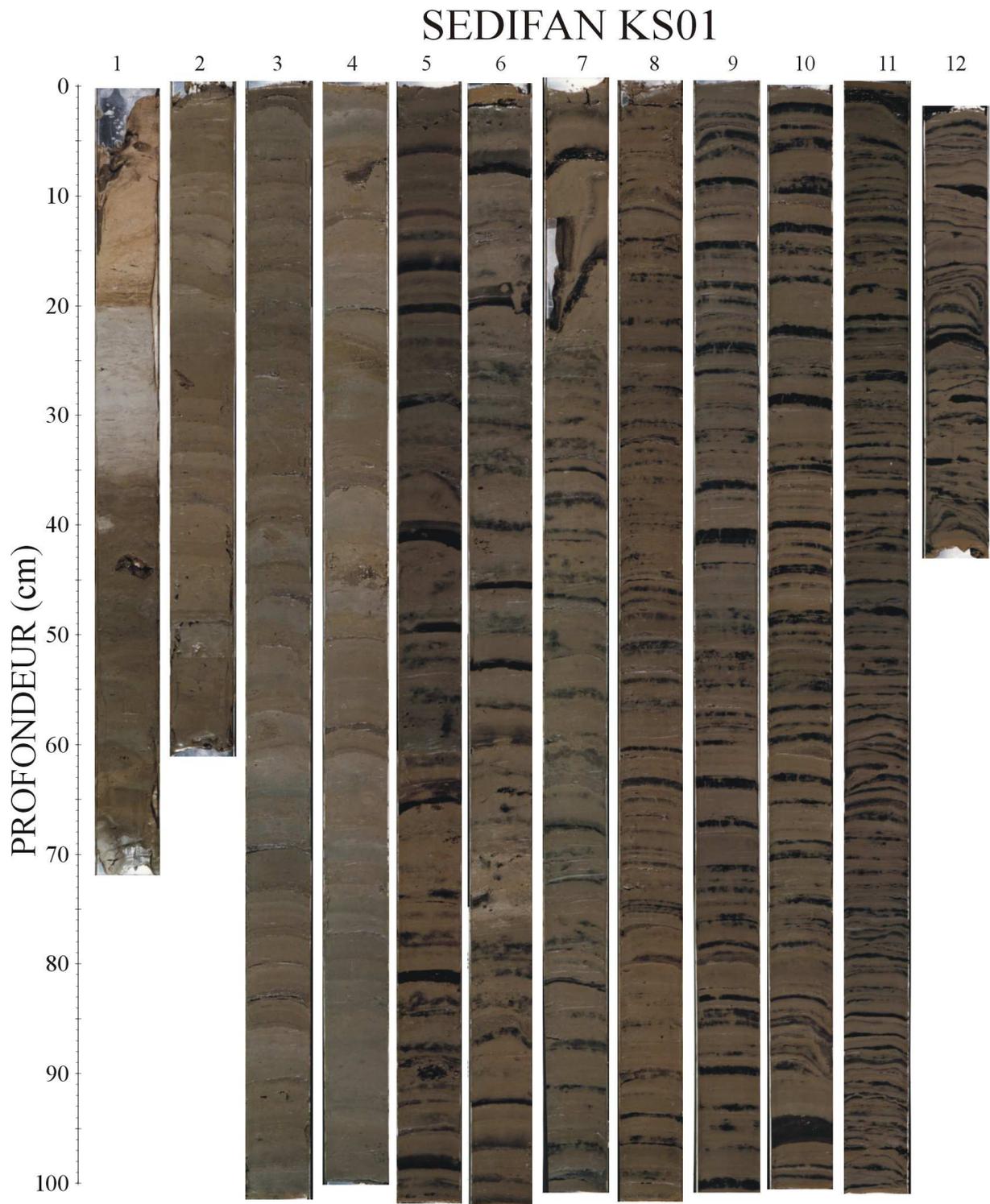


Figure 70: Photographie de la carotte SKS01. L'alternance rythmée de niveaux noirs présents à la base de la carotte, témoigne d'un enrichissement en matière organique et monosulfures (hydrotroïlite). En raison des forts taux de sédimentation, les environnements de levées semblent permettre une très bonne préservation de ces niveaux.

SEDIFAN KS01

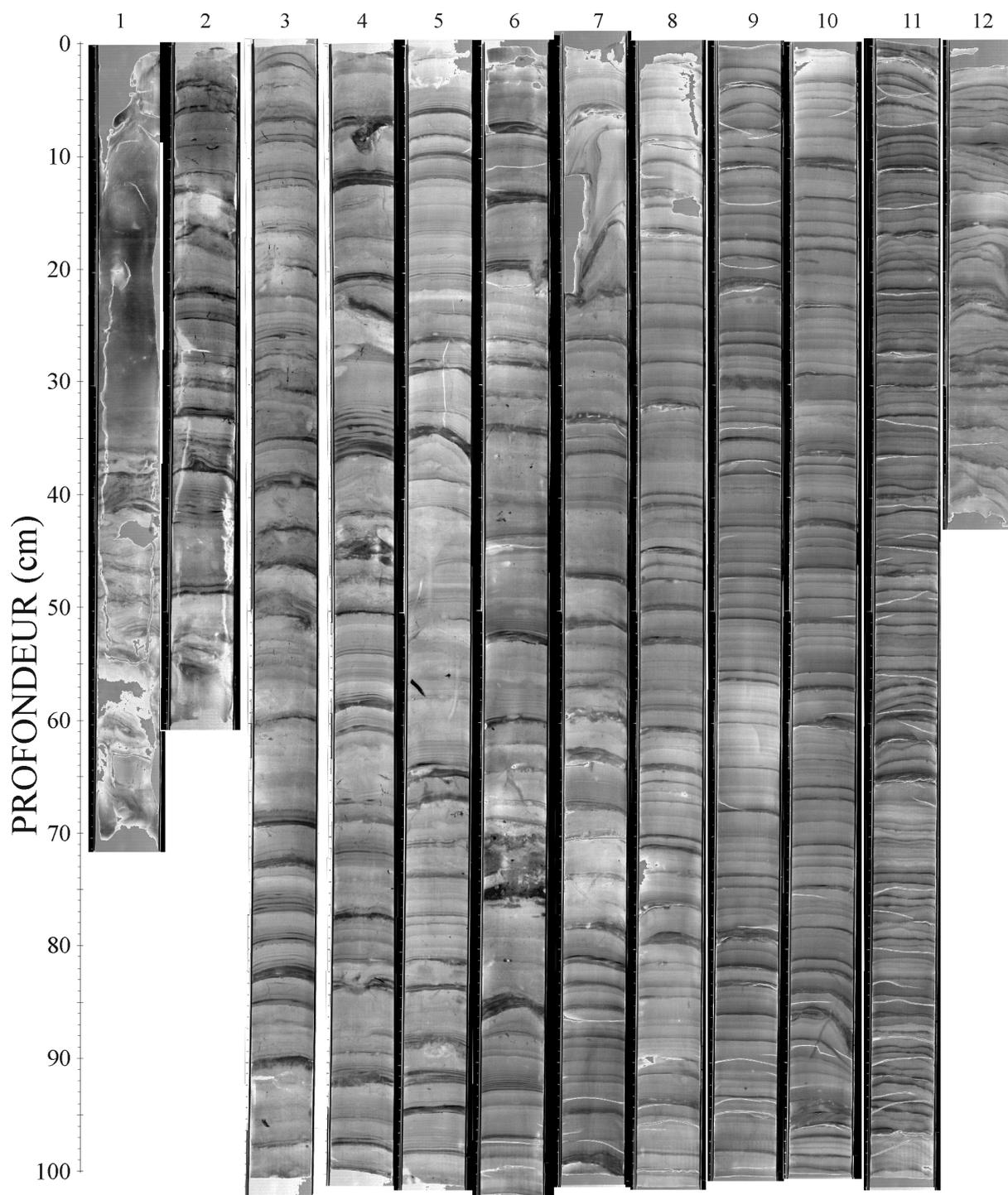


Figure 71: Imagerie rX de la carotte SKS01. Seul les 35 premiers centimètres de la carotte, de nature hémipélagique, ne sont pas constitués de turbidites argilo-silteuses.

Les laminées silteuses sont systématiquement strato-décroissantes (*thinning-up*) et grano-décroissantes (*finning-up*). L'épaisseur des lits argileux augmente vers le haut (*thickening-up*). Dans le cas de la séquence type présentée ici (Figure 68), le terme T_d est caractérisé par une médiane comprise entre 35 et 5 μm . Les courbes granulométriques caractérisant le terme T_d présentent une morphologie bi-modale avec un premier mode centré sur 5 μm , caractéristique de la fraction argileuse, et un deuxième centré sur 30 μm , caractéristique de la fraction silteuse. Au sein des laminées silteuses, le mode caractéristique de la fraction silteuse est très développé (entre 5 et 9%; Figure 68). Au sein des laminées argileuses et à la limite supérieure du terme T_d , la représentativité des deux modes est plus équilibrée (< 5%; Figure 68). Ces deux morpho-types de la courbe granulométrique peuvent tous deux être attribués au terme T_d . Au niveau du terme T_e , seul le mode caractéristique de la fraction argileuse, centré sur 5 μm est représenté (Figure 68).

Le terme T_e , composé de dépôts par suspension, marque la transition entre la fin des dépôts liés aux écoulements turbiditiques (T_e -turbiditique) et le début de la partie strictement hémipélagique (T_e -hémipélagique). La limite T_e -turbiditique/ T_e -hémipélagique est souvent difficile à positionner. Dans le cas de la séquence présentée ici aucun des paramètres utilisés (granulométrie, calcimétrie, imagerie rX, photographie) n'a permis de différencier les deux termes.

Ce type de séquence a déjà été décrit dans la littérature sur de nombreux environnements de levées turbiditiques (Eventail de l'Amazone (Piper et Deptuck, 1997), Eventail du Var (Migeon et al., 2000), Eventail du Cap Ferret (Crémer, 1981), Chenal NAMOC (Hesse et Chough, 1980). Les séquences observées sur la ride de Whittard sont typiques de ces environnements.

1.2.2. Evolution des dépôts de débordement

La carotte SKS01 présente une évolution morphologique des séquences argilo-silteuses bien marquée (Figures 71, 72, et 74). En effet, on peut noter une augmentation de l'épaisseur des séquences de la base vers le sommet de la carotte (Figure 74). Cette augmentation est associée avec une augmentation du nombre de laminées silteuses par séquence. Cette tendance se termine par la disparition totale des séquences au sommet de la carotte. A la base de la carotte, les séquences, peu épaisses (≈ 1 cm), sont généralement constituées d'une seule laminée silteuse. Vers le sommet de la carotte, les séquences, bien développées, peuvent compter plus de 10 laminées (Figures 71, 72 et 74). **Cette évolution morphologique est à mettre en relation avec des modifications dans la nature et la fréquence des écoulements turbiditiques localisés au sein du chenal de Whittard.**

A la base, les séquences constituées d'une seule laminée témoignent de processus de débordements peu actifs, avec la génération d'une seule bouffée turbide. Au contraire, les séquences constituées de plusieurs laminées témoignent d'écoulements plus épais au sein du chenal, générant plusieurs débordements successives (Figure 42).

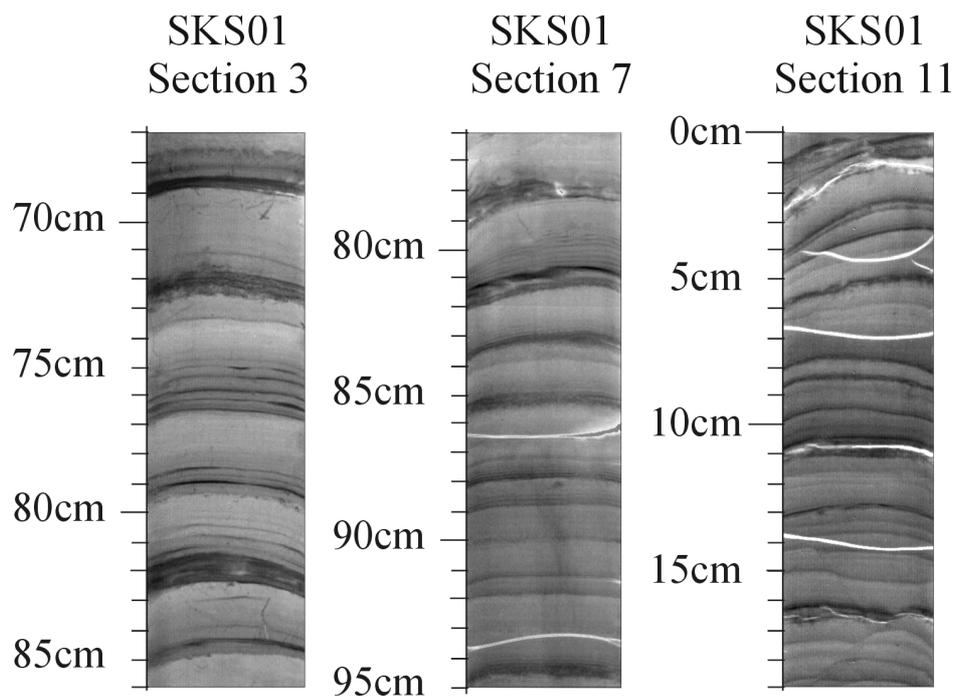


Figure 72: Imageries rX de sections de la carotte SKS01 illustrant l'évolution morphologique des séquences argilo-silteuses de la base (section 11) vers le sommet de la carotte (section 3).

En raison d'une stratigraphie peu précise de la carotte SKS01, il est impossible de reconstituer une évolution chronologique fiable de ces écoulements turbiditiques.

Au cours de l'évolution d'un système chenal-levée, la hauteur relative du sommet de la levée par rapport au fond d'un chenal actif augmente en fonction du temps. La quantité et la nature du matériel qui déborde étant essentiellement contrôlé par la hauteur des levées, la fraction de l'écoulement qui débordera va devenir de plus en plus faible, et les sédiments déposés de plus en plus fins. Sur la totalité d'une levée, les séquences de débordement doivent présenter en théorie une évolution autocyclique de type strato-grano-décroissante (*finning and thinning up*). Une deuxième cyclicité visible sur le profil SAR AB (Figure 73) vient compliquer l'organisation des dépôts de la levée. Elle pourrait être liée aux cycles glacio-eustatiques/climatiques qui contrôlent la nature des apports et serait alors de type allocyclique. En effet, le profil AB montre la présence de 4 réflecteurs majeurs situés sur les 40 premiers mètres de la ride de Whittard. Ces réflecteurs individualisent 4 séquences sédimentaires distinctes (DS1, DS2, DS3 et DS4). La cyclicité climatique rapide (≈ 100.000 ans) du Quaternaire terminal pourrait expliquer une telle rythmicité et, ainsi, les 4 séquences sédimentaires pourraient correspondre aux 4 derniers cycles climatiques. Un carottage long est toutefois nécessaire pour valider cette hypothèse, ainsi que pour identifier l'évolution des faciès responsables de la cyclicité des réflecteurs.

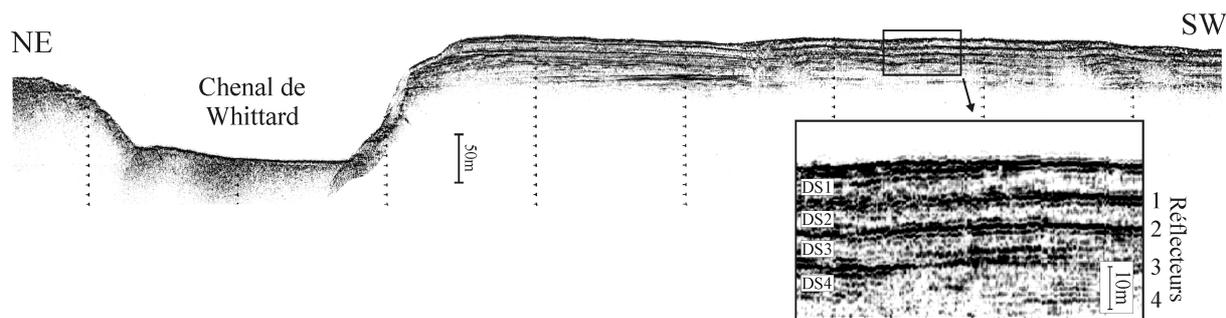


Figure 73: Détail du profil sismique 3,5 kHz-SAR AB (Figure 66) montrant l'enregistrement de quatre séquences sédimentaires (DS1-DS4) sur les 40 premiers mètres de la ride de Whittard.

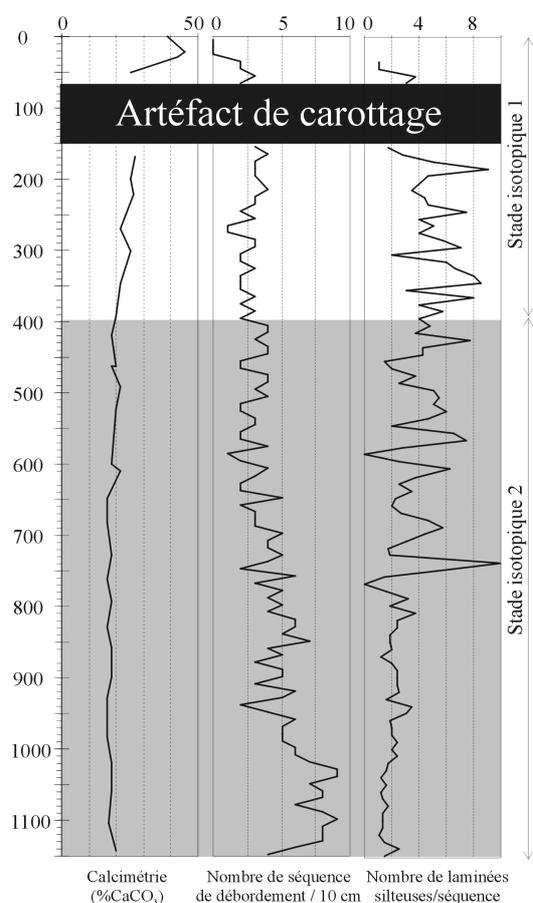


Figure 74: Evolution du nombre de séquences de débordement par 10 cm de carotte et de laminées silteuses par séquence, le long de la carottes SKS01.

Sur le site de la carotte SKS01, la hauteur chenal-levée est de 100 m: 1/10^{ème} de la levée a donc été prélevée. L'évolution strato-croissante des séquences observée au sein de la carotte SKS01 (Figure 74), paraît difficilement explicable par les processus autocycliques seuls qui aboutissent en théorie à une évolution strato-décroissante. Les variations glacio-eustatiques qui semblent avoir été enregistrées dans la structure interne des dépôts (Figure 73), paraissent plus aptes à expliquer cette évolution (Figures 72 et 74). Malgré la stratigraphie peu précise de la base de la carotte, cette évolution pourrait être globalement corrélée avec la remontée du niveau marin. Il semble donc qu'avec la remontée eustatique, le système passe d'une alimentation constituée d'évènements turbiditiques peu denses et fréquents à une alimentation

constituée d'évènements turbiditiques plus denses et moins fréquents. Cette tendance finit par un arrêt complet du débordement à 7.000 ans. Cette évolution semble refléter les variations de la qualité de la connexion systèmes fluviaux - systèmes turbiditiques profonds. Cette connexion deviendrait de plus en plus mauvaise avec la remontée du niveau marin. Il serait intéressant d'étudier cette évolution de faciès sur un cycle glacio-eustatique complet à l'aide d'un carottage plus long.

2. Les chenaux et les remplissages de chenaux

Cette partie est consacrée à la présentation des caractéristiques morphologiques des principaux chenaux. Les difficultés de carottages rencontrés sur le fond de ces chenaux suggèrent fortement la présence de sédiments grossiers, hypothèse confirmée par la présence de sables dans les prélèvements localisés à proximité (Carottes MKS01 et SKS04, Figure 75). La majorité des chenaux présentant des remplissages à leurs débouchés, nous nous attarderons sur ces corps sédimentaires particuliers.

2.1. Morphologie des chenaux

Les huit chenaux majeurs, alimentant les systèmes turbiditiques celtique et armoricains, présentent tous des caractéristiques morphologiques propres. En effet, ces chenaux peuvent être sinueux (chenal de Whittard et de Guilcher) ou rectilignes (chenal de Shamrock, de Blackmud, de Brest et de Cornouaille). Leurs sections peuvent être en U (Figure 66), en U avec des terrasses perchées (Figure 66) ou en V (Figure 67). Ces chenaux peuvent présenter soit des levées bien développées (chenal de Whittard, de Guilcher, de Crozon et d'Audierne), soit des levées peu développées (chenal de Shamrock, de Blackmud et de Brest).

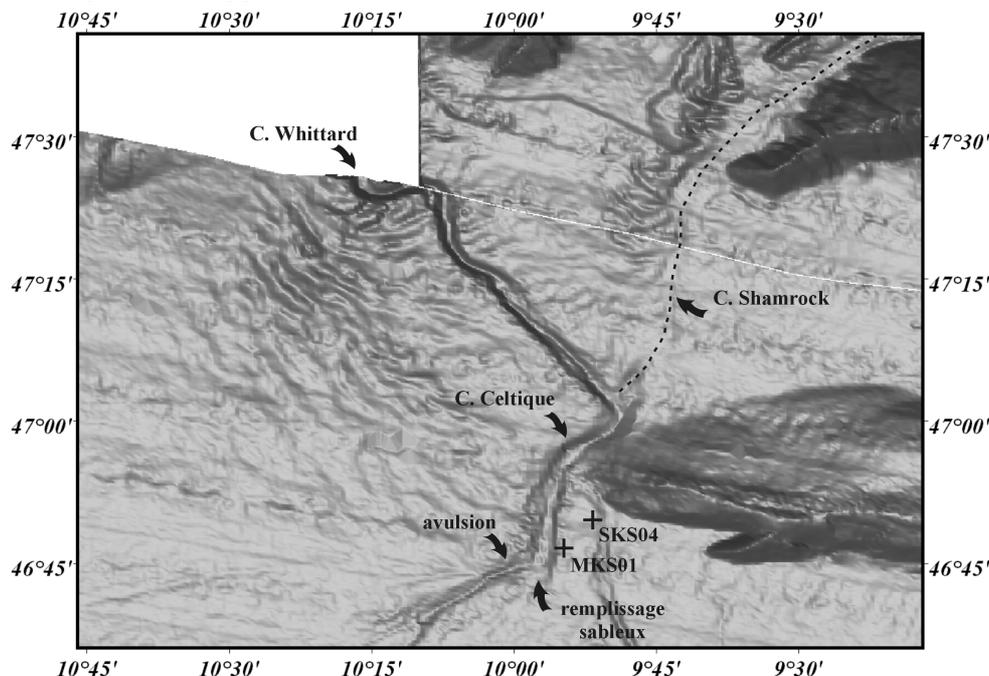


Figure 75: Bathymétrie ombrée de la partie supérieure du système turbiditique celtique et localisation des carottes MKS01 et SKS04. Le chenal celtique (prolongement du chenal de Whittard) est comblé par un remplissage, créant une migration par avulsion du transport sédimentaire vers l'ouest.

Selon Galloway (1998), la variabilité morphologique des chenaux serait essentiellement due à la nature des écoulements gravitaires (cf. Chapitre III). Plus les écoulements transportent des sédiments fins, plus les chenaux sont encaissés, sinueux et construisent des levées importantes. Au contraire, plus les écoulements sont sableux, plus les chenaux sont rectilignes et plats. Au cours du dernier cycle climatique, les systèmes turbiditiques celtique et armoricain ont été soumis à une alimentation fluvio-deltaïque, allant des argiles aux sables, en bas niveau marin, et lors de sa remontée, et à une alimentation tidale, essentiellement sableuse, au cours de l'Holocène (Zaragosi et al., 2000; Zaragosi et al., 2001). Cette double alimentation vient compliquer l'analyse du fonctionnement de l'ensemble des chenaux à l'échelle de la marge. En effet, certains chenaux sont soumis à des apports argilo-silteux-sableux en bas niveau marin, et à des apports essentiellement sableux en haut niveau marin. C'est le cas du chenal de Shamrock. Ce chenal, actuellement rempli par les derniers apports sableux (Figure 75), a dû être soumis au cours de son développement à des apports plus fins comme en témoigne la présence d'une levée droite bien développée. Il semble donc que la morphologie de ce chenal soit passée d'une forme encaissée avec une levée bien développée en bas niveau marin, à une forme actuelle très aplatie.

Une autre caractéristique morphologique de certains chenaux témoignant de la double alimentation de ces systèmes, a été observée: le comblement et l'avulsion des chenaux.

2.2. Le comblement et l'avulsion des chenaux

En plus d'être très variés morphologiquement, certains chenaux présentent des remplissages massifs, localisés juste avant la mise en place des lobes distaux (limite éventail supérieur/éventail moyen et limite rampe médiane/rampe distale). Ces corps sédimentaires mis en évidence par la bathymétrie ombrée (Figures 75 et 77) et par l'imagerie SMF (Figure 76) ont entraîné une disparition complète de la partie aval de certains chenaux (chenal de Brest et de Crozon) ou leur migration par avulsion (chenal de Blackmud et chenal celtique). Ces remplissages témoignent du dépôt en masse d'une partie ou de la totalité d'un événement gravitaire préalablement chenalisé.

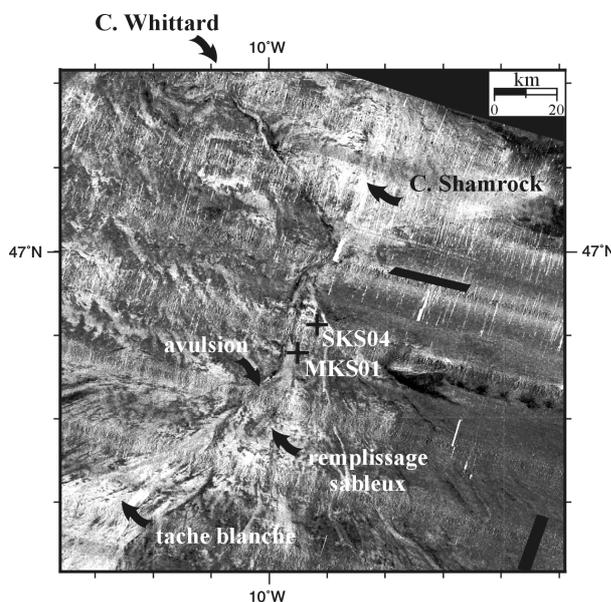


Figure 76: Imagerie SMF de la partie supérieure du système turbiditique celtique.

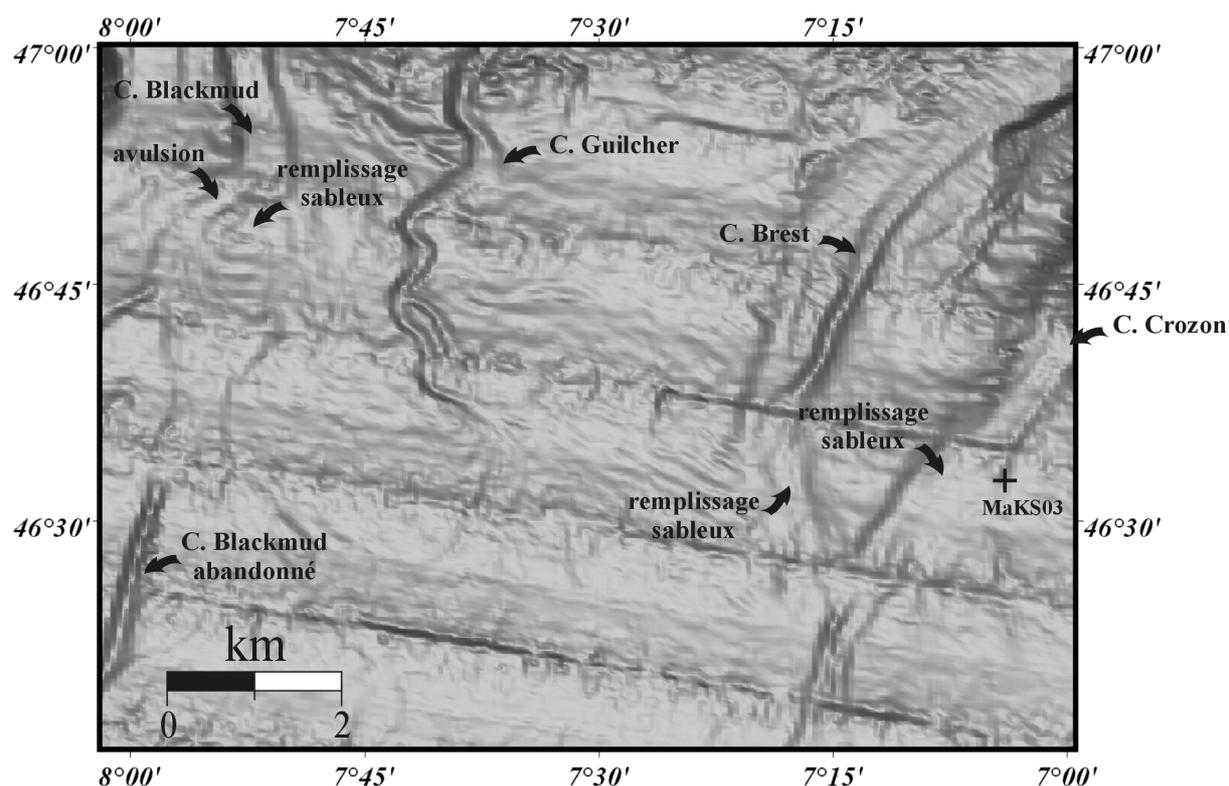


Figure 77: Bathymétrie ombrée de la limite rampe moyenne-rampe distale du système turbiditique armoricain et localisation de la carotte MaKS03. Les chenaux de Blackmud, Brest et Crozon sont bouchés par des corps sableux massifs.

2.3. Faciès sédimentaires

Aucune carotte n'a pu être prélevée sur le fond d'un chenal. Seul trois carottes situées à proximité des chenaux celtique (MKS01), Chabert (SKS04) et Crozon (MaKS03) ont pu être étudiées. Les carottes MKS01 et SKS04 présentent à leur surface un niveau sableux décimétrique (SKS04) à métrique (MKS01). Pour la carotte SKS04, le niveau sableux de surface s'est mis en place sur des boues marneuses datées à 1.218 ans BP. Pour la carotte MKS01, le niveau sableux repose sur des séquences argilo-silteuses de bas niveau marin (stades isotopiques 2 ou 6). Cette différence d'âge résulte probablement de la nature érosive de ce niveau sableux. La discordance observée dans la carotte MKS01 (Figure 78), entre les séquences argilo-silteuses et les sables massifs, permet de mettre en évidence deux types d'écoulements turbiditiques différents: des écoulements de faible densité associés à des processus de débordement en bas niveau marin, et des écoulements de haute densité en haut niveau marin (Zaragosi et al., 2000). Cette carotte est située à 38 m au-dessus du fond du chenal. Malgré une nature essentiellement sableuse en haut niveau marin, ces écoulements ont donc un développement vertical supérieur à 38 m.

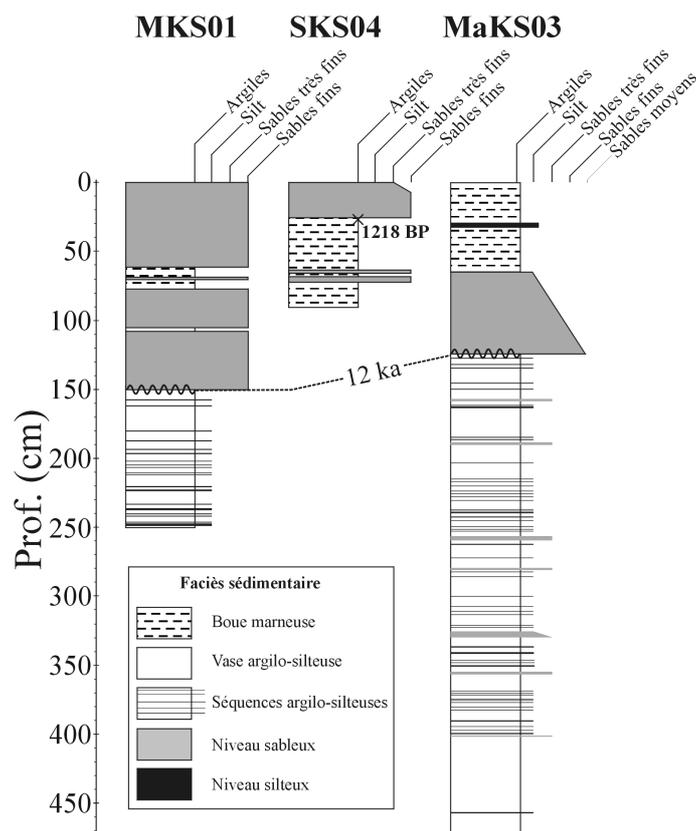


Figure 78: Logs lithologiques et stratigraphie des carottes MKS01, SKS04 et MaKS03. Les carottes MKS01 et SKS04 sont situées sur une petite levée, à proximité du chenal celtique (MKS01) et Chabert (SKS04).

La carotte MaKS03 est localisée sur la levée droite du chenal de Crozon. Localisation des carottes Figures 75, 76 et 77.

Au niveau du système turbiditique armoricain, la carotte MaKS03 (Figure 77) est localisée sur la levée gauche de Crozon, à proximité d'un chenal. Comme pour la carotte MKS01, cette carotte présente un niveau sableux discordant sur des séquences argilo-silteuses de débordement (Figure 78). Cette carotte est localisée à proximité du remplissage obstruant le chenal de Crozon (Figure 77). Le niveau sableux présent entre 60 et 125 cm constitue un événement majeur, enregistré sous la forme d'une séquence de Bouma complète (Figure 80). Malgré une utilisation courante en sédimentologie, la séquence de Bouma est, dans les systèmes turbiditiques modernes, très rarement décrite dans son intégralité (termes T_a à T_e cf. Chapitre III). Les processus de tri granulométrique et de débordement aboutissent généralement à des séquences tronquées de leur base sur les levées (T_{c-d-e}), et tronquées de leur sommet sur les lobes distaux (T_{a-b}). Dans l'ensemble des carottes étudiées sur les systèmes turbiditiques celtique et armoricain, cette séquence est la seule complète. Il est tout à fait probable que le remplissage sableux identifié sur la bathymétrie (Figure 77) correspond au même événement. La baisse brutale de vitesse, au débouché d'un chenal, a dû entraîner le dépôt de la totalité de l'écoulement, permettant ainsi la mise en place de la séquence complète (des sables grossiers aux argiles).

SKS04

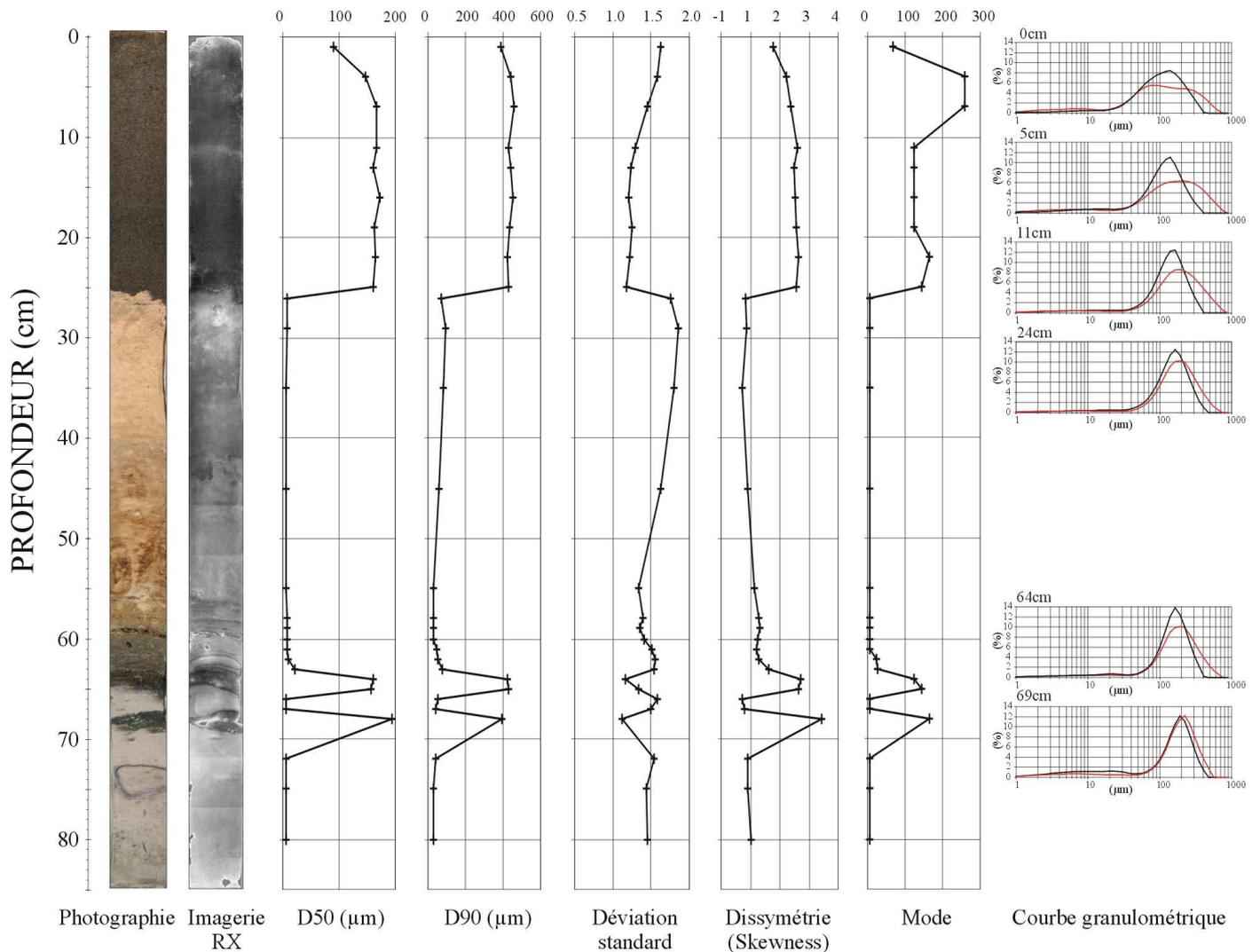


Figure 79: Photographie, imagerie rX et paramètres granulométriques de la carotte SKS04. Cette carotte située à proximité du chenal Chabert est constituée de trois niveaux sableux intercalés dans des sédiments hémipélagiques. Le niveau compris entre 0 et 25 cm présente une structure composite avec une base massive et homogène (25-4 cm), et un sommet (4-0cm) à granoclassement positif bien marqué. La différence entre la courbe granulométrique brute (courbe noire) et après décarbonatation (rouge) souligne une évolution dans la nature des grains, de la base vers le sommet. A la base, les grains sont majoritairement détritiques (quartz) et, au sommet, biogènes (foraminifères). Malgré l'aspect homogène, cette évolution témoigne de processus de tri granulométrique liés à des processus de transport de type turbiditique.

MaKS03

Section 1

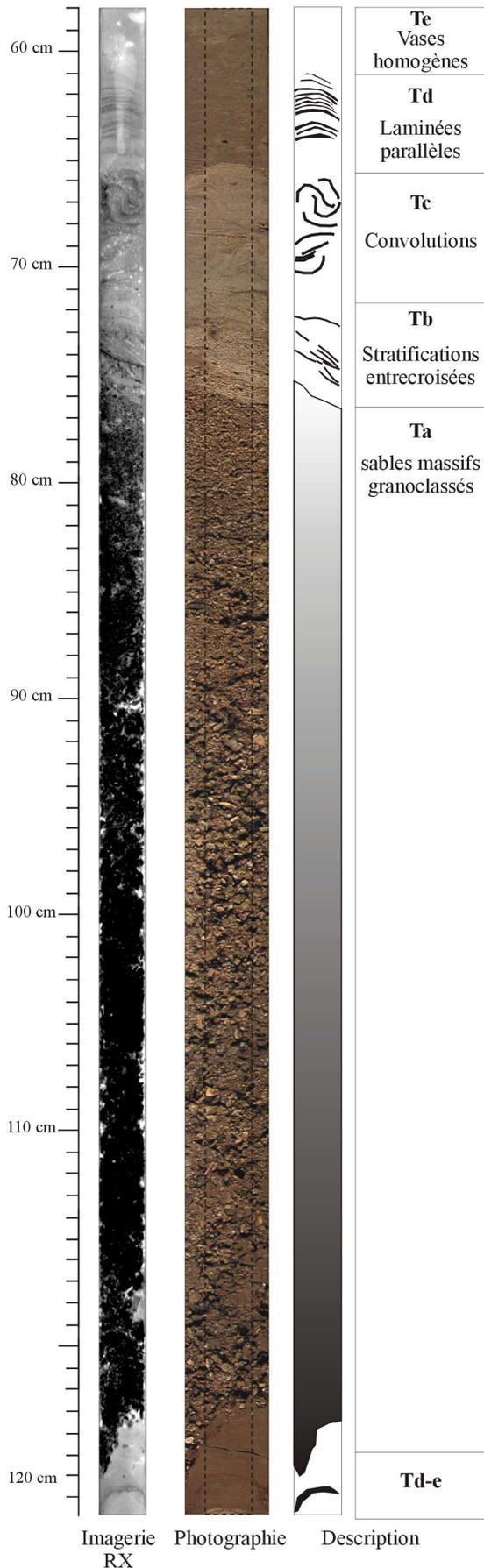


Figure 80: Imagerie rX et photographie d'une séquence turbiditique (carotte Margas KS03, section 1). Cette séquence, allant des sables grossiers (T_a) aux vases homogènes (T_e), passe par l'ensemble des termes de la séquence complète initialement décrits par Bouma (1962).

3. Les lobes distaux

Cette partie est consacrée au dernier type de corps sédimentaire généralement présent dans les systèmes turbiditiques: les lobes distaux. La morphologie, ainsi que les faciès sédimentaires rencontrés au sein des lobes des systèmes celtique et armoricain, seront présentés.

3.1. Morphologie et faciès acoustiques

Dans les systèmes celtique et armoricain, les lobes distaux couvrent de grandes surfaces (> 15.000 km² pour chaque système) et sont très peu marqués dans la topographie sous-marine. Leur partie amont est parcourue par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Contrairement aux systèmes turbiditiques sableux à faible capacité de transport générant des lobes simples, très peu chenalisés et convexes (*mounded lobe*; Galloway, 1998), les lobes distaux des systèmes celtique et armoricain sont imbriqués, difficilement différenciables (Figures 81 et 82), et correspondent à des épandages à surface plane et uniforme. Le terme *sheet lobe* (Galloway, 1998) semble particulièrement approprié pour décrire ce type de dépôts sableux. Au sein de cette imbrication de lobes, seul le dernier lobe mis en place est facilement discernable. En effet, ce lobe, situé sur L'Eventail Celtique, est caractérisé par une très faible réflectivité acoustique (Figure 81). Selon Unterseh (1999), cette réflectivité anormalement faible serait due à son âge très récent. Les études sédimentologiques ont indiqué un âge inférieur à 2.000 ans BP (Zaragosi et al., 2000). Au cours du temps, sa réflectivité devrait augmenter (Unterseh, 1999), pour arriver à des valeurs similaires à celles des lobes voisins.

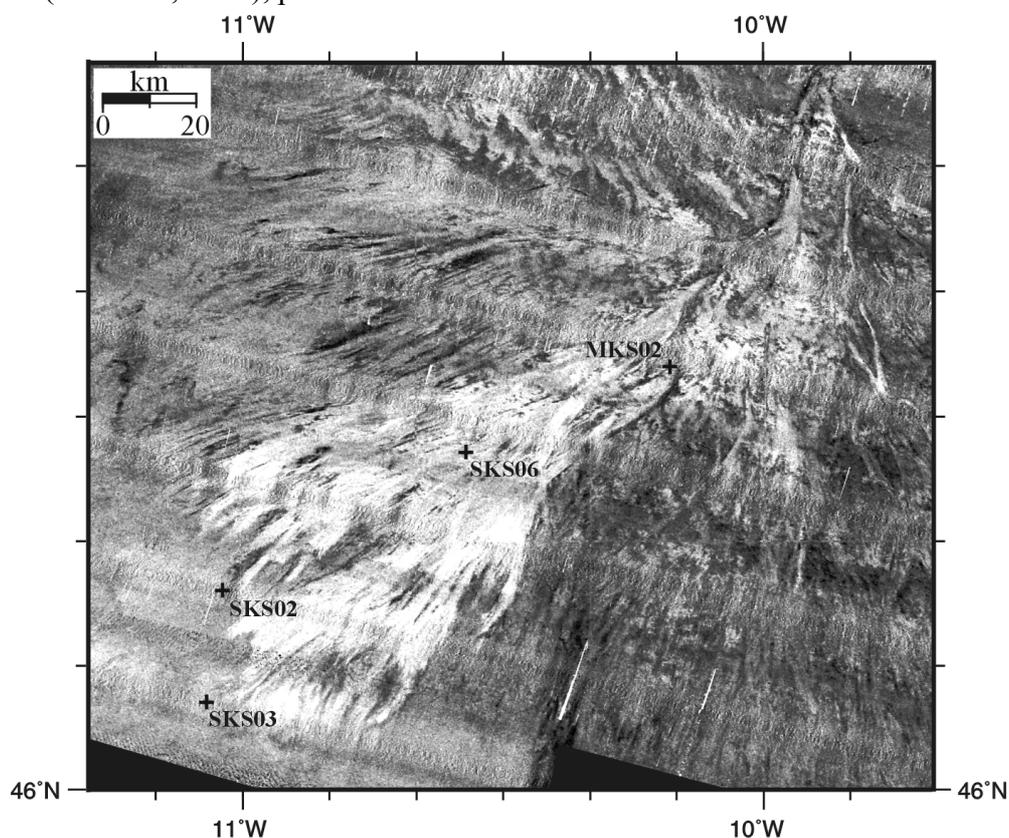


Figure 81: Imagerie SMF et localisation des carottes sur le lobe le plus récent de l'Eventail Celtique.

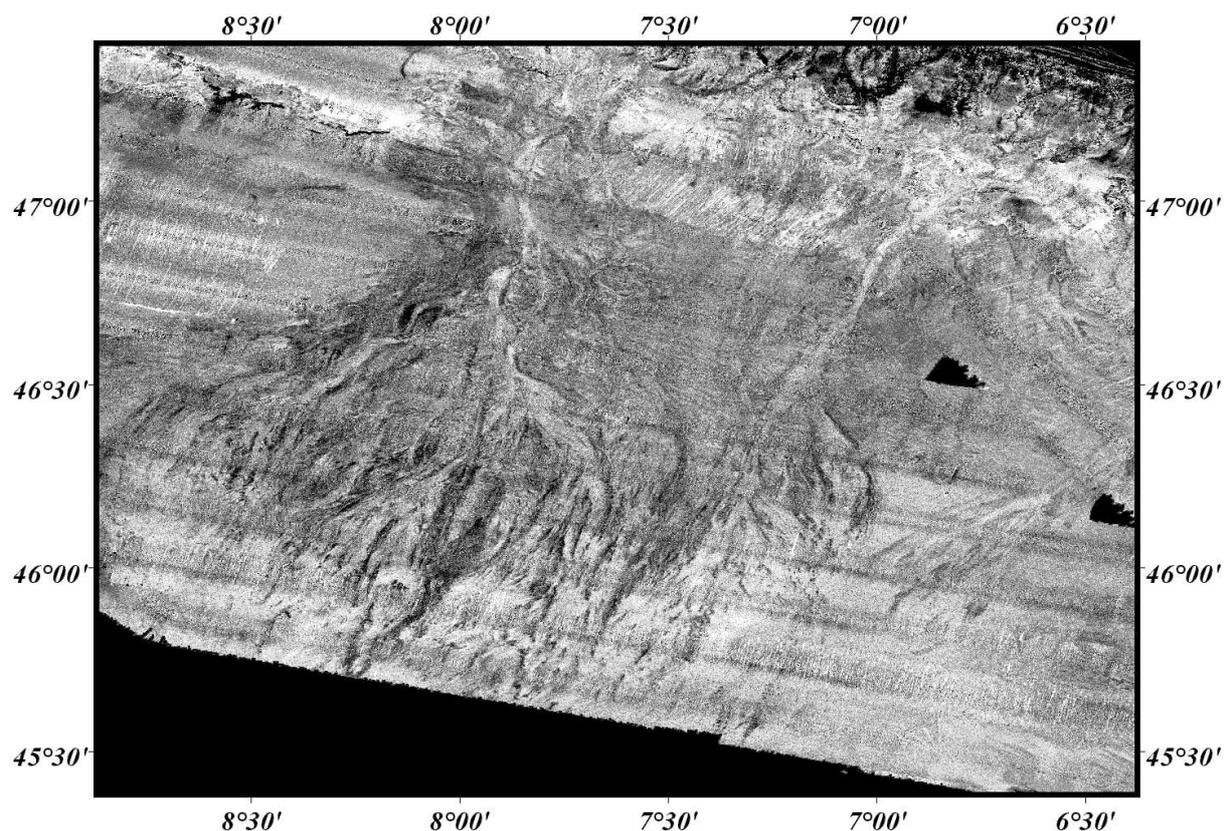


Figure 82: Imagerie SMF des lobes distaux du système turbiditique armoricain.

3.2. Faciès sédimentaires: les sables massifs

Tous les prélèvements étudiés provenant de la zone des lobes, montrent que les dépôts prédominants sont constitués de séquences sableuses alternant avec des niveaux argileux. Les seuls écoulements gravitaires à haute efficacité de transport, capables de déplacer des volumes importants de matériels sableux sur de longues distances (> plusieurs centaines de kilomètres), sont les *debris flow* et les courants turbiditiques. En raison de fortes similitudes de dépôt liées à ces deux types d'écoulement, la problématique debris flow/turbidite occupe encore actuellement de nombreux auteurs (Kneller et Branney, 1995; Shanmugam et Muiola, 1995, 1997; Slatt et al., 1997; Hiscott et al., 1997; Lowe, 1997; Bouma et al., 1997; Johanson et al., 1998; Stow et Johansson, 2000; Shanmugam, 1996, 2000). Cette problématique touche essentiellement l'étude des séries anciennes où de nombreux problèmes d'interprétation viennent d'une connaissance peu précise de la morphologie générale des systèmes de dépôts. Dans le cadre de systèmes turbiditiques modernes tels l'Eventail Celtique, la connaissance très précise de la morphologie élimine souvent l'incertitude. Il est, en effet, impossible d'obtenir des systèmes turbiditiques structurés avec des écoulements de type debris flows. Ces derniers permettent généralement la mise en place de corps sédimentaires non chenalisés localisés préférentiellement en pied de pente (*slope apron*). On peut donc en déduire que les sables sont mis en place par des courants de turbidités de forte densité.

Pour expliquer la variabilité de faciès observée au sein des sables distaux, le modèle de Kneller (1995), basé sur l'évolution spatiale et temporelle des écoulements turbiditiques, nous

est apparu particulièrement intéressant (cf. Chapitre III). En effet, ce modèle permet d'expliquer la totalité des faciès des dépôts sableux observés au sein des chenaux et des lobes distaux, comme nous le verrons plus loin.

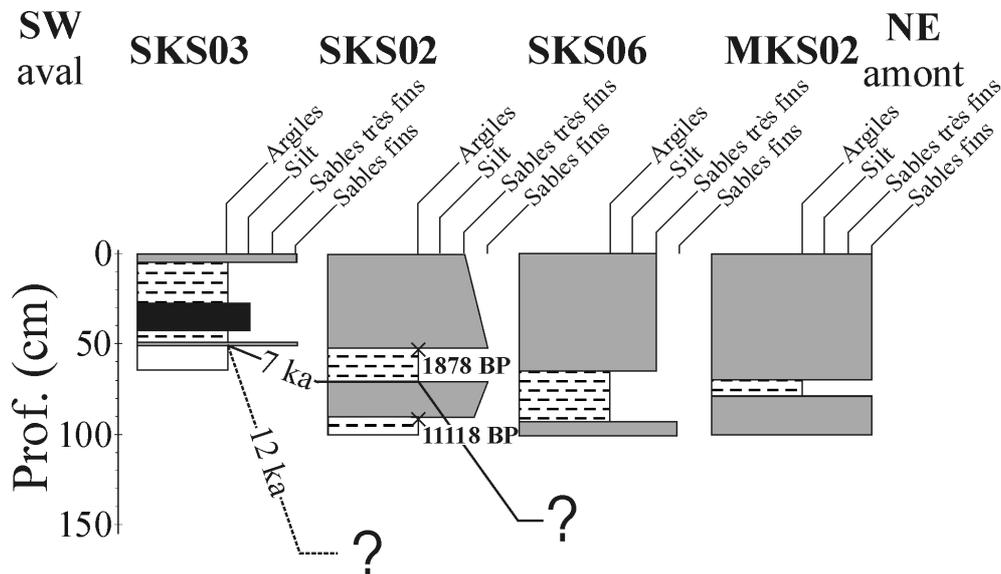


Figure 83: Logs lithologiques et stratigraphie des carottes SKS03, SKS02, SKS06 et MKS02 (légende cf. Figure 78). Les carottes présentées sont localisées sur un profil NE-SW partant de la limite éventail supérieur-éventail moyen et finissant à la limite aval du dernier lobe mis en place (Figure 81).

En raison de l'absence de carotte dans la partie distale du système turbiditique armoricain, seuls les dépôts des lobes distaux de l'Eventail Celtique sont présentés ici (Figures 81 et 83).

Les dépôts prélevés sur le lobe le plus récent de l'Eventail Celtique présentent des niveaux sableux à silteux décimétriques intercalés dans des sédiments hémipélagiques (Figure 83). Ces niveaux sableux, sans aucune structure interne, présentent une grande variabilité lithologique. En effet, ils peuvent être grano-décroissants, grano-croissants ou homogènes (massifs). L'indice de classement de ces sables présente aussi des valeurs très hétérogènes. En effet, certains niveaux présentent des valeurs de déviation standard faibles (< 1), caractéristiques d'un bon classement, et d'autres niveaux présentent des valeurs plus élevées, témoignant d'un classement plus faible. La nature des grains varie aussi. Dans la majorité des niveaux sableux, les grains sont majoritairement détritiques (quartz). Mais dans certains cas (Figure 79), les grains peuvent être de nature biogène (foraminifères).

Les caractéristiques granulométriques des deux niveaux de sables de la carotte SKS02 illustrent bien cette variabilité. En effet, le premier niveau (0-55 cm) correspond à un niveau de sable grano-décroissant, bien classé, caractéristique d'un dépôt lié à un écoulement turbiditique de haute densité. Le deuxième niveau (73-92 cm) présente un léger grano-classement négatif et un mauvais classement des grains (Figure 84). Si l'on suit la logique de Shanmugam (1996), le premier niveau serait lié à un écoulement de nature turbiditique, et le deuxième, à un écoulement de type *debris flows*. Malgré les différences granulométriques de ces deux niveaux, il paraît hasardeux de multiplier les processus de transport possibles

(turbidites de haute densité et *debris flow* sableux) pour des séquences mises en place dans des conditions environnementales identiques. En suivant le modèle de Kneller (1995; cf. Chapitre III), cette différence pourrait simplement être liée à une nature *waning* du premier niveau (0-55 cm) et une nature *waxing* à *steady* du second (73-92 cm).

SKS02

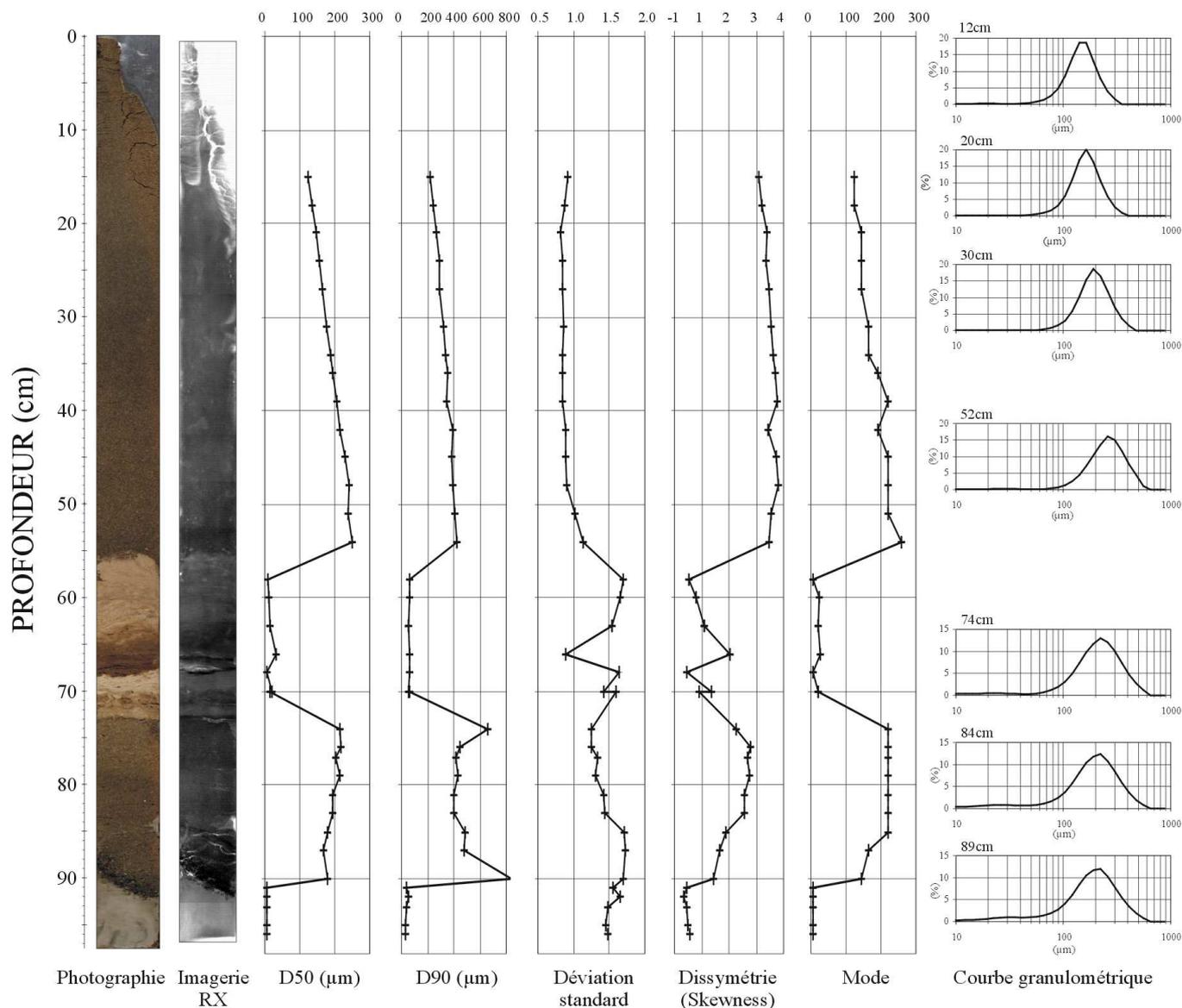


Figure 84: Photographie, imagerie rX et paramètres granulométriques de la carotte SKS02. Cette carotte, située dans la partie distale du dernier lobe mis en place, est constituée de deux niveaux sableux intercalés dans des sédiments hémipélagiques. Le premier niveau (0-55 cm) ne présente aucune structure interne malgré un grano-classement positif bien marqué et une déviation standard faible, caractéristique d'un bon classement. Le second niveau (72-92 cm), sans structure interne, présente un léger grano-classement négatif et un classement plus médiocre.

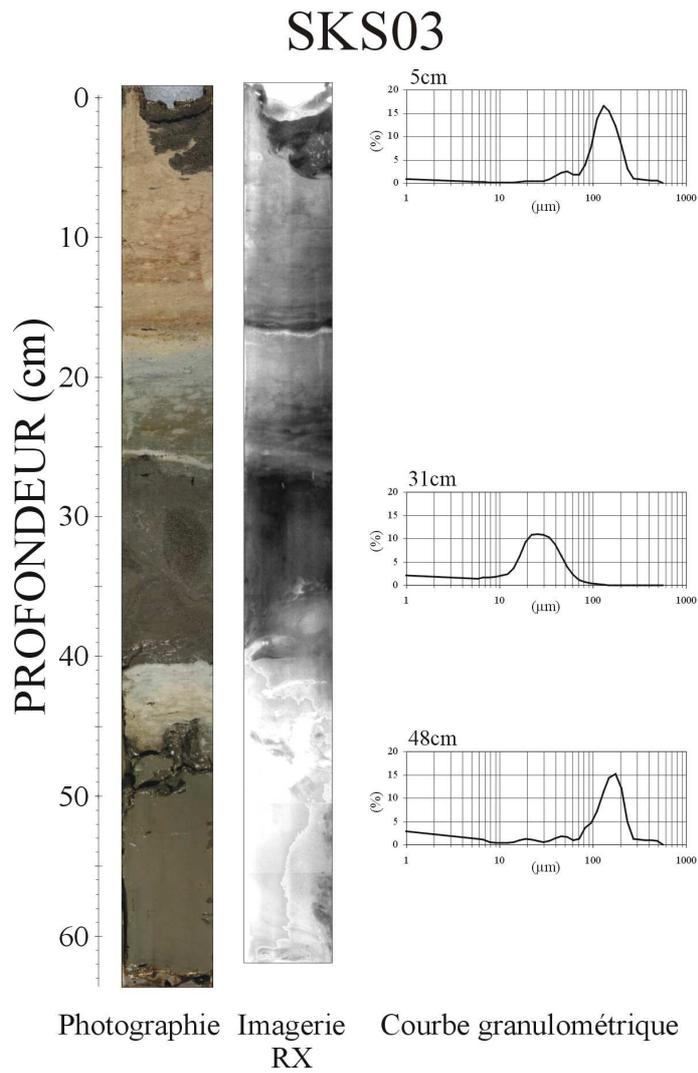


Figure 85: Photographie et imagerie rX de la carotte SKS03. Cette carotte, localisée au niveau de la limite aval du dernier lobe mis en place, est constituée de deux niveaux sableux centimétriques (0-5 cm et 47-48 cm) et d'un niveau silteux (25-40 cm) intercalés dans des sédiments hémipélagiques. En raison de son éloignement, cette carotte a enregistré les dépôts distaux des événements gravitaires majeurs.

B. La sédimentation gravitaire non chenalisée: glissements en masse et *apron deposits*

Les dépôts résultant de transport en masse (*slumps* et *debris flow*) sur le glacis et le domaine profond du Golfe de Gascogne, ont été mis en évidence sur les enregistrements sismiques, bathymétriques (SMF) et lithologiques.

Trois types de glissements non chenalisés ont ainsi été différenciés, ce sont: (1) un glissement de grande ampleur situé au pied de la pente continentale: le glissement du Morbihan, (2) de petits glissements localisés au pied des hauts fonds, et (3) une zone de dépôts non chenalisés entre le système de Crozon et le système d'Audierne.

1. Les faciès acoustiques

1.1. Le glissement du Morbihan (*Morbihan slide*)

Le glissement du Morbihan (Zaragosi et al., 2001) correspond à un dépôt d'environ 1.800 km² et 50 km³. Ce glissement est le plus important repéré à ce jour dans le Golfe de Gascogne, et peut être comparé aux importants glissements de la marge nord-ouest européenne (*Storegga*, *Trænadjupet*, *Andøya*, et *Bjørnøyrenna slides*; Kenyon et al., 1987; Laberg et al., 2000).

Seul la bathymétrie ombrée et la sismique 3,5 kHz ont permis d'étudier en détail sa morphologie. En effet, la réflectivité acoustique est uniforme et peu contrastée (Figure 87b). Le glissement présente une forme caractéristique en lobe convexe avec une limite aval nette. De l'amont vers l'aval du glissement, la signature sismique 3,5 kHz est homogène (Figure 86) avec un écho hyperbolique (hyperboles régulières plus ou moins tangentes à la surface du fond) et transparent. Ce type d'écho est caractéristique d'écoulements en masse (Damuth et Hayes, 1977; Mulder et Cochonat, 1996).

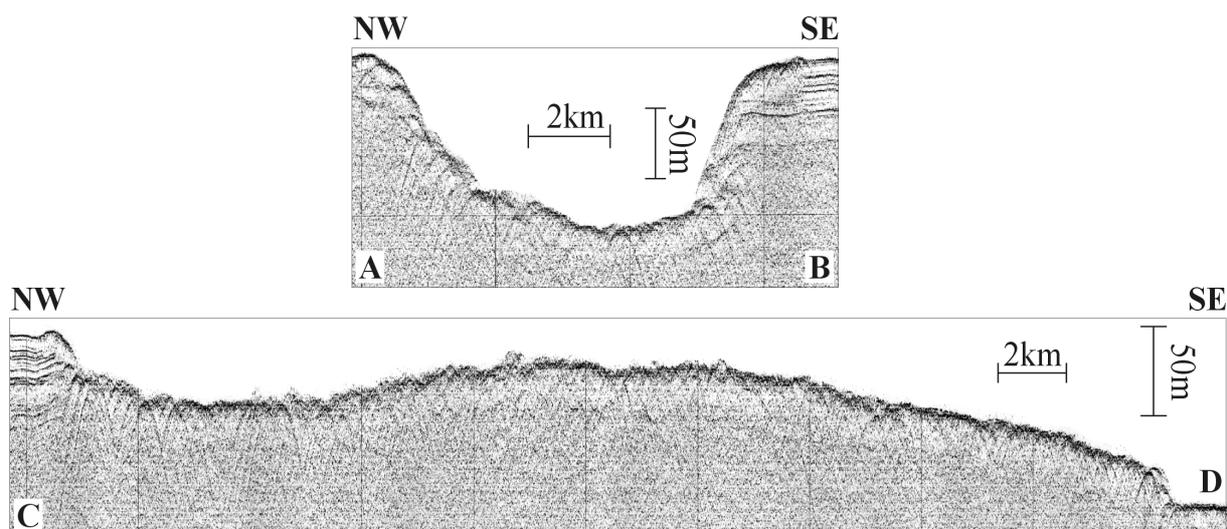


Figure 86: Profils sismiques 3,5 kHz-coque du glissement du Morbihan. Localisation des profils Figure 87c.

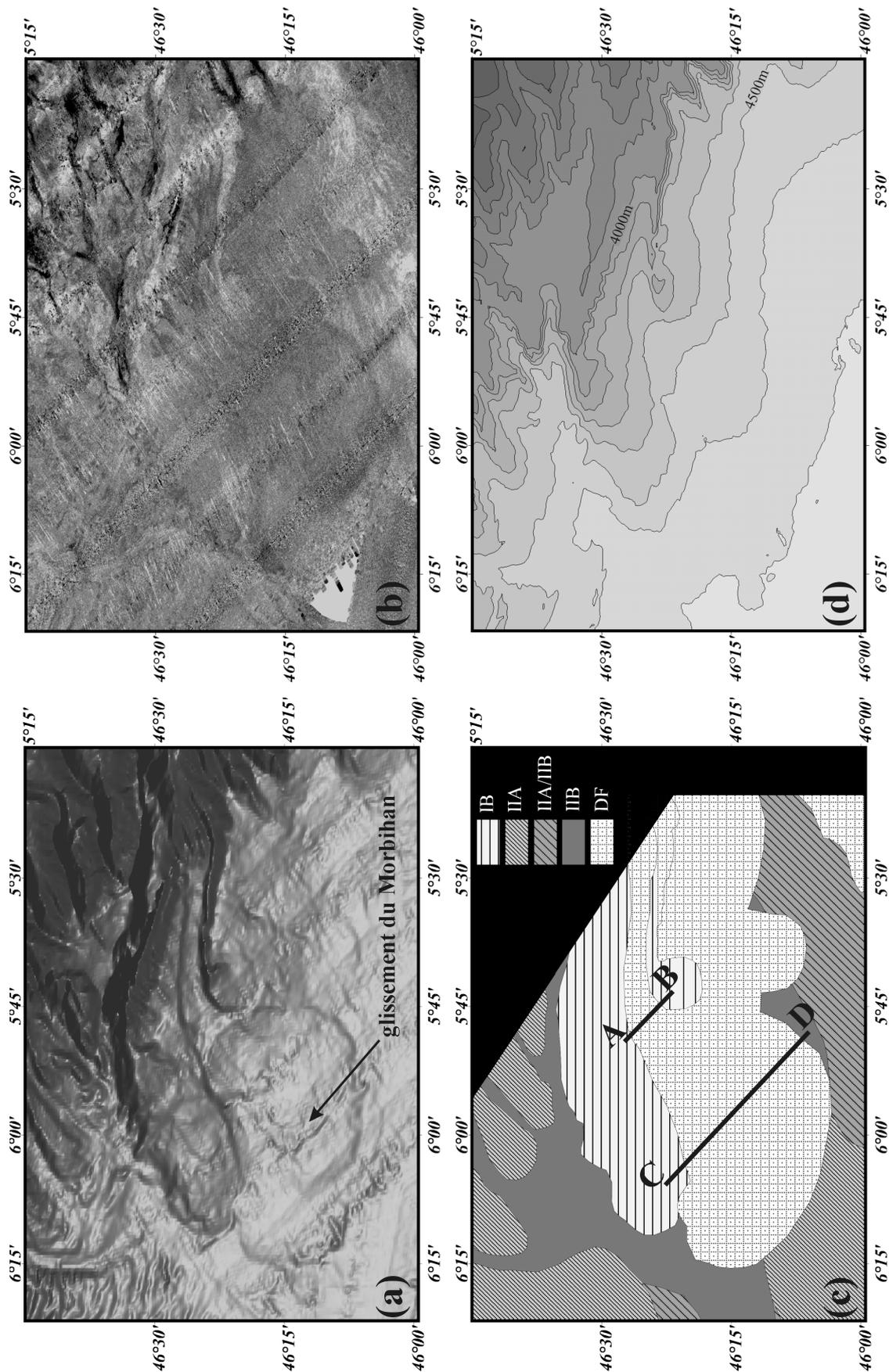


Figure 87: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), échofaciés 3,5 kHz avec la localisation des profils sismiques de la Figure 86, (c) et carte bathymétrique (d) du glissement du Morbihan.

La résolution des données bathymétriques disponibles ne nous a pas permis de repérer précisément l'origine du glissement. Mais, en raison de l'absence de connexion directe avec le rebord de pente, le glissement semble avoir pris naissance sur la pente. Vers l'amont, le glissement est associé à un encaissement d'environ 100 m de profondeur (profil AB, Figure 86). Deux hypothèses pourraient expliquer cet encaissement: (1) soit le glissement a emprunté un canyon préexistant et l'aurait partiellement rempli ou, (2) soit l'encaissement correspondrait en partie à la zone source de la coulée, dans ce cas les deux flancs correspondraient aux cicatrices du glissement. L'encaissement correspond à un volume d'environ 20 km^3 , ce qui est du même ordre de grandeur que le volume estimé de la coulée (50 km^3). La deuxième hypothèse semblerait ainsi la plus probable. Le glissement se serait déclenché et déplacé suivant une direction structurale est-ouest (faille ?). Cette zone pourrait correspondre à un "couloir tectonique". Des données bathymétriques plus précises ainsi que des profils sismiques plus en amont sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

En raison de l'absence de carottes, la nature lithologique ainsi que l'âge de la mise en place de ce glissement ne sont pas connus. Néanmoins, le fait qu'il soit resté localisé en pied de pente et n'ait pas évolué vers un écoulement turbiditique, semble indiquer une nature de type *debris flow* cohésif (*mudflows*). Dans ce cas, la matrice serait de nature argileuse, ce qui appuie l'hypothèse d'une origine profonde.

1.2. Les glissements au pied de l'Escarpe de Trévélyan

Au pied de cet escarpement, de petites coulées témoignent de l'instabilité de la couverture sédimentaire. La plus spectaculaire consiste en un glissement d'environ 50 km^2 situé au sud-est de l'escarpement (Figure 88).

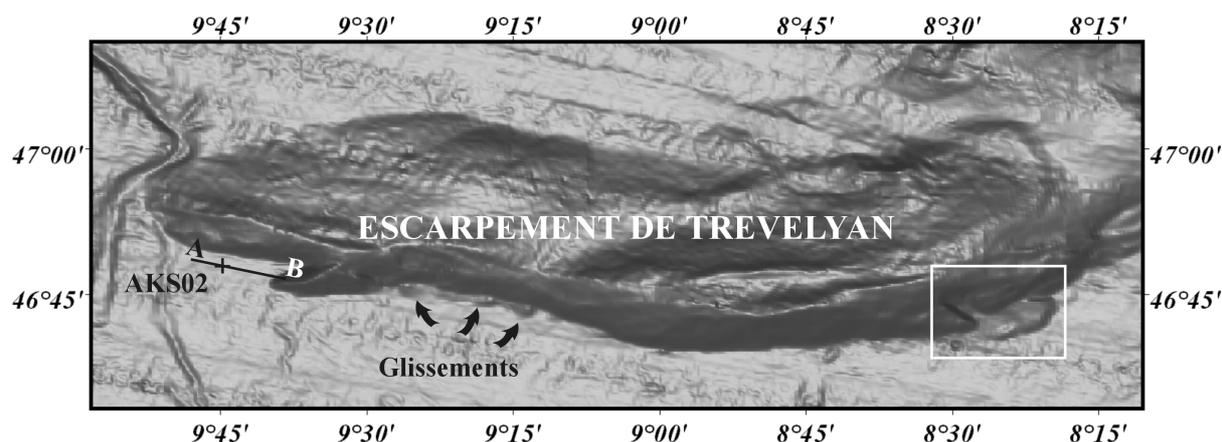


Figure 88: Bathymétrie ombrée de l'Escarpe de Trévélyan avec la localisation du glissement présenté Figure 89, du profil sismique présenté Figure 90 et de la carotte AKS02.

La bathymétrie et l'imagerie SMF (Figure 89) montrent clairement une zone source située entre 3900 et 4700 m et la zone de dépôt correspondant, vers le sud-est. L'imagerie SMF présente une plus grande réflectivité acoustique au sein de la zone source ainsi qu'au niveau du pied de pente. Les sédiments localisés en dessous de la surface de rupture sont généralement surconsolidés en raison de la charge lithostatique subie avant le glissement

(Cochonat et al. 1993) . Ceci peut expliquer la forte réflectivité acoustique observée au sein de la zone source de la coulée (Figure 89b). Les zones à forte réflectivité acoustique localisées au pied de l'escarpement sont systématiquement associées à des indices de glissements en provenance de l'escarpement. Une modification de la rugosité ou de la microtopographie du fond pourrait expliquer cette réflectivité anormalement élevée.

Ces petits glissements présentent un écho 3,5 kHz prolongé à la surface et transparent sur 5 à 10 mètres (Figure 90).

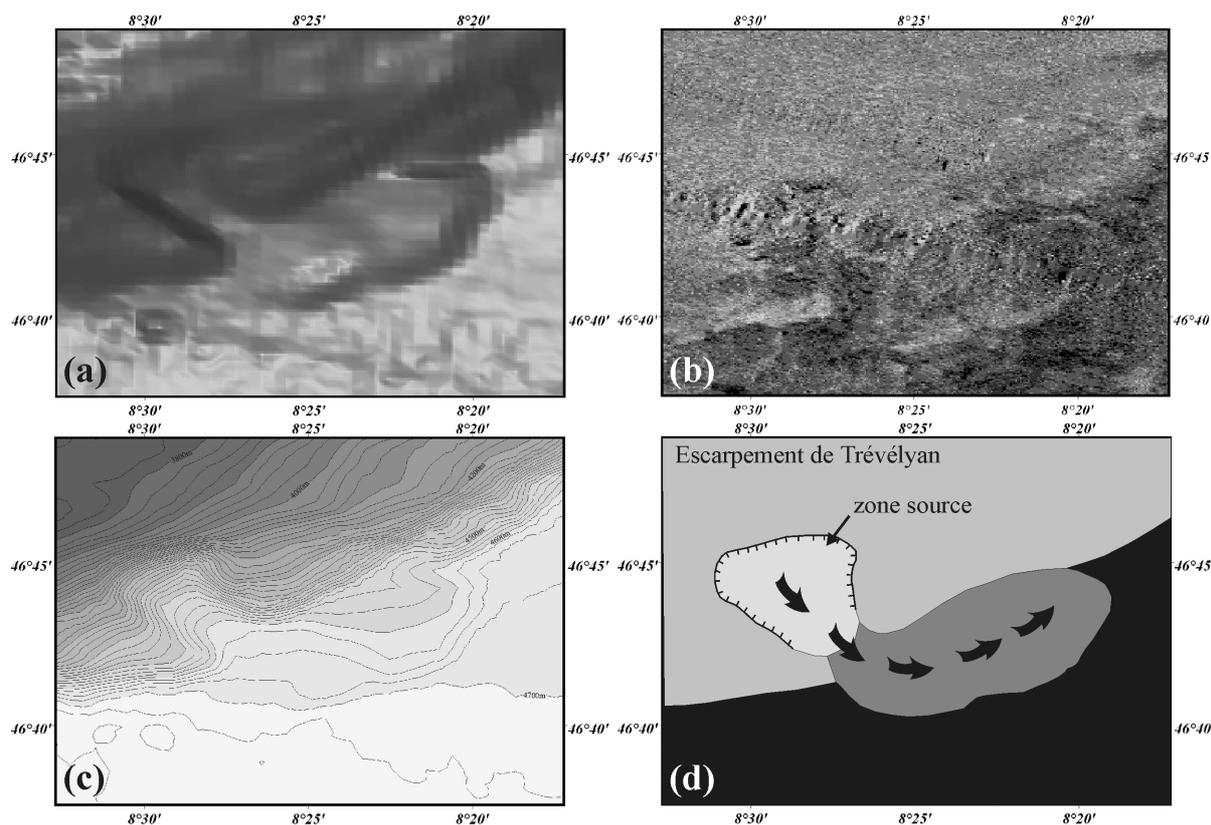


Figure 89: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), carte bathymétrique (c) et morphologie (d) d'un petit glissement au pied de l'Escarpement de Trévélyan.

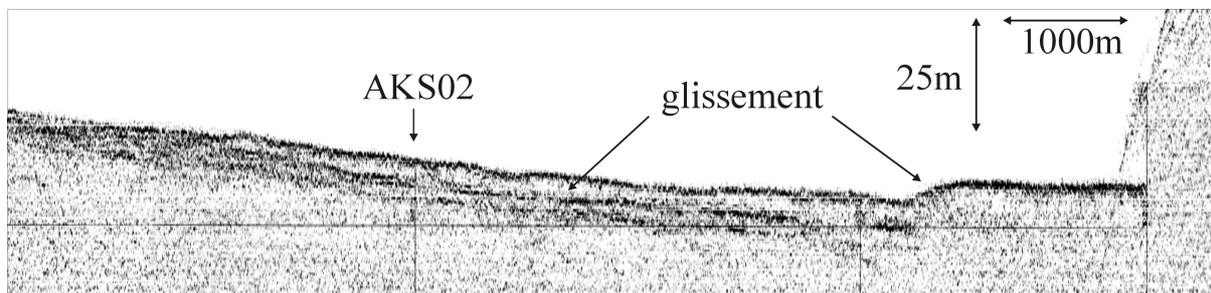


Figure 90: Profil sismique 3,5 kHz sur un glissement localisé au pied de l'Escarpement de Trévélyan. Localisation Figure 88.

1.3. Crozon Apron Deposit

Un troisième type de dépôts gravitaires non chenalisés a été observé entre le système de Crozon et le système d'Audierne (Figure 92). Ce corps sédimentaire, très peu marqué topographiquement, a été mis en évidence par la sismique 3,5 kHz (Figures 91 et 92c). Contrairement aux glissements précédemment décrits, ce dépôt présente une morphologie plus complexe, constituée par l'imbrication de plusieurs unités distinctes (Figure 92c). Cette structure étant déconnectée de tout système d'alimentation (chenal ou canyon), nous l'avons nommée le *Crozon Apron Deposit* selon la nomenclature de Gorsline et Emery (1959). La sismique 3,5 kHz montre la présence d'une zone centrale caractérisée par un écho à hyperboles régulières (plus ou moins tangentes à la surface du fond), caractéristique d'écoulements en masse de type *debris flow* (Figures 91 et 92c). Autour de cette zone centrale, des échos prolongés, avec peu ou pas de réflecteurs sous-jacents (IIA et IIA/IIB), semblent indiquer la présence de matériel grossier sur le fond. Le matériel sédimentaire semble provenir du petit éperon situé en amont, mais il n'est pas impossible que les écoulements turbiditiques des systèmes de Crozon et d'Audierne puissent occasionnellement atteindre le *Crozon Apron*.

Une étude plus détaillée de ce corps sédimentaire (carotte, sismique rapide) semble nécessaire pour mieux comprendre sa constitution et sa mise en place.

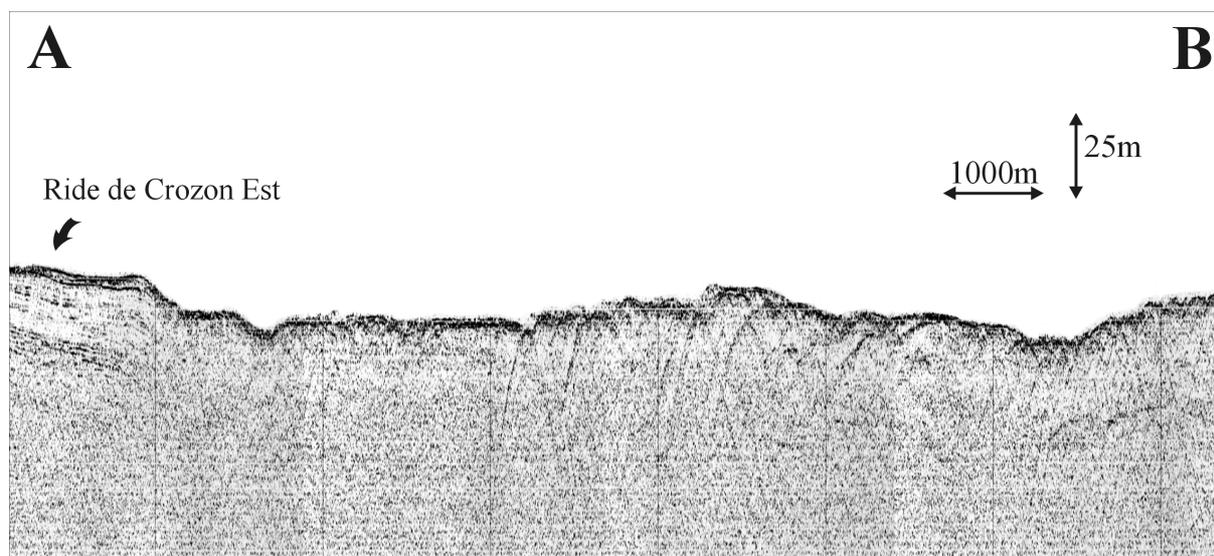


Figure 91: Profil sismique 3,5 kHz au sein du *Crozon Apron Deposit*. Localisation du profil Figure 92c.

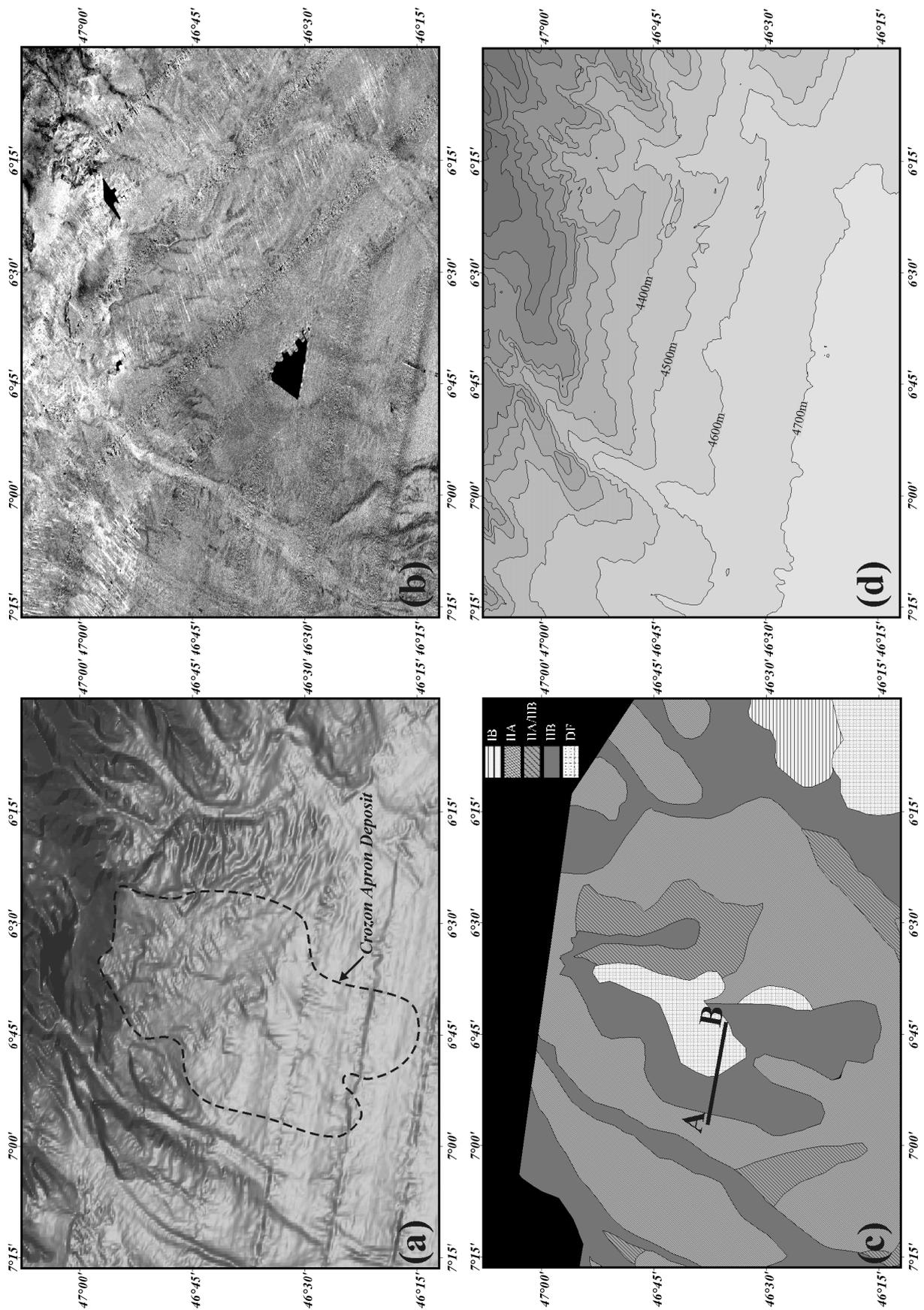


Figure 92: Bathymétrie ombrée (a), imagerie SMF (b), échofaciés 3,5 kHz et localisation du profil Figure 91 (c) et carte bathymétrique (d) du *Crozon Apron Deposit*.

2. Les faciès sédimentaires: mass transport deposits (MTDs)

Des faciès lithologiques caractéristiques de transports en masse ont été repérés sur le système turbiditique celtique: (1) au pied de l'Escarpe de Trévélyan et (2) au sein d'une petite levée sur l'éventail moyen.

La carotte AKS02 (Figures 93 et 97), localisée au pied de l'Escarpe de Trévélyan, présente, entre 35 et 200 cm, un niveau de vases déformées avec intercalation de niveaux plus silteux à sableux. La déformation, effectuée pendant le transport, n'a pas été totale. En effet, il est possible de reconnaître les structures initiales. Ce niveau correspond à un *slump* localisé au sein d'une zone de très forte réflectivité acoustique bordant la partie sud de l'Escarpe de Trévélyan. Résultant d'un glissement en provenance de la pente de l'escarpement, il est venu se déposer sur des dépôts hémipélagiques et turbiditiques, sans créer de perturbation.

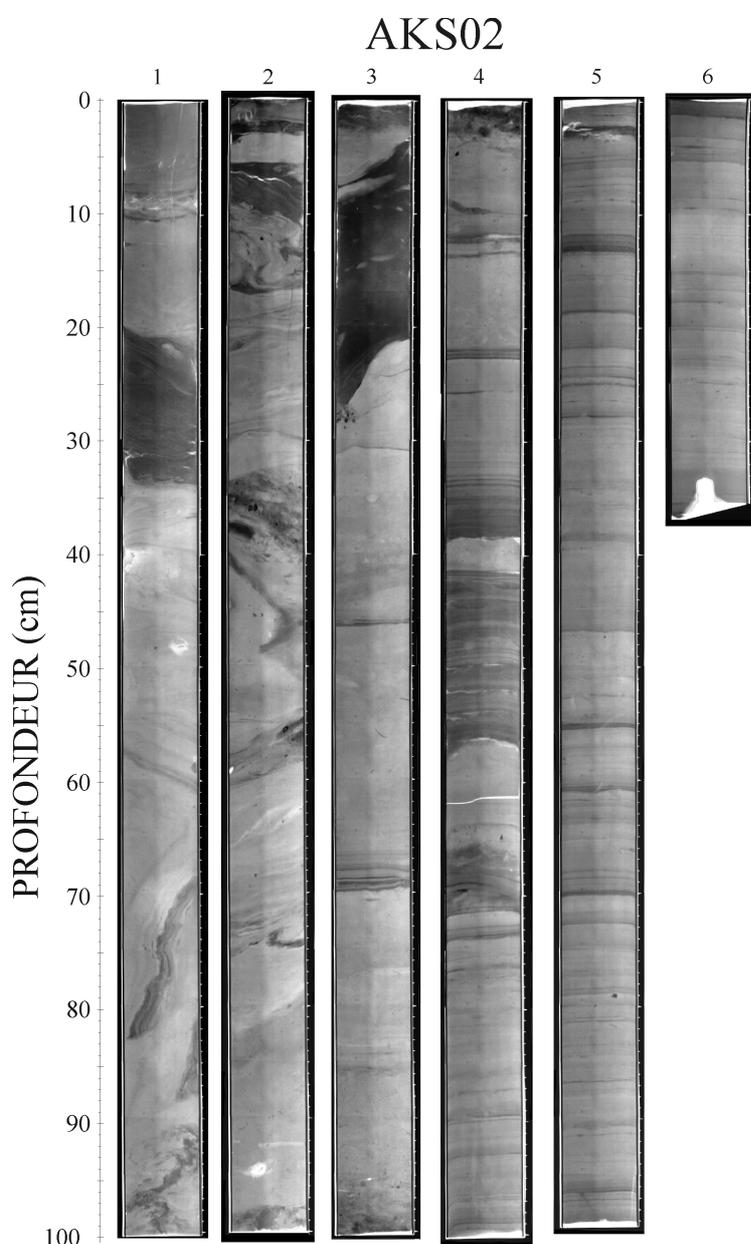


Figure 93: Imagerie rX de la carotte AKS02. Cette carotte présente 4 faciès différents: (1) de la base à 225 cm, des séquences argilo-silteuses témoignant d'écoulements turbiditiques de faible densité et des séquences hémipélagiques, (2) entre 225 et 208 cm et entre 20 et 35 cm, des niveaux de sables fins grano-décroissants, témoignant d'écoulements turbiditiques de haute densité, (3) de 200 à 35 cm, un *slump* à matrice argileuse et (4) de 20 cm au sommet de la carotte, des boues marneuses de nature hémipélagique.

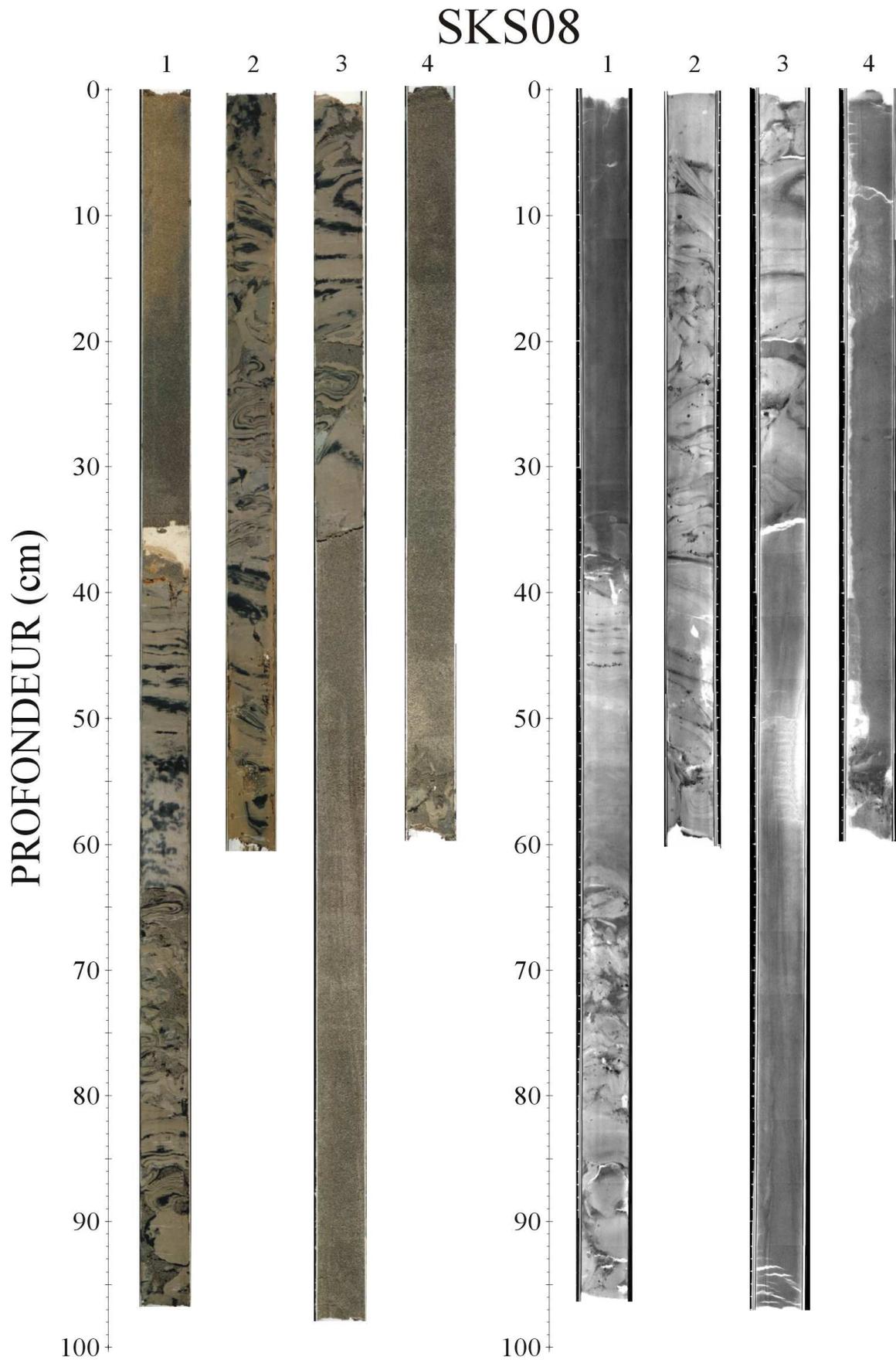


Figure 94: Photographie et imagerie rX de la carotte SKS08. Cette carotte est constituée par un *slump* à matrice argileuse (190 - 40 cm) intercalé dans des sables très fins massifs.

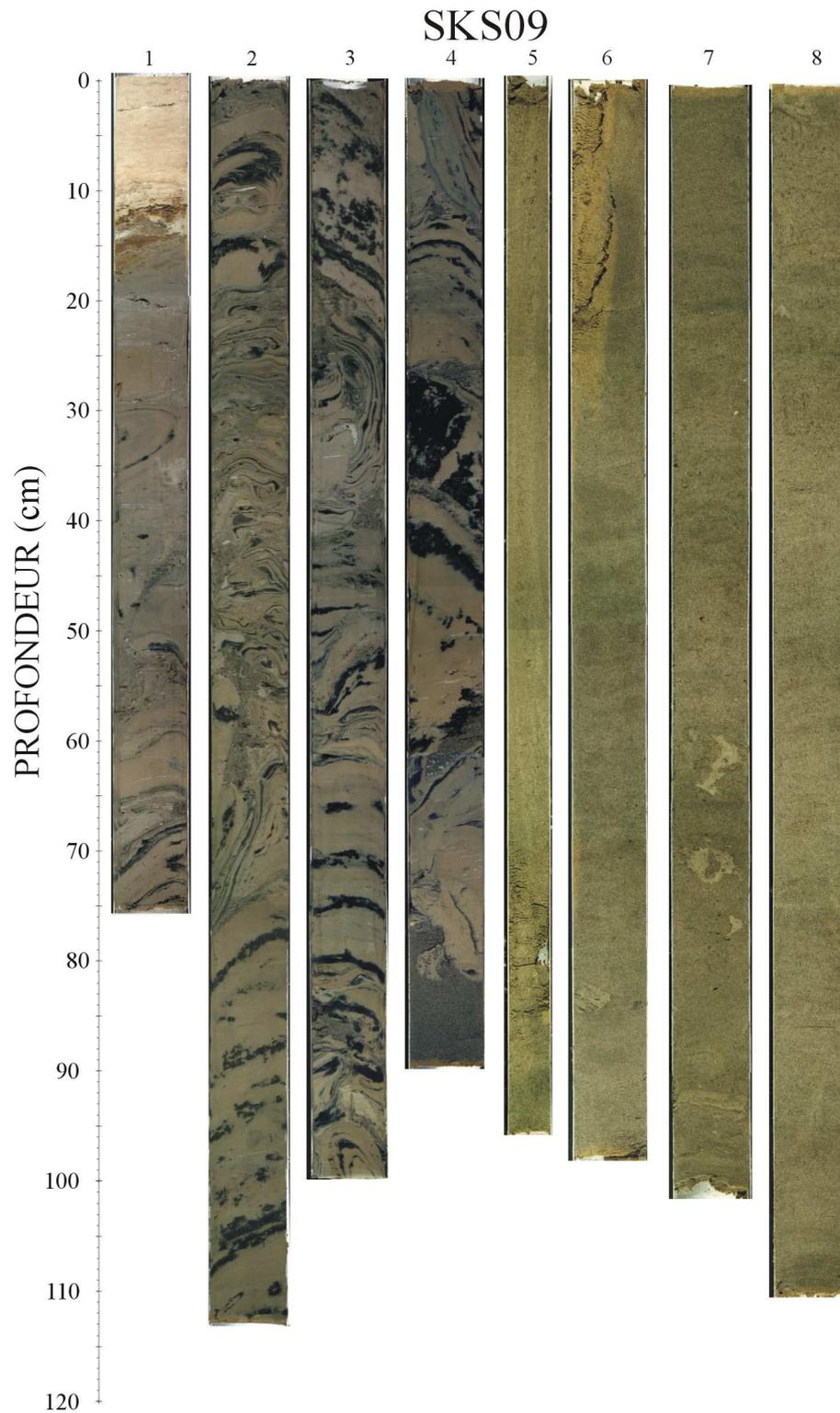


Figure 95: Photographie de la carotte SKS09. Cette carotte est constituée par un *slump* à matrice argileuse (370 - 13 cm) mis en place sur des sables très fins massifs (800 - 370 cm). Le sommet (13 - 0 cm) est constitué de boues marneuses. Les niveaux noirs témoignent d'un enrichissement en matière organique et monosulfures (hydrotroïlite). Cet enrichissement syngénétique souligne remarquablement la déformation.

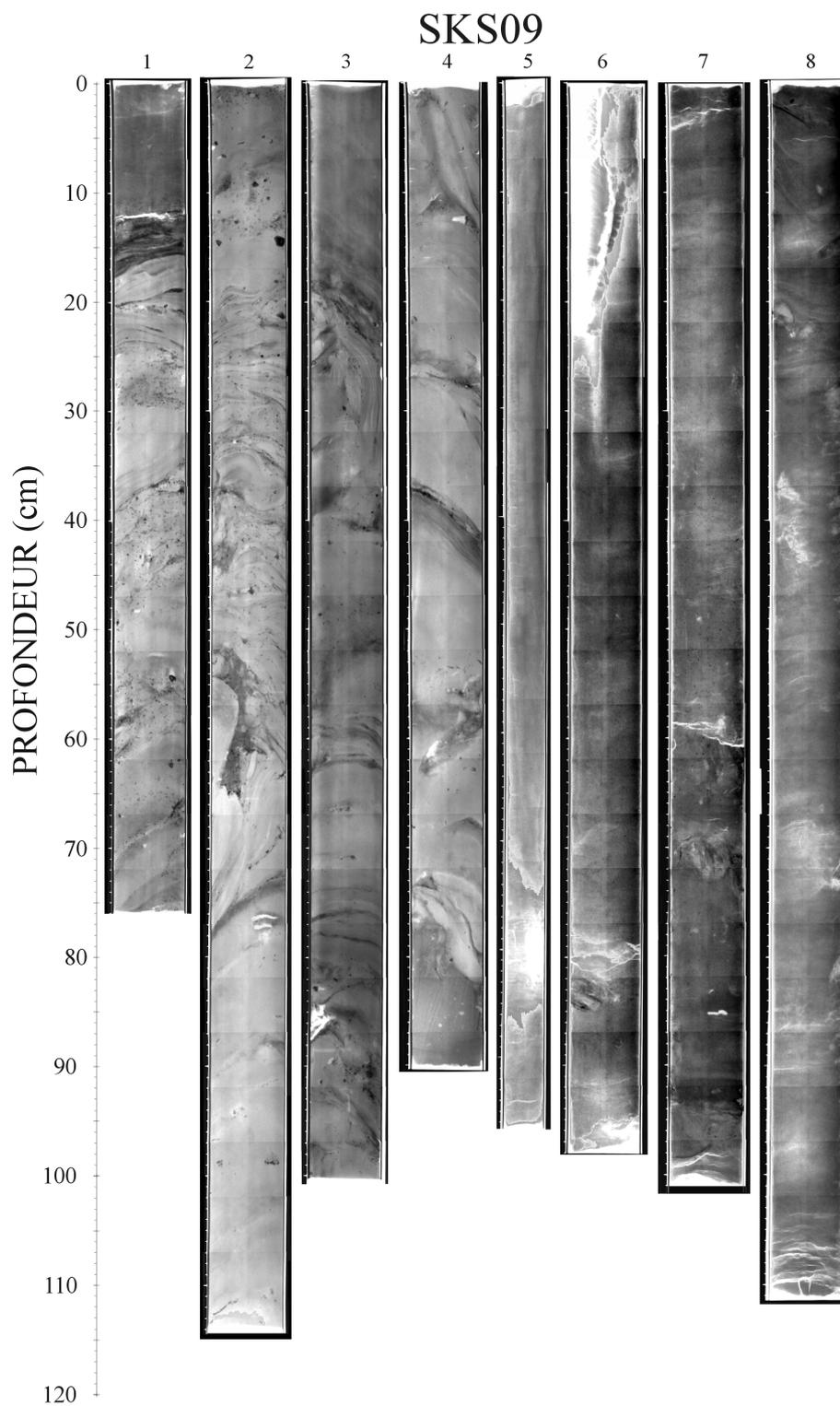


Figure 96: Imagerie rX de la carotte SKS09. . Les niveaux enrichis en matière organique et monosulfures, visibles sur la photographie (Figure 95), sont totalement invisibles sur l'imagerie rX.

Les carottes jumelles SKS08 et SKS09 situées sur l'Eventail Celtique moyen, au sein d'une petite levée localisée entre deux chenaux secondaires (Figure 97), présentent toutes deux un niveau fortement déformé à matrice argileuse contenant de nombreux galets de vases et des niveaux silteux à sableux pris dans la déformation. Ces passages chaotiques témoignent d'une déformation plus intense que pour le *slump* localisé au sein de la carotte AKS02. Il est néanmoins possible de reconnaître une partie des structures initiales. Ces dépôts résultant d'un transport en masse correspondent donc encore à des *slumps*. Les carottes SKS08 et SKS09 ont toutes deux enregistré le même événement. Avec les données disponibles, il est impossible de savoir si ce *slump* s'est mis en place suite à des glissements initiés au sein de la petite levée ou suite à des apports de plus grande ampleur sous forme de *debris flows* cohésifs (mud flows), en provenance des parties supérieures de l'éventail. Ces niveaux se sont déposés sur des sables massifs caractéristiques des dépôts de lobes distaux.

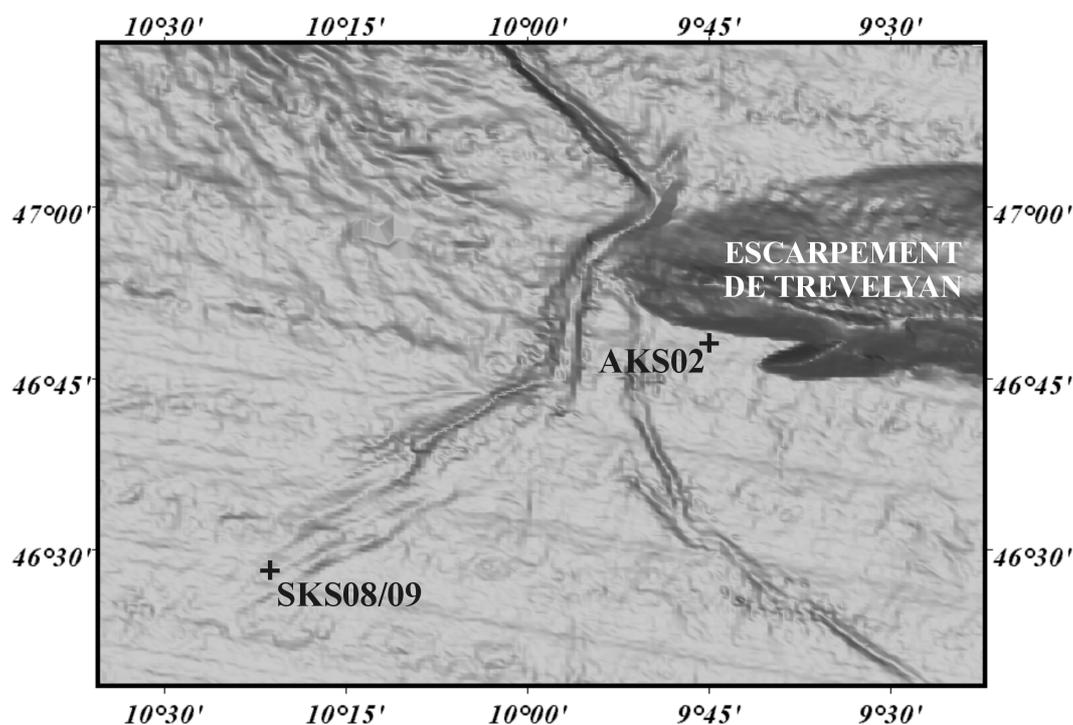


Figure 97: Bathymétrie ombrée de la partie centrale de l'Eventail Celtique avec la localisation des carottes AKS02, SKS08 et SKS09.

C. La sédimentation ubiquiste: sédimentation hémipélagique et les niveaux d'Heinrich

Au sein de cette partie, consacrée à la présentation de nos observations sur les sédiments de nature ubiquiste, nous aborderons, tout d'abord et de façon succincte, les faciès caractéristiques de la sédimentation hémipélagique ainsi que les processus diagénétiques affectant ces faciès. Dans une deuxième partie, seront présentés les faciès caractéristiques mis en place pendant les événements de débâcles d'icebergs correspondant aux niveaux d'Heinrich. Nous montrerons par la suite comment ces événements peuvent s'enregistrer au sein de la sédimentation turbiditique.

1. La sédimentation hémipélagique

1.1. Les faciès sédimentaires

En principe, la sédimentation hémipélagique est uniquement influencée par des modifications en apports terrigènes (en provenance des marges) et biogènes (liés à la productivité biologique de surface). Ces deux types d'apports étant fortement liés aux conditions environnementales, la sédimentation hémipélagique est, logiquement, influencée par les cycles climatiques du Quaternaire terminal. Dans le Golfe de Gascogne, cette cyclicité se traduit au cours des derniers 120.000 ans par la mise en place de vases argilo-silteuses ($\%CaCO_3 < 30\%$) en périodes glaciaires (stades isotopiques 4, 3 et 2) et de boues marneuses ($60\% > \%CaCO_3 > 30\%$) en périodes interglaciaires (stades isotopiques 5 et 1).

1.2. Les processus diagénétiques

Toutes les carottes dont les sommets étaient de nature hémipélagique présentent dans les 50 premiers centimètres un niveau induré de 1 à 3 cm d'épaisseur. Ce niveau est systématiquement localisé au sein d'un passage entre des vases grises et des vases brunes sus-jacentes (Figure 98). Des études géochimiques sur la Plaine Abyssale de Madère (Wilson et al., 1986) et sur le Golfe de Gascogne (Wallace et al., 1988), ont montré que ce niveau induré correspondait à un front redox. En effet, des profils géochimiques dans les eaux interstitielles ont mis en évidence la présence de O_2 et NO_3^- au-dessus du front et de Fe^{2+} , Mn^{2+} , Po_4^{3-} et NH_4^+ en dessous. D'après Thomson et al. (1996), ces enrichissements diagénétiques en éléments sensibles aux conditions redox ne sont pas de nature synsédimentaire mais seraient dus à une position prolongée du front redox à un niveau particulier. Les fortes baisses de taux de sédimentation généralement observées pendant les périodes interglaciaires seraient responsables de cette stagnation du front redox.

Notre étude confirme ce modèle. Il est remarquable de noter que dans toutes les carottes où le front redox a été localisé, celui-ci est systématiquement situé entre 10 et 20 cm au-dessus d'un changement de faciès associé à une forte baisse du taux de sédimentation. Cette baisse du taux de sédimentation peut être due: (1) au passage stade isotopique 2 - stade isotopique 1 sur l'Escarpement de Trévélyan (carotte AKS01), (2) à un arrêt des dépôts de débordement sur la ride de Whittard (carottes MKS03 et SKS01) ou (3) à un arrêt d'apports

gravitaires de type *slumps*, turbidites de haute densité (carottes AKS02, SKS02 et SKS04). Aucun de ces trois changements n'est synchrone, le front Redox ne peut donc pas être utilisé comme repère stratigraphique. Certains fronts sont invisibles à l'imagerie rX (SKS01, Figure 98) alors que d'autres présentent un niveau plus sombre caractéristique d'une induration plus importante (SKS03, Figure 98). Une stagnation plus prolongée du front, permettant cette plus grande induration, pourrait expliquer cette différence.

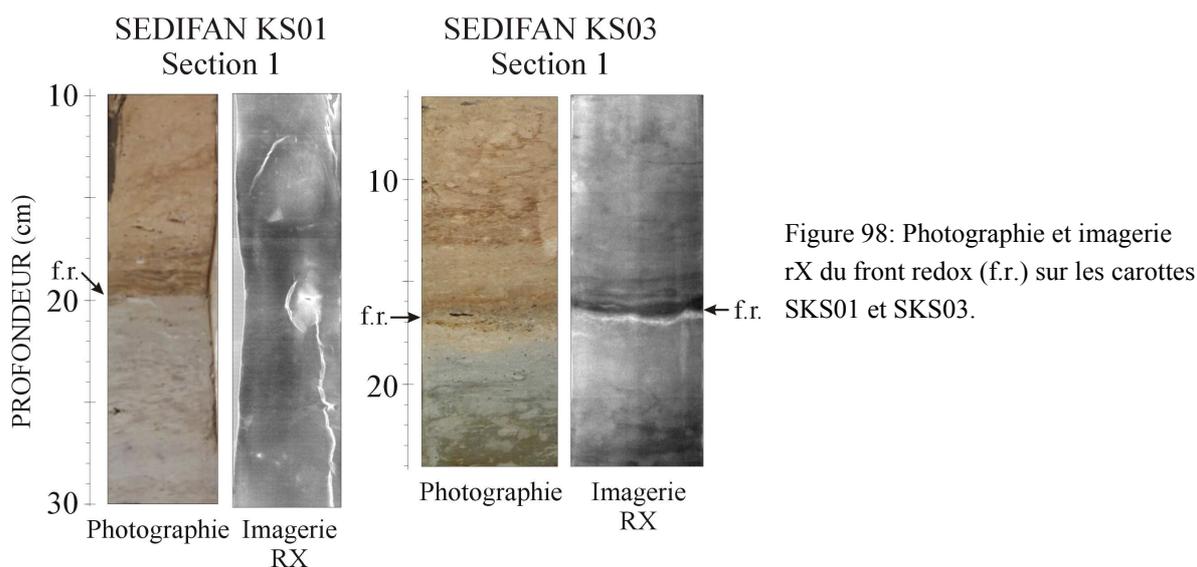


Figure 98: Photographie et imagerie rX du front redox (f.r.) sur les carottes SKS01 et SKS03.

2. Les événements d'Heinrich

2.1. Les faciès sédimentaires

Les événements d'Heinrich sont particulièrement bien développés dans les sédiments du Golfe de Gascogne (Grousset et al., 2000, Zaragosi et al., soumis). En plus des paramètres classiques de différentiation de ces niveaux (susceptibilité magnétique, gamma densité, grains détritiques, foraminifères planctoniques...), l'imagerie rX a été utilisée pour essayer de caractériser leur structure interne. Sur l'ensemble des carottes étudiées, les niveaux d'Heinrich ont pu être mis en évidence dans deux environnements sédimentaires différents: (1) sur les hauts fonds structuraux à sédimentation essentiellement hémipélagique (Terrasse de Mériadzek et Escarpement de Trévélyan) et (2) dans les dépôts turbiditiques de débordement de la ride de Whittard.

2.1.1. Cas des hauts fonds de Trévélyan et de Mériadzek

Les niveaux d'Heinrich du Golfe de Gascogne sont caractérisés par de fortes teneurs en matériel ice-rafté (dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$) associé au monospécifisme de l'espèce polaire *N. Pachyderma* s. Au cœur de ces niveaux, dont l'épaisseur dans le Golfe de Gascogne varie entre 60 et 480 cm, un niveau caractérisé par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique correspond à la composante canadienne de l'événement (débâcle de la calotte laurentienne). Ce pic laurentidien est surimposé à la composante européenne correspondant à tout

l'évènement (Grousset, et al., 2000). L'imagerie rX s'est montrée très utile pour différencier cette composante canadienne. En effet, en plus d'être caractérisée par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique, celle-ci possède de fortes valeurs de gamma densité indiquant un état de surconsolidation du sédiment qui apparaît avec des teintes très sombres aux rX. Cette surconsolidation, liée à une porosité anormalement faible, serait le résultat d'une précipitation d'une phase carbonatée lors d'une diagenèse précoce du sédiment (Boelaert et Auffret, 1993; Auffret et al., 1996b). Les sédiments déposés lors de la composante canadienne des évènements d'Heinrich se développent sur une épaisseur comprise entre 3 et 20 cm. Ces niveaux sont très bioturbés avec de nombreux terriers verticaux. Le niveau surconsolidé (Figure 99 et 100) caractéristique des niveaux d'Heinrich classiques (H1, H2, H4 et H5) présente une limite inférieure presque toujours nette et une limite supérieure plus diffuse (Figure 99). Dans le cas de H4, la limite nette à la base témoigne de modifications paléoenvironnementales rapides avec un refroidissement des eaux de surface d'été de plus de 2 °C (Figure 99). De plus, il semble que la quantité d'IRD (dans la fraction visible à l'imagerie rX) soit plus importante dans les niveaux plus denses.

Sur les carottes étudiées (AKS01 et MD95-2002, Figures 100 et 102), H1 présente une structure particulière avec, à la base, un niveau à laminées témoignant de forts apports sédimentaires en provenance des systèmes Manche et Mer d'Irlande. Ces apports semblent liés à la fonte des calottes et glaciers européens (Zaragosi et al., soumis).

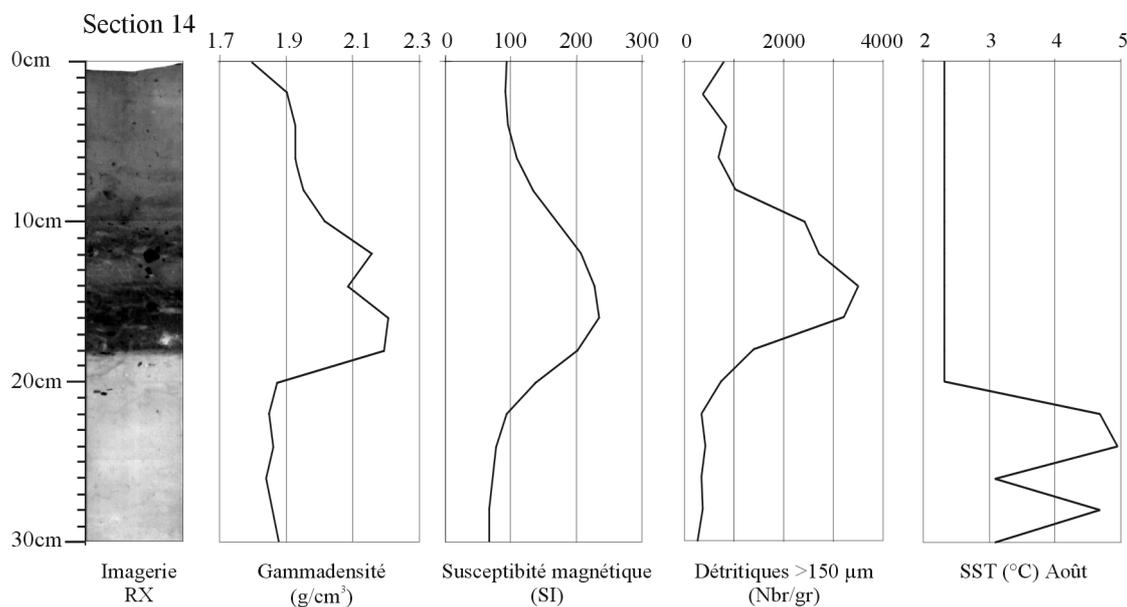


Figure 99: Détails de la carotte MD95-2002 (tronçon 14) présentant la composante canadienne du niveau d'Heinrich H4. Cette composante est caractérisée par une surconsolidation importante associée à un pic de susceptibilité, à un pic de détritique et à un refroidissement des eaux de surfaces supérieur à 2°C (SST calculées à partir de la fonction de transfert foraminifères).

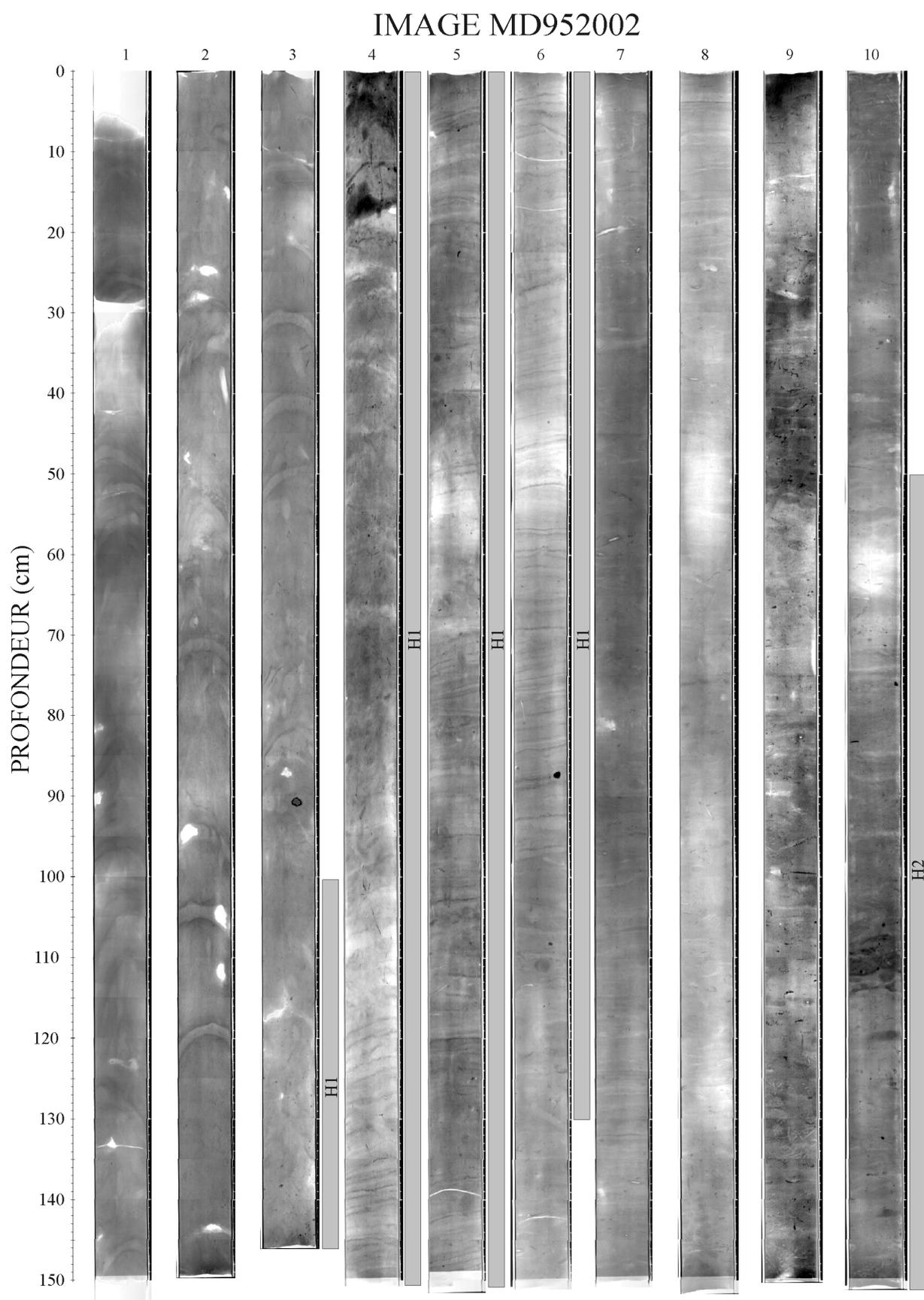


Figure 100: Imagerie rX de la carotte MD95-2002 (tronçons 1 à 10) avec la localisation des niveaux d'Heinrich H1 et H2.

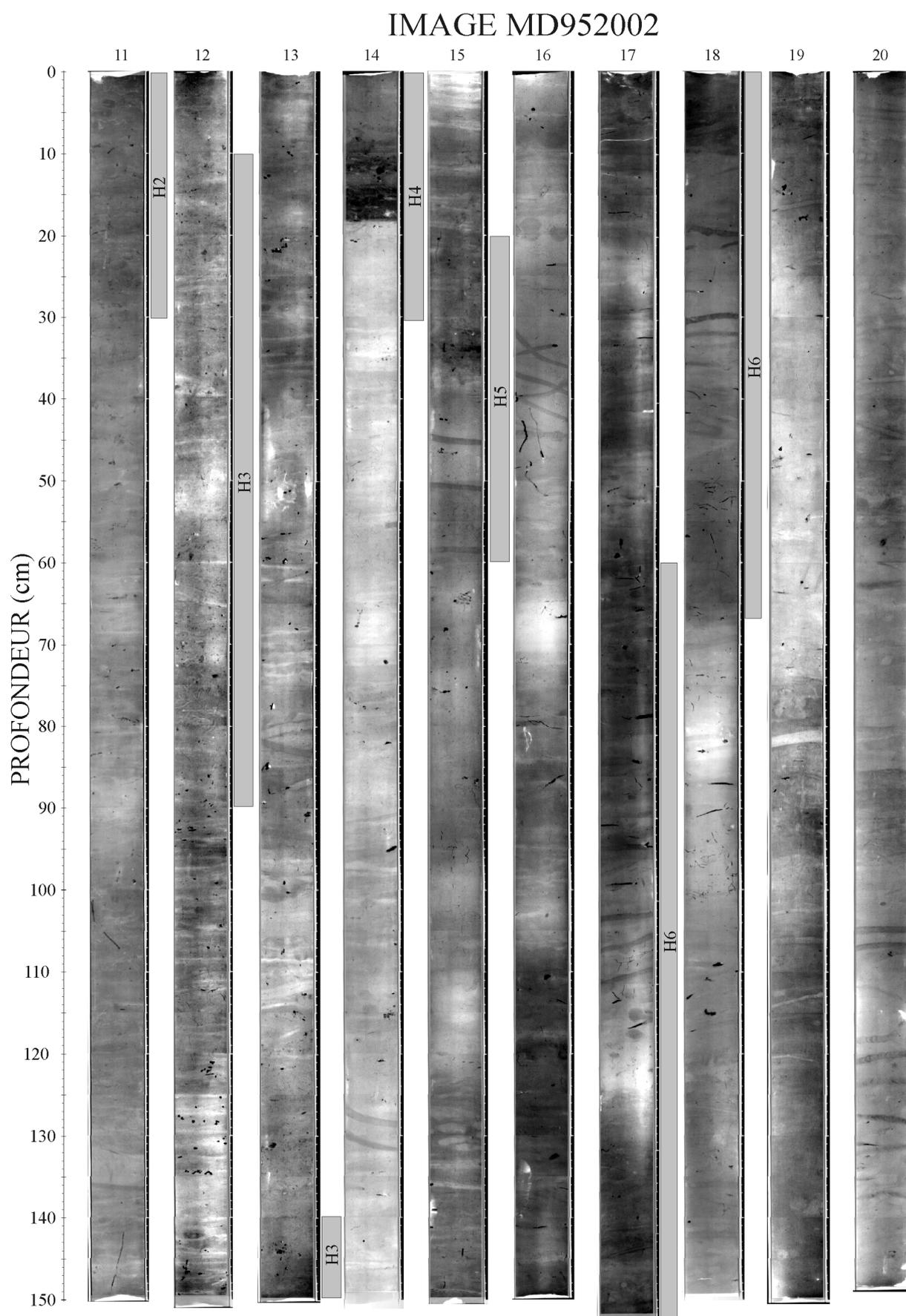


Figure 101: Imagerie rX de la carotte MD95-2002 (tronçons 11 à 20) avec la localisation des niveaux d'Heinrich H2, H3, H4, H5 et H6.

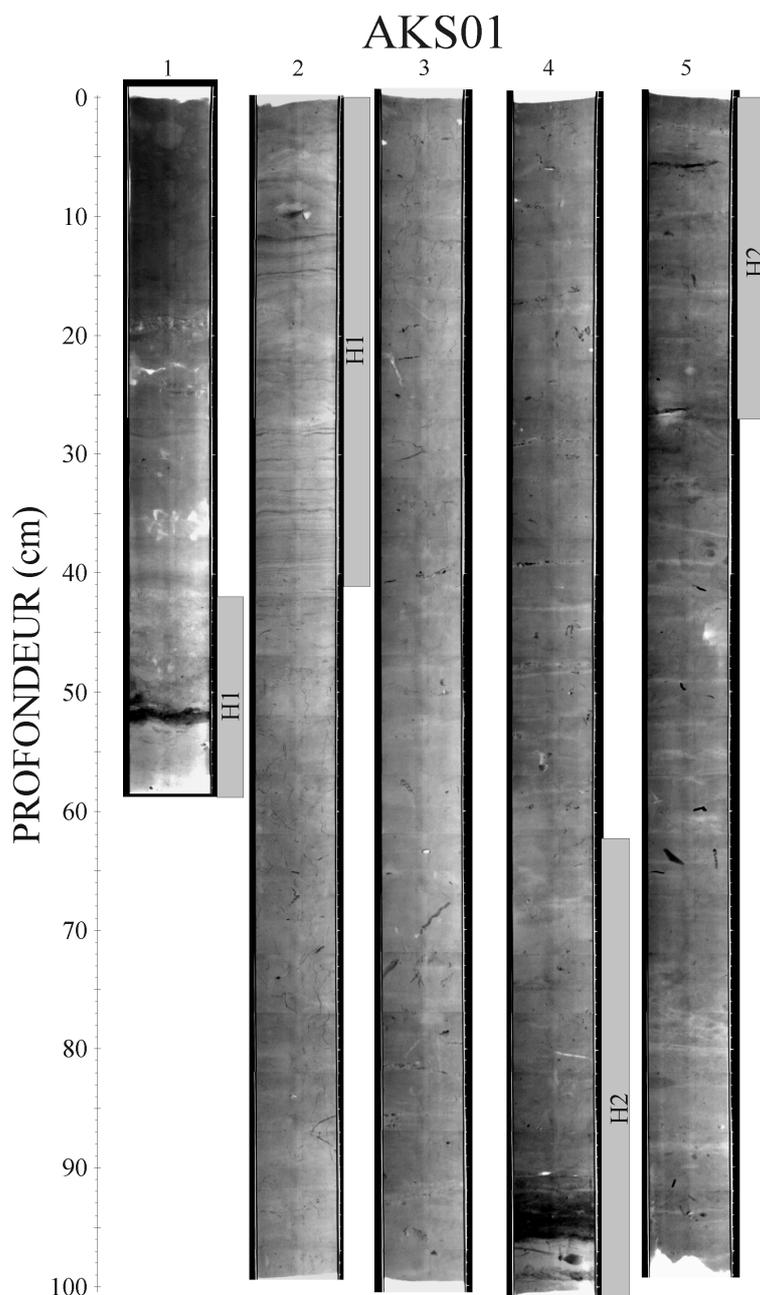


Figure 102: Imagerie rX de la carotte AKS01 avec la localisation des niveaux d'Heinrich H1 et H2.

2.1.2. Cas de la ride de Whittard

Au sein des séquences argilo-silteuses de débordement de la ride de Whittard, les événements d'Heinrich se sont enregistrés sous deux formes différentes. Deux cas possibles sont à envisager:

(1) Si les processus de débordement sont peu ou pas actifs pendant la mise en place de la composante canadienne d'un événement d'Heinrich, celle-ci peut être enregistrée dans sa forme classique (Figure 103). Dans ce cas, sa structure interne est tout à fait similaire à celle enregistrée dans des environnements hémipélagiques (Figure 99).

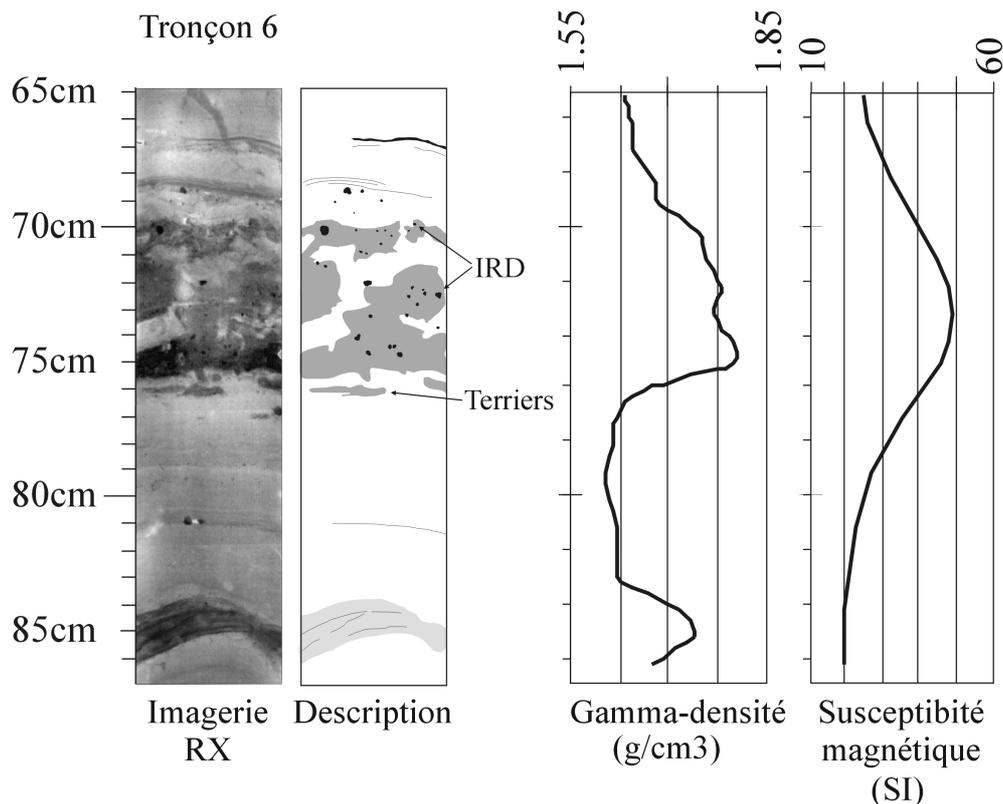


Figure 103: Détail de la carotte SKS01 (tronçon 6) présentant un niveau d'Heinrich intercalé dans des séquences argilo-silteuses de débordement. La composante canadienne de cet événement d'Heinrich présente une structure typique avec: (1) une surconsolidation localisée au sein du pic de susceptibilité magnétique, (2) un contact net à la base et diffus au sommet, (3) une bioturbation intense et, (4) des IRD majoritairement localisés au sein des zones plus denses.

(2) Si les débordements sont actifs pendant la durée de l'événement d'Heinrich, celui-ci présente alors une forme plus complexe et se trouve alors intercalé dans les séquences argilo-silteuses. Dans ce cas, le matériel ice-rafté va être déposé par deux processus distincts: (1) par décantation dans les niveaux hémipélagiques localisés au sommet des séquences argilo-silteuses et (2) par les dépôts de débordement des écoulements turbiditiques chenalisés. En effet, la nature érosive des courants de turbidité permet la mise en suspension et le transport des dépôts ice-raftés situés sur le trajet de l'écoulement turbiditique. Les processus de tri granulométrique caractéristiques de ce type d'écoulement, vont venir profondément perturber le signal. Les IRD de grosse taille vont rester à la base de l'écoulement, dans la fraction sableuse chenalisée, alors que les particules fines vont atteindre le sommet de l'écoulement et vont pouvoir, grâce aux processus de débordement, se déposer sur les levées. La fraction fine portant principalement le signal de susceptibilité magnétique (Thouveny et al., 2000), les séquences argilo-silteuses de débordement synchrones des événements d'Heinrich vont donc présenter de fortes valeurs de susceptibilité magnétique. L'événement d'Heinrich enregistré à la base de la carotte MKS03 illustre bien ce modèle de dépôt avec des pics de susceptibilité au sein des séquences de débordement, des IRD dans la fraction $> 150\mu\text{m}$, et l'absence d'IRD de grosse taille (mis en évidence par les rX, Figure 104).

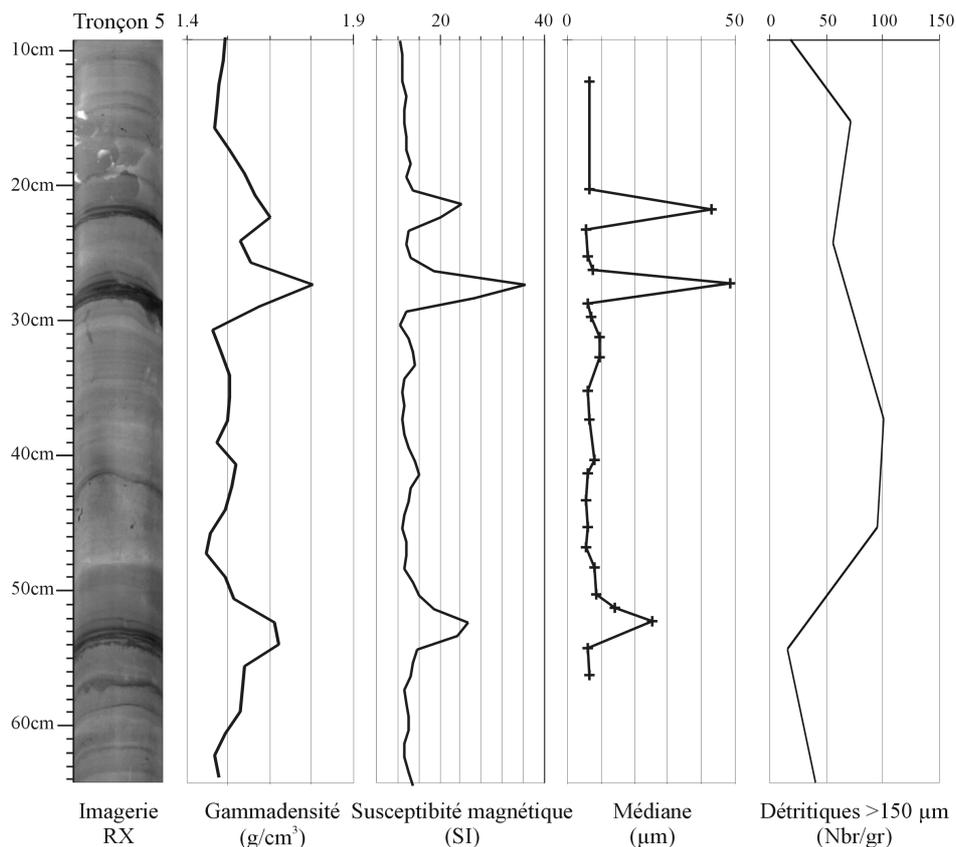


Figure 104: Détails de la carotte MKS03 (tronçon 5) présentant un niveau d'Heinrich repris par la sédimentation turbiditique.

2.2. Les faciès acoustiques

Auffret et al. (1998) ont repositionné les carottes MD95-2002 et ESSCAMP-KS02 sur les profils sismiques 3,5 kHz de la Terrasse de Mériadzek (Figure 105). Leurs résultats montrent que les seules hétérogénéités sédimentaires capables de produire des réflecteurs acoustiques sur les premiers mètres de la colonne sédimentaire sont les niveaux d'Heinrich. En effet, ce sont les contrastes de densité qui entraînent la création de réflecteurs acoustiques. Au sein des niveaux d'Heinrich classiques (H1, H2, H4 et H5), la surconsolidation de la composante laurentienne semble suffisante pour entraîner l'obtention de réflecteurs 3,5 kHz.

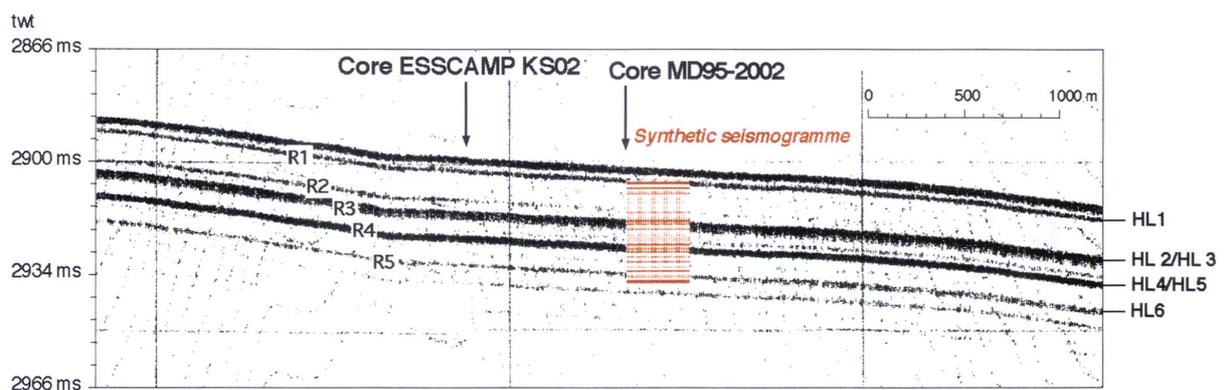


Figure 105: Profil sismique 3,5 kHz sur le site des carottes ESSCAMP-KS02 et MD95-2002 (d'après Auffret et al., 1998).

Trois réflecteurs majeurs (R1, R3 et R4) visibles sur l'Escarpement de Trévélyan et la Terrasse de Mériadzek pourraient être corrélés respectivement aux événements d'Heinrich H1, H2/H3 et H4/H5 (Figures 105 et 106). La nature ubiquiste des niveaux d'Heinrich semble expliquer la relative homogénéité du signal 3,5 kHz au sein de ces deux régions. En raison de problèmes de compaction ou de sur-échantillonnage lors du carottage, et de précision sur l'échelle verticale des profils 3,5 kHz, le calage entre la position des niveaux d'Heinrich sur les carottes et sur les profils n'est pas parfait. Des profils de mesures de densités in-situ permettraient de calibrer les profondeurs aussi bien sur les profils sismiques 3,5 kHz que sur les carottes.

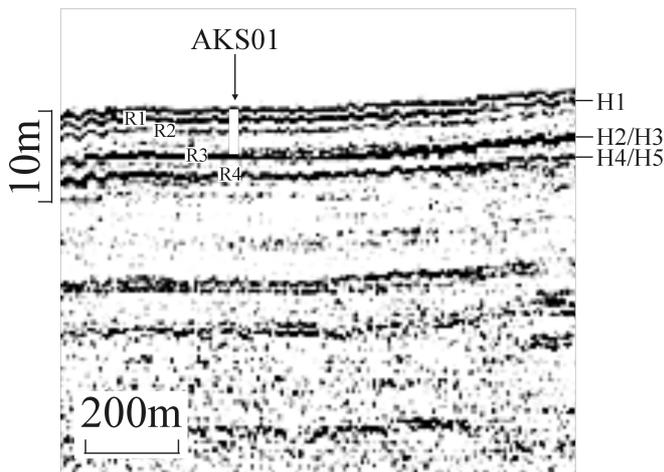


Figure 106: Profile sismique 3,5 kHz sur le site de la carotte AKS01.

Partie III : Evolution des Apports et Modèle de Fonctionnement de la Marge Celtique-Armoricaine

Après avoir présenté séparément les deux systèmes turbiditiques étudiés, je considère au sein de cette dernière partie, l'ensemble de la Marge Celtique-Armoricaine comme une entité. Ainsi, après un premier chapitre traitant des modifications environnementales de cette marge telles qu'elles ont pu être enregistrées dans le domaine profond, le deuxième et dernier chapitre essaie de synthétiser l'ensemble des résultats sous la forme d'un modèle de fonctionnement de la marge. Le système sédimentaire profond issu de ce modèle conceptuel sera finalement comparé aux principaux systèmes turbiditiques modernes.

A. Variations hydrologiques et paléoenvironnementales: synthèse des résultats	223
1. <i>Modifications hydrologiques du Golfe de Gascogne</i>	223
2. <i>Variations des apports sédimentaires vers le domaine profond</i>	226
2.1. Variations des apports sur la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan	226
2.2. Variations des apports sur les systèmes turbiditiques celtique et armoricain	229
B. Note 3: "The European deglaciation initiation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach"	231

Chapitre VIII : Evolution des Apports Sédimentaires et Variations Paléoenvironnementales de la Marge Celtique-Armoricaine

La première partie de ce chapitre consiste en une reconstitution synthétique des modifications hydrologiques et paléoenvironnementales de la marge qui s'appuie essentiellement sur les données issues de la carotte IMAGES MD95-2002. L'impact de ces variations sur les transferts sédimentaires vers le domaine profond, au cours des derniers 28 ka BP, constitue une deuxième partie.

Une étude détaillée de la déglaciation est enfin présentée sous la forme d'une publication soumise.

A. Variations hydrologiques et paléoenvironnementales: synthèse des résultats

La reconstruction des conditions environnementales du Golfe de Gascogne proposée ci-dessous provient d'une compilation de données micropaléontologiques, géochimiques et sédimentologiques des carottes MD95-2002 (Eynaud, 1999; Auffret et al., 2000b; Zaragosi et al., soumis), ESSCAMP KS02 (Loncaric et al., 1998), AKS01 (Zaragosi et al., 2000), MKS03 (Zaragosi et al., 2000), 72104 (Duplessy et al. 1981; Zaragosi et al. 2001) et MaKS03 (Auffret, 1983; Zaragosi et al. 2001)

1. Modifications hydrologiques du Golfe de Gascogne

L'évolution environnementale du Golfe de Gascogne de la fin du stade isotopique 3 à l'actuel (28-0 ka BP), s'effectue en plusieurs étapes, qui sont détaillées par ordre chronologique.

La fin du stade isotopique 3 (28 - 24 ka BP): H3

La fin du stade isotopique 3 correspond à l'événement H3. Dans le Golfe de Gascogne, comme dans tout l'Atlantique Nord, H3 est un événement d'Heinrich atypique. En effet malgré un refroidissement important sur environ 3000 ans, cet événement est marqué par l'absence de pic de susceptibilité, ainsi que par l'absence de témoin d'arrivée de matériel ice-rafté laurentien (Figure 107). Cet événement a été qualifié "d'européen" par Snoeckx et al. (1999). La fin des conditions glaciaires de H3 marque l'entrée dans le stade isotopique 2.

Le début du stade isotopique 2 (24 - 22,3 ka BP)

Le début du stade isotopique 2 est caractérisé par des conditions climatiques tempérées à tempérées fraîches avec une remontée active de la Dérive Nord Atlantique dans le Golfe de Gascogne (Figure 107). Les reconstructions de SST, calculées avec la fonction de transfert foraminifères, présentent des valeurs d'août supérieures à 10 °C. Cette période se termine par l'entrée dans une période de débâcle glaciaire correspondant à l'événement H2.

L'événement H2 (22,3 - 19,7 ka BP)

Sur tous les enregistrements sédimentaires disponibles dans le Golfe de Gascogne, H2 présente une signature double (cf. Chapitre II) des signaux micropaléontologiques et sédimentologiques (détritiques grossiers). Cet événement, étudié en détail par Grousset et al. (2000), présente essentiellement une signature européenne. L'arrivée de matériel laurentien est confiné au cœur de l'événement, au niveau du pic de susceptibilité.

Le Dernier Maximum Glaciaire (19,7 - 15 ka BP)

Le Dernier Maximum Glaciaire correspond à la période de temps comprise entre les événements H2 et H1 (Schneider et al., 2000). Dans le Golfe de Gascogne, cette période peut être découpée en trois phases distinctes (Zaragosi et al., soumis). La première phase (19,7 - 18,5 ka BP) correspond au premier réchauffement post H2. Le Golfe de Gascogne sort des conditions climatiques polaires de H2. Les deuxième et troisième phases [(18,5 - 16,5 ka BP) et (16,5 - 15 ka BP)] sont marquées par une pénétration de la Dérive Nord Atlantique dans le Golfe de Gascogne. Ces phases tempérées, au sein même du Dernier Maximum Glaciaire, alors que les calottes glaciaires sont au maximum de leur extension, ne sont pas une

caractéristique propre au Golfe de Gascogne, mais semblent caractéristiques de tout l'Atlantique Nord-Est (Eynaud, 1999; de Vernal et al., 2000). Ces conditions climatiques clémentes s'arrêtent brusquement à 15 ka BP avec l'événement H1.

L'événement H1

Entre 15 et 14,4 ka BP, le début de l'événement H1 est caractérisé par des taux de sédimentation extrêmement élevés (≈ 4600 cm / ka) sur le site de la carotte MD95-2002 (Figure 109). Associés à ces taux élevés, la présence de dinoflagellés estuariens (Figure 107) et d'algues d'eaux douces indique une brusque augmentation des apports fluviaux. Au sein de ce niveau, la présence de laminées semble indiquer la mise en place de plongements saisonniers similaires à ceux observés en Mer du Labrador durant les phases de débâcle de la calotte laurentienne (Hesse et Khodabakhsh, 1998). Cet événement H1-précurseur semble indiquer une phase de débâcle massive de la calotte anglo-saxonne et des glaciers européens.

Suite à ce premier événement, la deuxième phase (14,4 - 13,8 ka BP) est marquée par un brusque arrêt des apports estuariens associé à une baisse des taux de sédimentation. Cette période correspond aux pleines conditions glaciaires provoquées par la débâcle de la calotte laurentienne.

Le refroidissement majeur des eaux de surface du Golfe de Gascogne, observé durant toute la période de H1, a donc une double origine. Entre 15 et 14,4 ka BP, le refroidissement est le fruit d'un **facteur local** lié à l'arrivée d'eaux de fonte des calottes et glaciers européens. Entre 14,4 et 13,8 ka BP, le refroidissement est lié à un **facteur global** affectant tout l'Atlantique Nord, et essentiellement dû à la débâcle de la calotte laurentienne et au ralentissement et/ou à la déviation de la circulation thermohaline. Ce deuxième refroidissement global permet une légère croissance de la calotte anglo-saxonne (McCabe et al., 1998). Après 13,8 ka BP, celle-ci recommence à fondre pour aboutir à une disparition complète entre 13 et 12,5 ka BP.

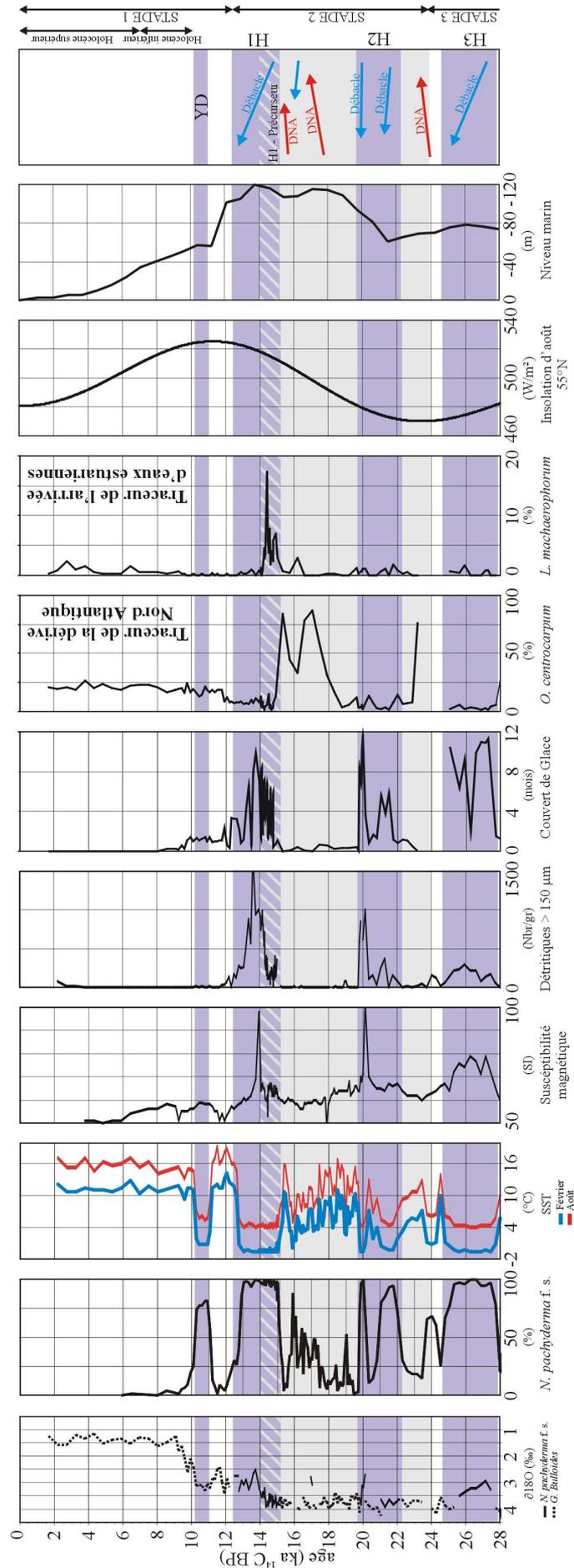
Le Bølling-Allerød (12,5 - 11 ka BP)

Dès la sortie de H1, le réchauffement est très rapide. Les reconstructions de SST d'août indiquent un passage de 4°C à 17°C en environ 1 siècle (Figure 107). Il semble que ce réchauffement soit lié à l'insolation d'été, maximale pendant cette période.

Le Younger Dryas (11 -10 ka BP)

Malgré une insolation maximale, le Younger Dryas constitue le dernier événement froid majeur avant l'entrée dans l'Holocène. Contrairement aux Heinrich, cet événement n'est pas associé à une augmentation significative du couvert de glace et ne constitue pas une période de débâcle. Cet événement semble lié à un arrêt de la circulation thermohaline (Broecker et al., 1989; Fairbanks, 1989).

Figure 107: Compilation des données permettant les reconstructions des conditions environnementales du Golfe de Gascogne (carotte MD95-2002).



L'Holocène

Le début de l'Holocène marque le passage à des conditions climatiques proches de l'actuel. L'absence d'IRD ainsi que la stabilité des paramètres micropaléontologiques (Foraminifères planctoniques et Dinoflagellés) et géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$), indiquent pour le Golfe de Gascogne des conditions relativement stables.

Les derniers 28 ka de l'histoire du Golfe de Gascogne peuvent ainsi être schématisés par deux types de conditions environnementales opposées: des conditions de froid intense correspondant aux périodes de débâcles H3, H2 et H1 et au Younger Dryas, et des conditions tempérées froides à tempérées chaudes lors des autres périodes. Les passages entre l'une et l'autre des configurations se font toujours brutalement.

Pendant la configuration froide correspondant aux événements d'Heinrich, le couvert de glace de mer annuel varie entre 3 et 11 mois. Les conditions environnementales du système Manche devaient ressembler aux conditions actuelles du Golfe du St Laurent. Le système Manche, ainsi qu'une partie du Golfe de Gascogne devaient être pris par les glaces en hiver et débâcler au printemps.

Il est remarquable de noter que les événements de fonte H2 et H1 se produisent juste après l'arrivée de la Dérive Nord Atlantique dans le Golfe de Gascogne. Il se pourrait donc que ce soit les flux de chaleurs de la DNA qui entraînent la fonte et la débâcle des calottes et glaciers européens. Le Golfe de Gascogne étant un environnement relativement confiné, l'arrivée de ces eaux de fonte bloque alors totalement la pénétration de la DNA et fait basculer le système du Golfe de Gascogne en configuration froide.

2. Variations des apports sédimentaires vers le domaine profond

2.1. Variations des apports sur la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan

Les taux de sédimentation des carottes MD95-2002 et AKS01 présentent une évolution similaire (Figure 109). Pour ces deux carottes, la corrélation entre les taux de sédimentation et la courbe de variation du niveau marin (L. Labeyrie, non publiée dans Auffret et al., 2000b) est remarquable. Les taux maxima, observés (> 1 m/ka sur le site de MD95-2002) entre 20 et 14 ka BP, sont localisés pendant la période de plus bas niveau marin des derniers 120 ka (-120 m). A cette tendance générale, vient se surimposer un pic de très fort taux de sédimentation (> 4 m/ka sur le site de MD95-2002) entre 15 et 14,4 ka BP. Ce pic, qui n'est associé à aucune variation du niveau marin, représente en fait l'événement précurseur européen d'H1 (Zaragosi et al., soumis).

Après 14 ka BP, avec la remontée du niveau marin, les taux de sédimentation baissent fortement pour arriver à des valeurs holocènes comprises entre 10 et 5 cm/ka.

Associée à cette évolution temporelle des taux de sédimentation, une évolution spatiale peut être notée. En effet, les taux de sédimentation de la carotte AKS01 située en aval de la carotte MD95-2002 (Figure 108) sont de 30 à 90 % plus faibles. Cette évolution est liée à l'éloignement croissant de la plateforme continentale. En effet, la carotte AKS01 est située

environ 100 km plus en aval et 1900 m plus bas que MD95-2002. De plus, ces deux carottes sont séparées par le Bassin de Mériadzek, profond de plus de 4500 m, et qui doit jouer un rôle de piège sédimentaire.

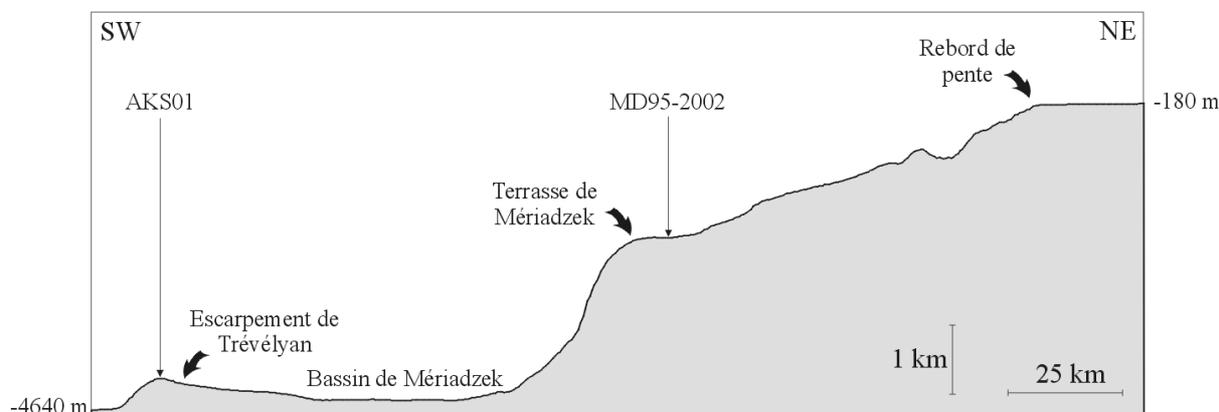


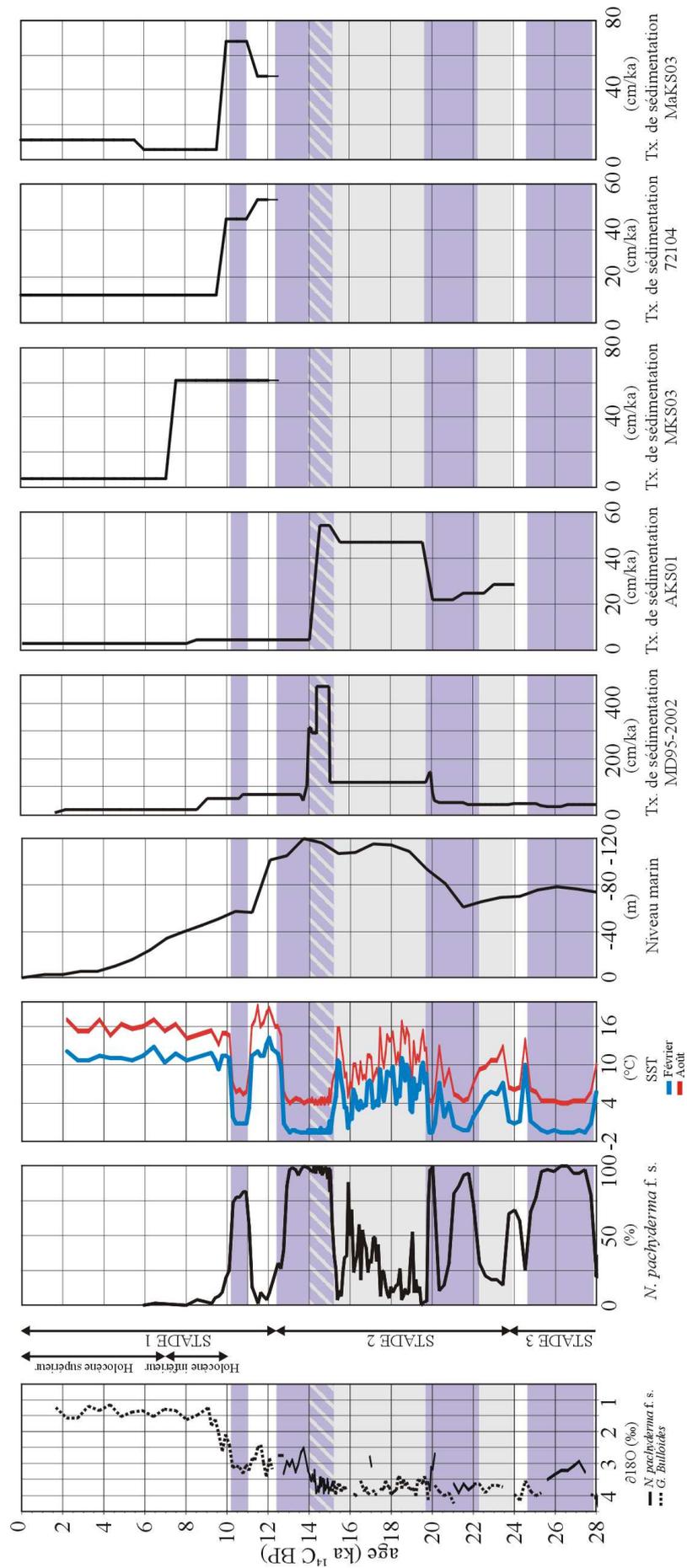
Figure 108: Profil bathymétrique perpendiculaire à la marge avec la localisation des carottes AKS01 et MD95-2002.

Les débits fluviaux

Les conditions relativement clémentes mises en évidence au sein du Dernier Maximum Glaciaire (Figure 109), associées à des phases actives de remontées de la Dérive Nord Atlantique dans le Golfe de Gascogne (Eynaud, 1999; Zaragosi et al., soumis), ont dû permettre une augmentation des flux d'humidité entraînant ainsi une augmentation des précipitations.

La calotte anglo-saxonne a atteint son maximum d'extension à 22 ka BP (Lambeck, 1995). Le commencement de sa fonte, ainsi que de celle des glaciers européens, a aussi contribué à l'augmentation des débits fluviaux. La débâcle massive de cette calotte à 15 ka BP (événement européen précurseur d'H1) a entraîné une augmentation des taux de sédimentation, sur le site de la carotte MD95-2002, d'un facteur 4 par rapport à la valeur moyenne du Dernier Maximum Glaciaire. Dès la fin de la fonte finale située juste après H1, les taux de sédimentation baissent sensiblement. Cette baisse souligne l'importance de la contribution des eaux de fonte dans les apports sédimentaires vers le Golfe de Gascogne.

Pendant le Dernier Maximum Glaciaire, la baisse du niveau marin, ainsi que l'augmentation des flux d'humidité et le début de la fonte des calottes et glaciers européens jouent dans le même sens, expliquant ainsi les forts taux de sédimentation observés dans le Golfe de Gascogne.



2.2. Variations des apports sur les systèmes turbiditiques celtique et armoricain

Pour comparer les modifications d'apports sédimentaires des systèmes turbiditiques celtique et armoricain avec ceux de la Terrasse de Mériadzek et de l'Escarpement de Trévélyan trois carottes ont été utilisées: (1) la carotte MKS03 située dans la partie sud de la ride de Whittard, (2) la carotte 72104 située à l'ouest du chenal de Blackmud et (3) la carotte MaKS03 située à l'est du chenal de Guilcher. En dehors du stade isotopique 1, le manque de repères stratigraphiques valables sur ces carottes n'a pas permis le calcul de taux de sédimentation antérieurs à 12,5 ka BP (Figure 109). Néanmoins, la comparaison des taux disponibles à l'intérieur du stade isotopique 1, avec ceux des carottes AKS01 et MD95-2002, met en évidence une différence majeure. La forte baisse des taux, observée à 14 ka BP sur les sites des carottes AKS01 et MD95-2002, est beaucoup plus tardive au sein du système turbiditique armoricain. En effet, ce n'est que vers 10 ka BP que la sédimentation devient réellement hémipélagique. Sur l'Eventail Celtique, ce changement est encore plus tardif. Ce n'est que vers 7.000 ans que les dépôts turbiditiques de débordement cessent sur la ride de Whittard. Ainsi, malgré un arrêt d'apports terrigènes enregistré à 14 ka BP sur les haut-fonds, les systèmes turbiditiques restent approvisionnés. Les conditions hydrologiques de la plateforme semblent donc encore permettre des transports sédimentaires vers le rebord de pente et les têtes de canyons de 14 à 7 ka BP, et ce, malgré une baisse des apports fluviaux liés à la remontée du niveau marin, au tarissement des eaux de fonte et à la restauration de la végétation. Il se peut que le matériel délivré provienne de l'érosion des systèmes deltaïques localisés aux débouchés des paléosystèmes fluviaux Manche et Mer d'Irlande. En effet, actuellement l'absence de matériel fin sur la plateforme continentale (cf. Chapitre I) témoigne de la disparition de ces édifices deltaïques au cours de la remontée du niveau marin.

Au fur et à mesure de l'érosion des paléosystèmes fluviaux, ces apports sédimentaires ont diminué. Ce sont les canyons les plus éloignés du paléodelta qui, en premier, ont cessé d'être approvisionnés. Pour cette raison, les apports terrigènes stoppent sur le système turbiditique armoricain vers 10 ka BP. Les apports se sont poursuivis jusqu'à 7.000 ans sur l'Eventail Celtique localisé dans l'axe des systèmes fluviaux. L'arrêt des apports terrigènes à 7.000 ans, indiquant la disparition complète des édifices deltaïques en tant que source, est également synchrone de la connexion entre la Manche et la Mer du Nord (cf. Chapitre II). Il traduit donc la disparition finale du fleuve Manche, ainsi que la mise en place de conditions hydrologiques proches de l'actuel en Manche.

Figure 109: Comparaison entre les taux de sédimentation calculés sur les carottes MD95-2002, AKS01, MKS03, 72104 et MaKS03 et les paramètres environnementaux (SST du Golfe de Gascogne et variations du niveau marin global).

B. Note 3: "The European deglaciation initiation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach"

S. Zaragosi, F. Eynaud, C. Pujol, G.A. Auffret, J-L. Turon, T. Garlan

Note soumise à *Earth and Planetary Science Letters* le 4 septembre 2000

Abstract	233
1. Introduction	235
2. Present and past regional setting	235
3. Material and methods	236
3.1. Sedimentary Cores	236
3.2. Stratigraphy	236
3.3. Dinocyst	237
3.4. Planktonic foraminifers	238
3.5. Lithic grains	238
4. Results	238
4.1. Sedimentological studies	238
4.1.1. Sedimentary facies	238
4.1.2. Sedimentation rates	240
4.1.3. Lithic grains	240
4.2. Micropaleontological results	243
4.2.1. The dinocysts	244
4.2.2. Planktonic foraminifers	244
5. Discussion	245
5.1. A European melt-water precursor event into H1?	245
5.2. A deglacial model	246
6. Conclusions	247
References	248

The European deglaciation initiation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach

S. Zaragosi ^a, F. Eynaud ^a, C. Pujol ^a, G.A. Auffret ^b, J-L. Turon ^a, T. Garlan ^c

^a *Université de Bordeaux I, Département de Géologie et d'Océanographie,*

^b *IFREMER, DRO/GM, BP70, 29280 Plouzané, France*

^c *SHOM, Centre Hydrographie, BP 426, 29275 Brest Cedex, France*

Corresponding author: Zaragosi Sébastien

Fax: (+33) (0)5 56 84 08 48

e-mail: s.zaragosi@geocean.u-bordeaux.fr

Abstract

Three cores retrieved on the northwestern slope of the Bay of Biscay are described and discussed in the light of the European last deglaciation history. This integrated sedimentological and micropalaeontological study provides a detailed evolution scheme for the deep and sea-surface conditions of the Bay during the final deglacial step, with a direct link with the continental palaeoenvironments. As early as 15 ka ¹⁴C-BP, a European precursor melting event is recorded as a purge of the Channel and Irish Sea palaeoriver systems. "Pleni-Heinrich event conditions" occurred in the Bay of Biscay between 14.4 and 13 ka ¹⁴C-BP with a typical Canadian signature only recorded at 14 ka ¹⁴C-BP, namely 1 ka later than the first evidence of melting of the British Ice-Sheet. Our data demonstrate that, following Heinrich event 2, the Last Glacial Maximum was characterised by a gradual warming accompanied by, at least, two pulses of the North Atlantic Drift. These North Atlantic Drift/ heat northward penetrations is supposed to have primarily forced the Heinrich event 1 collapse.

1. Introduction

The debate on the role of the Laurentide versus the European (Fennoscandian and British) ice-sheets in major accidents of iceberg discharges (Heinrich events - Hs) throughout the last glacial period has recently been revisited by Grousset et al. [1] and Scourse et al. [2]. Determining the precise timing of melting of the various Nordic ice-sheets during Hs is crucial to a better understanding of the mechanisms that triggered these catastrophic collapses. Until recently, two theories were commonly opposed to explain these events, one arguing for internal ice-sheet dynamic [3] and the other implying external forcing processes (oceanic surface currents coupled with atmospheric change [4,5]). It is now obvious that both concepts must be combined to obtain a credible scenario [2], whereas one must ask the following question: does the initial melting of part of small ice-sheets directly affect the remaining ice realm, and in which proportions should we consider this forcing ?

If the emphasis has always been put on the largest boreal ice-sheets (Laurentide / Fennoscandian), minor ice-sheets surrounding the North Atlantic Ocean should have also played an important role in iceberg and meltwater surges during Hs. Using terrestrial records (moraines) of millennial-scale ice-sheet oscillations, McCabe et al. [6] and McCabe and Clark [7] have recently demonstrated for the last deglaciation that the British Ice Sheet (BIS) actively participated in the iceberg collapse of Heinrich event 1 (H1). In addition, these authors suggested that an early widespread deglaciation along the southern part of the British Ice Sheet (BIS) occurred between 16.7 and 14.7 ka ¹⁴C-BP [7], followed by a rapid ice accumulation on the BIS during H1.

In the present study, we use a multidisciplinary set of data (micropalaeontological and sedimentological) obtained from three sediment cores from the Bay of Biscay, to document the deglacial history of Europe and the BIS, and to improve former reconstructions based on terrestrial data (moraines). This approach should allow us to better assess the hydrological response of the Bay of Biscay (from surface to deep environments) to the injection of meltwaters over the last 25,000 years, but also to the various climatic shifts that have globally affected the northern hemisphere during this period.

2. Present and past regional setting

The studied cores AKS01, ESSCAMP-KS02 and MD95-2002 (Table 1, Fig. 1) are located in the northern part of the Bay of Biscay along the Celtic Margin (Meriadzek Terrace - ESSCAMP-KS02 and MD95-2002; Trevelyan Escarpment - AKS01). This sector is presently located in the axis of the English Channel and of the Irish Sea.

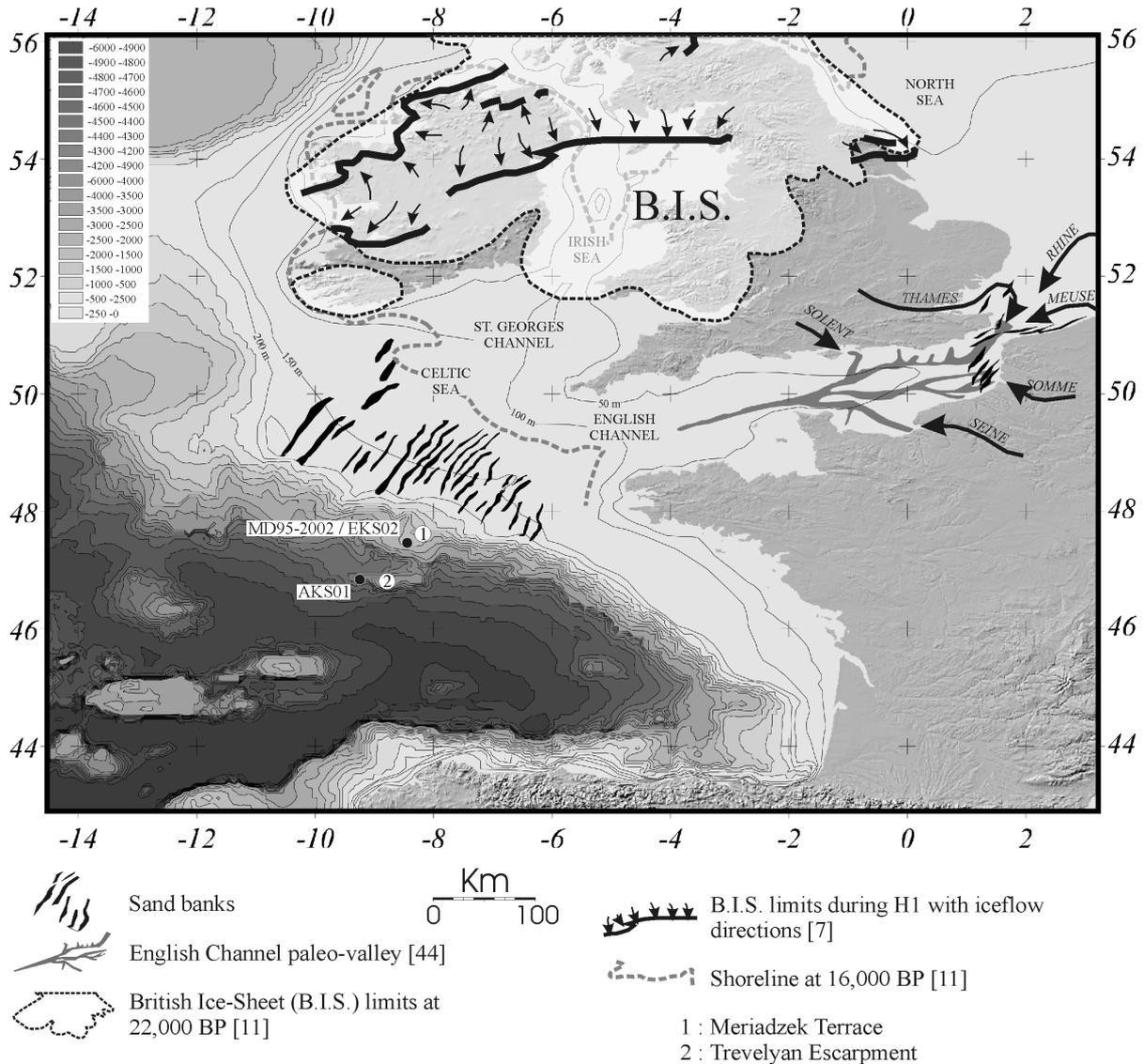


Figure 1: Location of the studied cores. Bathymetric contour intervals are 50 m on the shelf (0 - 250 m), 500 m on the slope (500 - 4000 m) and 100 m on the deep sea (4000 - 4900 m).

Western European palaeoenvironments of the Last Glacial Maximum (LGM) were radically different from today. A last ice age low-stand of sea-level of 121 m (\pm 5 m) below the present level [8], allowed the emersion of the Channel. The majority of the great north-western European rivers diverted to the south-west then merged into one unique drainage system (Fig. 1), the “Channel River system” [9-11]. This was bounded downstream by a major delta developed on the shelf edge [12] and into the deep-sea by two important turbidite systems [13]. During the LGM, the Irish Sea drained a large part of the BIS melt-waters [7, 9]. Through the St Georges Channel, these waters directly supplied the Bay of Biscay shelf and deep-sea environments. Eastward, the strait of Dover has also played a great role in the drainage system of the Channel River: in fact, this strait, open since the Eemian interglacial [10], has allowed the Rhine, the Maas and the Thames rivers to flow into the Channel River, thus generating the biggest river ever to have stretched along the European continent. This palaeoriver would have been the convergence point of the melt-waters coming from the

European glaciers (Alps) and as well as, in part, from the Fennoscandian and British ice-sheets [9, 2].

Downstream, the Trevelyan Escarpment and the Meriadzek Terrace (Fig. 1) would therefore have received sediments directly from the Channel system, joining the distributaries system of the Irish Sea. Furthermore, these rises constitute relatively calm sedimentary environments, apart from the turbidite supplies which mark the slope and basin plain of the Celtic and Armorican margin [13] and without any important influence from the tidal and storm currents that have modelled the Celtic sand banks on the shelf [12, 14]. Previous studies on the same sites [15, 16] have demonstrated a continuous sedimentation of hemipelagic clays throughout the last climatic cycle.

3. Material and methods

3.1. Sedimentary Cores

The three cores (Table 1, Fig. 1) considered in this paper were collected during research cruises ESSCAMP (IFREMER, 1992), IMAGES (IFRTP, 1995) and ACORES (SHOM, 1996). After physical properties measurements (magnetic susceptibility and gamma density), thin slabs (15 mm thick) were sampled (cores MD95-2002 and AKS01) and X-Ray analysed using the SCOPIX image-processing tool [17]. Subsamples were taken for measurements of carbonate content using gasometric calcimetry, and grain size measurements using a Coulter LS 130 and a Malvern MASTERSIZER S.

Core number	Latitude	Longitude	Depth (m)	Cruise	Year	Institute
MD95-2002	47° 27.12' N	08° 32.03' W	2174	MD 105 IMAGE 1	1995	IFRTP
EKS02	47° 27.45' N	8° 32.67' W	2192	ESSCAMP	1992	IFREMER
AKS01	46° 49.73' N	09° 30.98' W	4030	ACORES	1996	SHOM

Table 1: Core number, Latitude, Longitude, water depth and cruise details of cores investigated.

3.2. Stratigraphy

The studied sections extend from Marine Isotopic Stage (MIS) 3 to MIS 1. For this article, the discussion essentially focus on the interval of the Last Glacial Maximum (LGM: defined between the Heinrich events H2 and H1 [18]) and on the H1 event. Ages for the LGM follow the recent recommendation of EPILOG [18] with a range of 19.5 to 16 ka ¹⁴C-BP.

The stratigraphic framework of cores ESSCAMP-KS02 [16] and MD95-2002 [1] is based on the combination of planktonic foraminifer, d18O records and AMS ¹⁴C dating. These cores are used as referential records for the Bay of Biscay (Table 2).

On the core MD95-2002, 11 AMS ¹⁴C dating were performed on planktonic foraminifers by the Beta Analytic Radiocarbon Inc. (US) and by the LSCE (France). All ¹⁴C dates are corrected for the reservoir effect of -400 years. Calibrations to calendar ages are proposed in Table 2 using a polynomial equation provides by Bard [19]. d18O isotopic analyses on planktonic foraminifers have been made at the LSCE.

The stratigraphic framework of core AKS01 is based on planktonic foraminiferal investigations [13].

Core number	Prof.	Conventional age BP Calendar (reservoir correction) age Cal BP	Species analysed	Origin	
MD95-2002	0	1660 +/- 70	1618	<u>G. bulloides</u>	LSCE-99360
MD95-2002	140	9080 +/- 90	10271	<u>G. bulloides</u>	LSCE-99361
MD95-2002	240	10790 +/- 100	12832	<u>N. pachyderma s.</u>	LSCE-99362
MD95-2002	420	13330 +/- 130	15902	<u>N. pachyderma s.</u>	LSCE-99363
MD95-2002	454	13800 +/- 110	16444	<u>N. pachyderma s.</u>	LSCE-99364
MD95-2002	463	14020 +/- 120	16697	<u>N. pachyderma s.</u>	LSCE-99365
MD95-2002	510	14170 +/- 130	16870	<u>N. pachyderma s.</u>	LSCE-99366
MD95-2002	580	14410 +/- 200	17148	<u>N. pachyderma s.</u>	Beta-141702
MD95-2002	1424	19840 +/- 60	23395	<u>N. pachyderma s.</u>	Beta-123696
MD95-2002	1453	20030 +/- 80	23613	<u>N. pachyderma s.</u>	Beta-123698
MD95-2002	1464	20200 +/- 80	23809	<u>N. pachyderma s.</u>	Beta-123699
ESCAMP-KS02 0	0	2020 +/- 70	2051	<u>N. pachyderma s.</u>	[16]
ESCAMP-KS02 120	120	13430 +/- 120	16021	<u>N. pachyderma s.</u>	[16]
ESCAMP-KS02 300	300	15040 +/- 130	17873	<u>N. pachyderma s.</u>	[16]
ESCAMP-KS02 650	650	20580 +/- 190	24259	<u>N. pachyderma s.</u>	[16]
ESCAMP-KS02 830	830	24800 +/- 240	29124	<u>N. pachyderma s.</u>	[16]

Table 2: AMS ^{14}C ages with calendar correspondences [19].

3.3. Dinocyst

Dinocyst analysis was performed on core MD95-2002 using the <150 μm fraction. Samples were taken every 20 to 50 cm in the high sedimentation rate sections of the LGM interval (one sample every 100 to 600 years) and every 10 cm in the rest of the core. The preparation technique follows the procedure described by de Vernal et al. [20]. After chemical treatment (cold 10%, 25% and 50% HCl, cold 40% and 70% HF), the samples were sieved through 10 μm nylon mesh screens. Acetolysis was not employed, so as to avoid destruction of heterotrophic species. The final residue was mounted between slide and coverslip with glycerine jelly coloured with fuchsin. Dinocysts and palynomorph were counted using a Zeiss Axioscope light microscope at x400 magnification.

An average of 300 dinoflagellate cysts per sample were identified and counted. References for the identification of dinocysts are based on studies by Turon [21] and Rochon et al. [22]. The nomenclature conforms to Williams et al. [23].

Counting included reworked dinocysts (non-Quaternary species) and fresh-water alga *Pediastrum* sp., which are observed on palynological slides with other palynomorphs, are presented in this paper. Concentrations of these selected palynomorphs and dinocysts were calculated using the marker grain method [20].

A ratio calculated on the basis of reworked versus modern dinocysts [Rd/Md] is here interpreted as an index of allochthonous sedimentary supplies (non-hemipelagic sedimentation) at the location of MD95-2002.

3.4. Planktonic foraminifers

Qualitative and quantitative analyses of the planktonic foraminifera have been performed on the > 150µm fraction. More than 300 specimens per sample were identified and counted.

3.5. Lithic grains

Analyses of the lithic grains have been carried out on the same fraction as the microfauna (> 150 µm) and following the same quantitative procedure. Sections corresponding to Hs were investigated at high resolution (1 to 4 cm depending on the estimated rate of sedimentation). For this study, only the total concentrations of lithic grains have been used.

4. Results

4.1. Sedimentological studies

4.1.1. Sedimentary facies

The sedimentary signals depicted by the studied cores are very similar (Fig. 3, 4 and 5). Four sedimentary facies types have been recognised on all three cores. These facies types have been defined using: (1) photography and X-Ray imagery; (2) grain size analysis and CaCO₃ content.

Facies 1: Homogenous, structureless marly ooze: pelagic to hemipelagic ooze

Facies 1, with relatively high concentration of foraminifers, is composed of light grey to light brownish grey clays. The mean grain size is less than 10 µm and the CaCO₃ content ranges between 30 and 60 %. This facies forming the modern seafloor has been interpreted as pelagic to hemipelagic drape deposits. It is observed in cores during warm periods of MIS 1 (Bølling Allerød and Holocene).

For the facies 1 the sedimentation rates range from 18 (MD95-2002) to 3 cm/ka (AKS01)

Facies 2: Homogenous, structureless clay: hemipelagic clays

Facies 2 consists of intervals of homogenous, structureless olive grey clay. The mean grain size is lower than 10 µm and the CaCO₃ content lower than 30 %. This facies is present during MIS 2 and MIS 3 and has been interpreted as hemipelagic drape deposits.

The Facies 2 could contain black colour bands. This banding has been observed in several deep environment facies [13, 24] and is usually due to the presence of Fe-, S-rich black grains (hydrotroilite). Selective hydrotroilite staining causes the laminations. This facies suggests organic rich supplies and/or enhanced preservation. This preservation is due to high

sedimentation rates and/or anoxic bottom water conditions. No particular structure is associated with these layers. In the Bay of Biscay, this facies was previously [25] correlated with the Middle Würmian substage (MIS 3). It has recently been shown [13] that this typical facies rather corresponds to the end of MIS 3 and to the main part of MIS 2. Its maximum occurrence is related to the Last Glacial Maximum (LGM) between Heinrich events 1 and 2.

For Facies 2, the sedimentation rates range from 115 (MD95-2002) to 33 cm/ka (AKS01)

Facies 3: bioturbated clay with ice-rafted debris: Heinrich Layer

Facies 3 consist of highly bioturbated clays with large density variations. This facies contains ice-rafted debris visible on the X-radiograph (Fig. 2) and in the $>150\mu\text{m}$ fraction (Fig. 3, 4 and 5). Systematically located within the magnetic susceptibility peak (Fig. 3 and 5), Facies 3 corresponds in the Bay of Biscay to the Canadian-derived Ice-Rafted Debris (IRD) event, as defined by Grousset et al. [1].

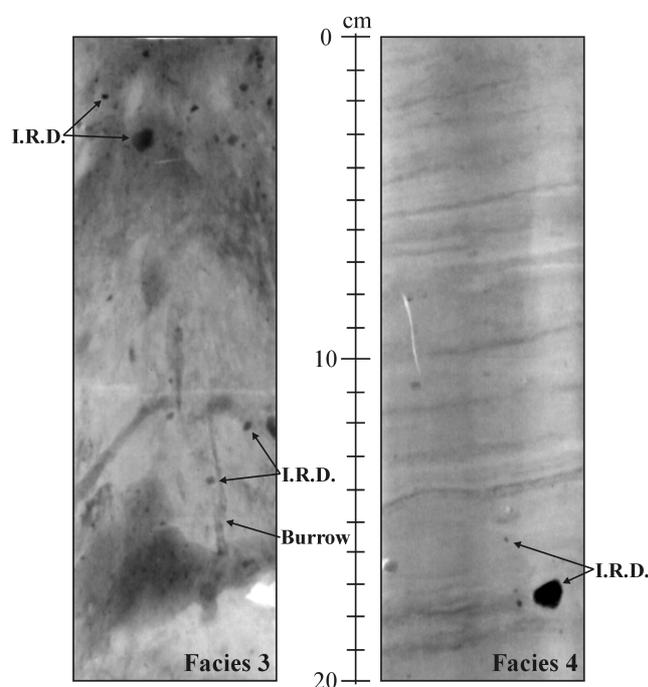


Figure 2: X-Ray radiographs showing selected portions of core MD95-2002. Facies 3: bioturbated, hemipelagic, IRD (Ice-Rafted Debris) rich Heinrich layer (H1, 450-470 cm). Facies 4: IRD-rich nepheloid-layer deposits (European H1 event, 820-840 cm).

Facies 4: Laminated clays with ice-rafted debris: nepheloid-layer deposits (cascading).

Facies 4 consists of millimetre-scale clay laminae. These laminae, observed only on X-ray imagery (only carried out on cores MD9520002 and AKS01) are not organized in sequences (Fig. 2). The mean grain size varies from $6.5\ \mu\text{m}$ (laminae) to $5\ \mu\text{m}$ (clay intervals). The CaCO_3 content is lower than 30 %. This facies contains ice-rafted debris visible on X-ray imagery (Fig. 2) and on the $>150\mu\text{m}$ fraction (Fig. 3, 4 and 5). For this facies the sedimentation rates range from 4600 (MD95-2002) to 55 cm/ka (AKS01). The presence of lamination suggests seasonal waning-flows and/or seasonal sedimentary discharges. Cascading nepheloid layers might constitute the depositional processes.

The very high sedimentation rates that occur during this laminae event indicate very large terrigenous supplies from the shelf. The precise dating of cores MD95-2002 and ESSCAMP-KS02 allows us to constrain this deposit to the interval 15 to 14.4 ka ¹⁴C-BP.

4.1.2. Sedimentation rates

Comparison of core MD95-2002 with core AKS01 results shows that the sedimentation rates on the studied site depict a marked offshore and bathymetric trend.

During the last climatic cycle (MIS 5 to 1), sedimentation rates have largely been controlled by sea-level changes and tend to decrease with increasing sea-level (Fig. 5 and 6). Between 15 and 14.4 ka ¹⁴C-BP, sedimentation rates suddenly rose by a factor of 4. In the absence of evidence calling for a drastic sea-level change during this interval [8], we argue that such a change in sedimentation rates is related to drastic increases in sedimentary supplies from the Channel and Irish sea river systems.

4.1.3. Lithic grains

Recent works on ice-rafted debris (IRD) have shown that Canadian versus European IRD sources can be recognized on the basis of the $\epsilon\text{Nd}(0)$ index and magnetic susceptibility values [26, 27]. Within typical Heinrich layers (H1, H2, H4) of core MD95-2002, this method allowed Grousset et al. [1] to distinguish a three-phased pattern. According to their work, the bottoms of the Hs are characterised by ice-rafted deposits of European origin. These deposits are then overlaid by Canadian IRD, and tops of Heinrich layers consist again of European IRD (Fig. 5 and 6).

In our study such a pattern has been recognized in all studied three cores, in particular for the IRD signal that marks the youngest Heinrich event (H1). The first identified IRD pulse takes place at 15 ka ¹⁴C-BP and is located in Facies 3. The high sedimentation rates that characterize Facies 3 between 15 and 14.4 ka ¹⁴C-BP leads to relatively low IRD concentrations in this part of the record, i.e. less than 500 IRD/g. In the younger part of H1, out of Facies 3, the IRD concentrations reach maximal values at 13.6 ka ¹⁴C-BP. This peak is not contemporaneous of the Canadian IRD release that is, according to Grousset et al. [1], strictly constrained to the magnetic susceptibility peak between 14.02 and 13.8 ka ¹⁴C-BP.

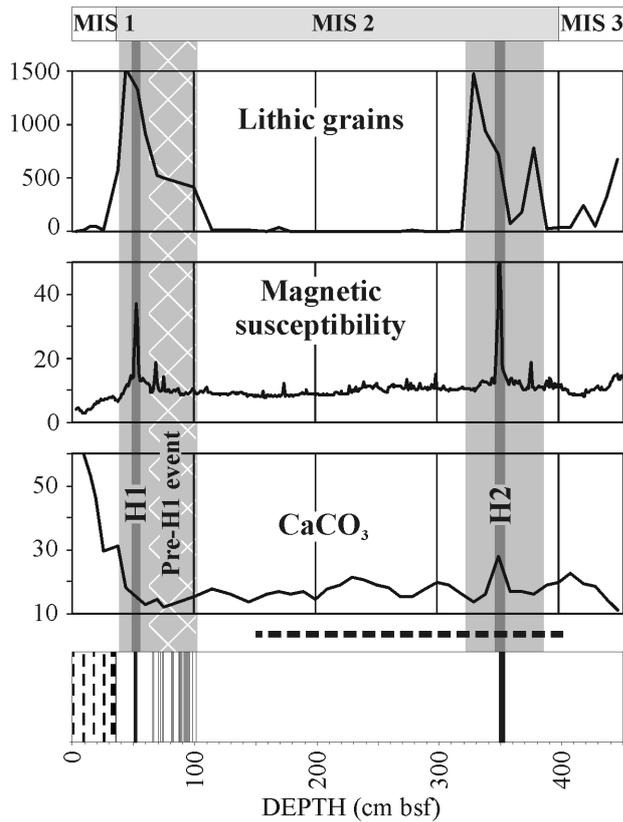
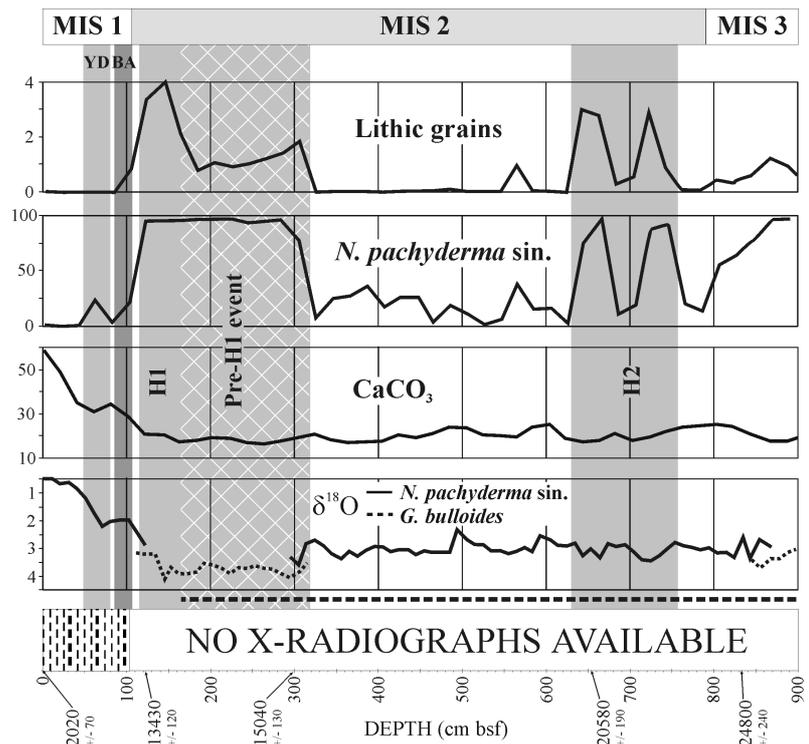


Figure 3: Sedimentological facies, CaCO₃ content, magnetic susceptibility (SI) and abundance of coarse (>150 μm) lithic grains (grain/g) in core AKS01. Dotted lines underline the presence of black hydrotroilite staining.

Sediment facies

- Homogenous marly ooze (Facies 1)
- Homogenous clay (Facies 2)
- Classical Heinrich layer (Facies 3)
- Laminated clays with IRD (Facies 4)

Figure 4: Sedimentological facies (key to the sediment symbols is presented in Fig. 3), ¹⁴C AMS ages (¹⁴C yr BP), planktonic d18O record (‰), CaCO₃ contents (%), abundance (%) of the foraminifera *N. pachyderma sin.* and abundance of coarse (>150 μm) lithic grains (%/g bulk sediment) in core ESSCAMP-KS02 [16]. Dotted lines show the presence of black hydrotroilite staining.



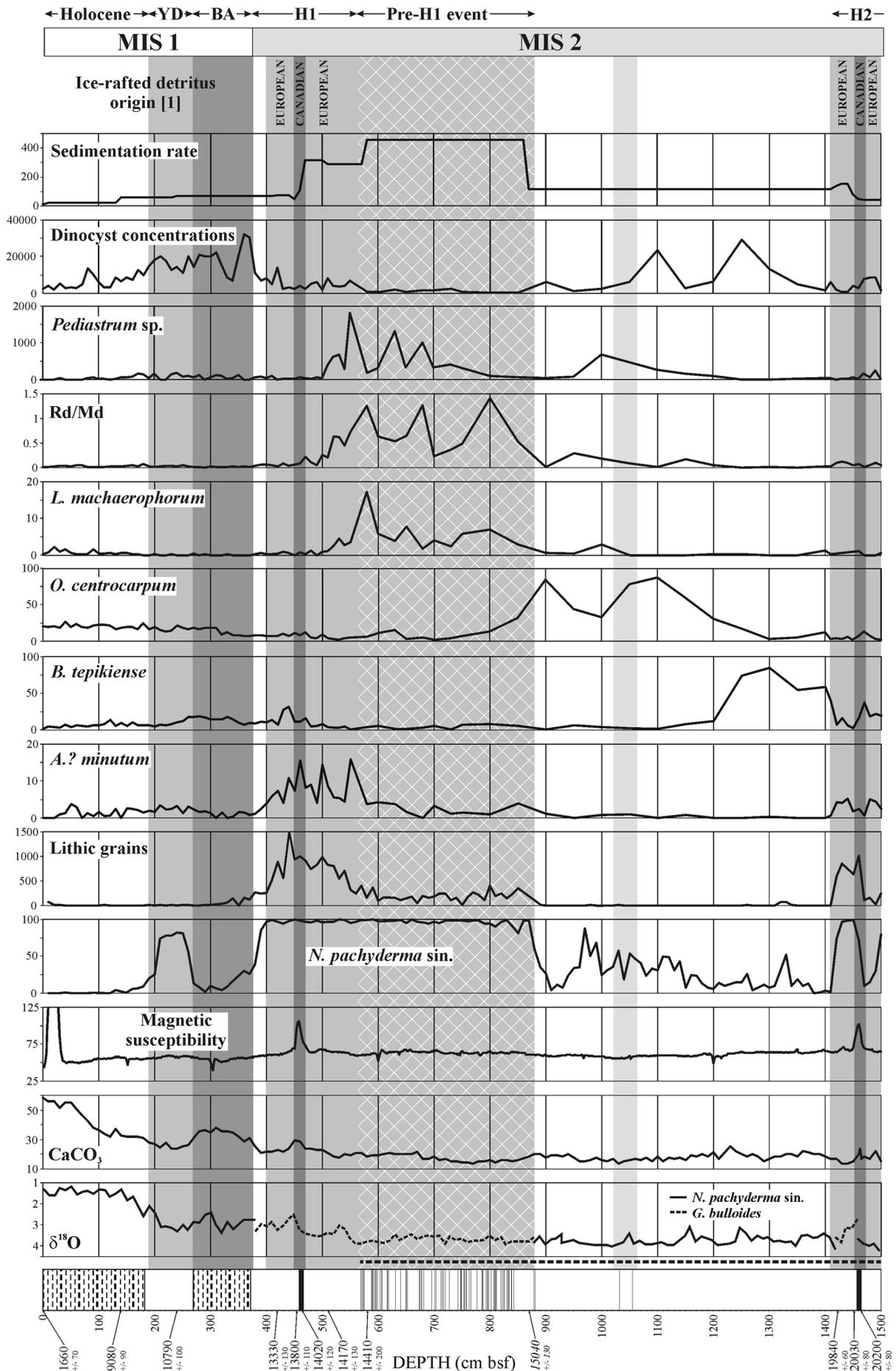


Figure 5: Sedimentological facies (key to the sediment symbols is presented in Fig. 3), ^{14}C AMS ages (^{14}C yr BP), planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record (‰), CaCO_3 contents (‰), magnetic susceptibility (SI), abundance (%) of the foraminifera *N. pachyderma sin.*, abundance of coarse (>150 μm) lithic grains (grain/g), percentages of the dinocyst species, ratio between reworked dinocysts and modern dinocysts [Rd/Md], concentrations of the fresh-water alga *Pediastrum sp.* and dinocyst (number/cm³), sedimentation rates (cm/kyr) and ice-rafted detritus origins [1] in core MD95-2002. Dotted lines underline the presence of black hydrotroilite staining.

4.2. Micropaleontological results

4.2.1. The dinocysts

Dinocyst assemblages studied for core MD95-2002 provide a very detailed record of the sea-surface palaeoenvironments in the Bay of Biscay during the last glacial period. Thirty-eight dinocyst taxa were identified, among which, the species *Operculodinium centrocarpum*, *Brigantodinium spp.* and *Bitectatodinium tepikiense* largely dominate the assemblages. *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Pentapharsodinium dalei*, *Algidasphaeridium? minutum*, *Spiniferites ramosus*, *S. mirabilis* and *Lingulodinium machaerophorum* occur as subordinate taxa throughout the record.

A distinctive dinocyst species succession characterises our record between Heinrich events H2 and H1 and during H1 and allows us to discern four different phases (Fig. 5 and 6):

(1) The first two thousand years following H2 are characterized by a marked increase in *B. tepikiense*. In this part of the record, this species makes up 80% of the dinocyst assemblages. *B. tepikiense* is a typical subpolar dinocyst species: at present, it is mainly distributed in temperate to sub-Arctic environments of the North Atlantic between 55°N and 65°N [28, 21], with maximum occurrence south of the Gulf of the St. Lawrence [22]. *B. tepikiense* tolerates large seasonal variations in temperature, with very cold winters (as cold as 1°C) and mean summer temperatures of 16°C. It also thrives in a wide range of salinities (30 to 35 psu) [22]. Its occurrence south of 55°N indicates sea-surface conditions in the Bay of Biscay comparable to those of the present subarctic basins. In our record this event is dated between 19.8 and 18.1 ka ^{14}C -BP. In the frame of the termination of H2, this environmental change could here be interpreted as a first warming of sea-surface temperatures (SST), especially in summer. In addition, it is accompanied by the disappearance of the typical sea-ice cover dinocyst assemblage (*A.? minutum*) that characterises H2.

(2) The second distinctive phase in the dinocyst assemblages between H2 and H1 is marked by the large development of *O. centrocarpum*. This cosmopolitan species is at present widely distributed throughout surface sediments of the whole North Atlantic, but, shows maximum abundance under the tongue of the North Atlantic Drift (NAD). Numerous authors [21, 22, 28, 29] are therefore using this species as a proxy of the NAD course. We are therefore considering in our record that high occurrences of *O. centrocarpum* are indicative of temperate environments in the Bay of Biscay, conditions which are induced by the influence of warm and salty NAD waters. Between 18.1 and 15.1 ka ^{14}C -BP, the dinocyst record reflects a significant penetration of this current over the site of MD95-2002 that is depicted by

two successive pulses (Fig. 5 and 6). Such a result argues for relatively warm SST during the LGM, as previously shown by some authors in Nordic basins on the basis of various proxies [30-33]. It contradicts the first scheme proposed for the LGM by CLIMAP [34], which suggested, north of 40°N, low winter SST values of < 4°C at 18 ka BP.

(3) The third part of our record, corresponding to the beginning of H1 (from 15 ka ¹⁴C-BP to 14.4), is characterized by the occurrence of the dinocyst *L. machaerophorum* within the laminated clays deposits (Facies 4). This species is often associated with estuarine environments and is especially dominant in the Brittany estuaries [35, 36]. Its presence in oceanic sediments has therefore been related to the advection of continental material [37]. In our record, the maximum occurrence of this taxa takes place between 15 and 14.4 ka ¹⁴C-BP and corresponds to a phase of maximal values of the Rd/Md ratio [Reworked dinocysts /Modern dinocysts] and of maximum concentrations of the fresh-water alga *Pediastrum* sp. It signs here the advection of continental-derived material. This advection phenomenon is also traduced in the low dinocyst concentrations (Fig. 5) that could here reflect a dilution of the biological productivity signal.

Considering the palynological signal recorded in core MD95-2002, this part of our record points to a major change in the sedimentation pattern, toward an enhanced terrigenous influence. In the context of the LGM low sea-level stand (-90 m at 15 ka ¹⁴C-BP, [8]), MD95-2002 was directly fed by terrigenous supplies from the Irish sea and the English Channel systems. This supplies could be explained by increasing flow of the European river, associated with the beginning of the melting of the British Ice-sheet and of the surrounded glaciers (Alps) just before the major deglacial collapse of H1 (see [38] for an age compilation of the retreat of main European glaciers before H1).

(4) The last part of the record, corresponding to the main part of H1 event is marked in the dinocyst assemblages by the occurrence of the polar species *A. minutum*, a taxa known today to be associated with quasi-permanent sea-ice covers (>3 months/ yr; [22]). H1 constitutes with the previous H2 event, the only period of the MD95-2002 sequence in which percentages of *A. minutum* > 5% are recorded. These low percentages are not in favour of a perennial sea-ice cover conditions during Hs, but are indicative of drastic sea-surface conditions, probably associated with seasonal development of sea-ice cover in the Bay of Biscay, along its continental borders.

4.2.2. Planktonic foraminifers

The present-day planktonic foraminiferal distribution in surface sediments from the Bay of Biscay mirrors the annual average biocenose [39]. About 13 species and varieties were recognized along the studied cores, with 7 or 8 taxa displaying a relative frequencies > 5%. Among these species, the arctic species *N. pachyderma sinistral* presents the most important variations and is therefore used to illustrate the evolution of the foraminiferal community through time (Fig. 4, 5 and 6). In core MD95-2002 and its twin core ESSCAMP-KS02, maximum frequencies of *N. pachyderma sin.* always correlate with peaks in the lithic grain

concentration during events H2 and H1 [16, 1]. The Younger Dryas cold interval, which is characterized by a monospecific assemblage of *N. pachyderma sin.*, however does not contain any IRD grains within the studied material.

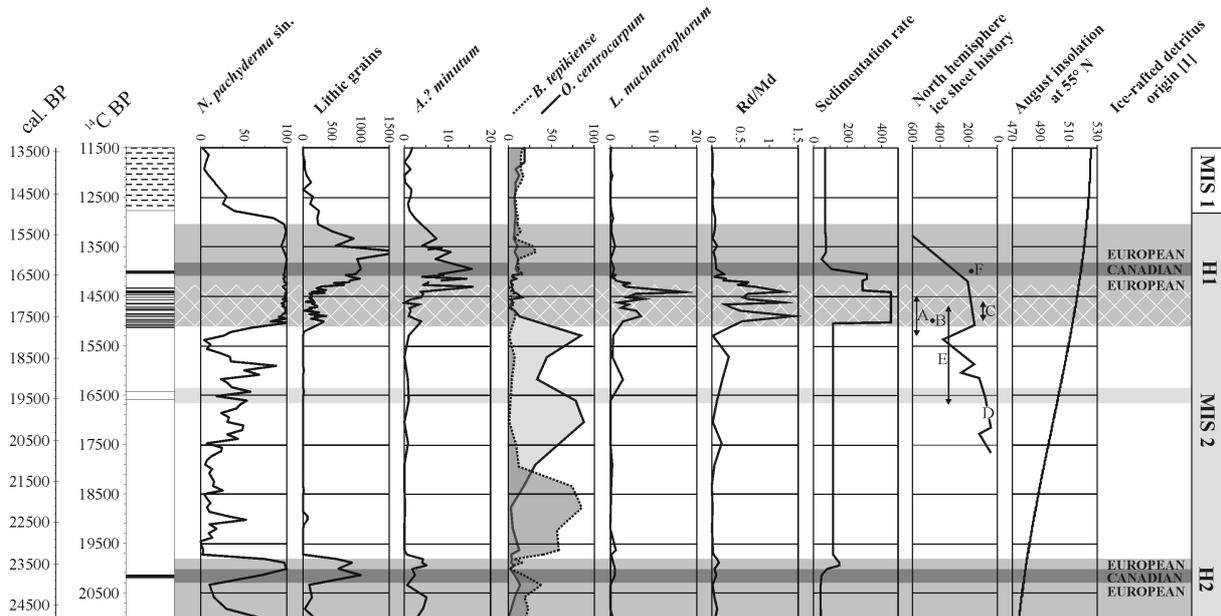


Figure 6: Time scale of core MD95-2002 analyses showing similar multiproxy records presented on Fig. 5 compared to the north hemisphere ice-sheet histories and the insolation curve at 55°N. A: beginning of IRD discharges from the eastern Greenland Ice Sheet [45], B: beginning of retreat of the Fennoscandian Ice Sheet [46], C: beginning of the dynamic collapse of the Laurentide Ice Sheet [47], D: solid line: advance and retreat (km) of the Laurentide Ice Sheet lobes on Lake Michigan [48], E: beginning of retreat of the southern BIS [7], F: major readvance of the British Ice Sheet [7].

5. Discussion

5.1. A European melt-water precursor event into H1?

Sedimentological and micropalaeontological data obtained on core MD95-2002 allows us to distinguish a peculiar event in the Bay of Biscay which precedes the last major deglacial collapse of H1. Very high sedimentation rates are observed on the Meriadzek Terrace between 15 and 14.4 ka ¹⁴C-BP, and are associated with typical estuarine and fresh-water algal assemblages. This is interpreted as increasing continental supplies via the English Channel and the Irish Sea systems.

Contemporaneous laminated deposits (Facies 4, Fig. 2) also occur in this interval of high sedimentation. They suggest seasonal waning-flows and/or seasonal sedimentary discharges linked to cascading of the melt water tongues. The low density of melt waters traditionally prevents them to sink below the sea-surface. However, as it has been shown for the Hudson Strait-Labrador Sea system during the collapse of Hs [40], suspended sediment concentrations could have been sufficient enough to break the density barrier and to cascade down the slope.

It is worth noting that this melting event, recorded as an important SST cooling by planktonic foraminifers, occurs just after the LGM warming of the Bay of Biscay palaeoenvironments (pulses from the NAD depicted by the dinocyst assemblages). It seems

therefore that we are recording a period of intensified melting of the British Ice-sheet and of the surrounding European glacier which preceded the catastrophic ice-sheet collapse of H1. This is confirmed by the work of McCabe and Clark [7], which shows a major retreat of the southern part of the British ice-sheet as early as 16.5 ka ^{14}C -BP (Fig. 6). We see no change in planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record within this interval. This could be explained by the combined imprint on the sea-surface isotopic values of both melting and cooling effects that occur synchronously.

IRD deposits carrying a European geochemical signature are associated with this melting event [1]. The precise ^{14}C dates of this event (15 and 14.4 ka ^{14}C -BP) show that it constitutes the first phase of H1 (15 to 13.3 ka ^{14}C -BP) as defined for the North Atlantic Ocean after a compilation of ages provided by Elliot et al. [41]. Disregarding the later arrival of Laurentidian detrital material on the studied site, it could be assimilated to a European precursor response as first argued by Grousset et al. [1]. It occurs contemporaneously of a warming event identified on the Feni drift between 14.8 and 14.6 ka ^{14}C -BP [38].

5.2. A deglacial model

Terrestrial records (moraines) which point to the readvance and retreat of the BIS during the last deglaciation [6, 7] allow us to define a three-step scheme of melting of this ice-sheet between 17 and 13 ka ^{14}C -BP: (1) the first deglacial event occurs as soon as 16.7 ka ^{14}C -BP (noted E on Fig. 6). (2) The melting of the BIS is interrupted during H1 (14.7- 13.8 ka ^{14}C -BP [7]) with a paroxysmal readvance at 14 ka ^{14}C -BP (noted F on Fig. 6). This readvance corresponds to the H1 "Canadian" phase in our record. (3) The BIS melting starts up again after 13.8 ka ^{14}C -BP.

Our work constrains this deglacial pattern between 15 and 13 ka ^{14}C -BP (Fig. 6). The Bay of Biscay oceanic records reveal a two-step structure for H1, with a European precursor event, from 15 to 14.4 ka ^{14}C -BP, characterised by a high flux of melt water. From 14.4 to 13 ka ^{14}C -BP, a marked SST cooling (monospecificism of *N. pachyderma* sin. and maximum occurrence of the polar dinocyst *A. minutum*) indicates pleni-Hs conditions. This second phase is also depicted by an important decrease of the continental supplies as recorded by the sedimentation rates (Fig. 5 and 6).

The final deglacial phase at 13 ka ^{14}C -BP is well marked in our records by the near disappearance of the planktonic foraminifer *N. pachyderma* sin.. In core MD-95-2002, dinocyst assemblages record a warmer episode as soon as 13.7 ka ^{14}C -BP (percentages of *B. tepikiense* > 35%).

As was previously shown by McCabe and Clark [7], the BIS deglacial history appears to coincide with the deglacial histories of the giant northern ice-sheets (Fig. 6). The age of 15 ka ^{14}C -BP appears to uniformly mark the beginning of the last deglaciation. We bring here evidence that this deglaciation began with large-scale melting of ice-sheets and a consecutive major river purge in Europe.

Our high resolution records furthermore suggest new arguments that better constrain the forcing mechanisms which could have triggered the Northern ice-sheet collapses synchronous to H1. Indeed, before 15 ka ¹⁴C-BP, dinocyst assemblages provide a detailed history of the Bay of Biscay surface palaeoceanography identifying a three-step warming.

(1) Following H2 (between 19.8 and 18.1 ka-¹⁴C-BP), dinocysts record a first SST warming, with the transition from polar (*A. ? minutum*) to subpolar (*B. tepikiense*) assemblages. (2) Between 17.8 and 16.5 ka ¹⁴C-BP, the marked increase of *O. centrocarpum* percentages determines the penetration of the NAD into the Bay. This first significant northwestward heat transfer induced a minor melting event, as depicted by the occurrence of some laminae (Fig. 5 and 6). This melting event occurs synchronously with the beginning of the BIS retreat ([6]; event A on Fig. 6) and corresponds to a temporal decrease of the NAD influence as recorded by dinocysts, and suggested by the increase of *N. pachyderma sin.* percentages. (3) The second major penetration of NAD is recorded between 15.8 and 15.1 ka ¹⁴C-BP. During this episode, foraminiferal assemblages depict a marked SST warming with a near disappearance of the polar species *N. pachyderma sin.* This event could be the initiator of the massive European ice-sheet decay observed during H1 and recorded just above in the core at 15 ka ¹⁴C-BP. Considering such a northward NAD/atmospheric heat flux as a forcing mechanism also implies a melting of the other ice-sheets bordering the North Atlantic basins. It is obviously the case as demonstrated by the correct phasing of ages given for the beginning of the BIS, Fennoscandian and Laurentian collapse (Fig. 6). This scenario is also reinforced by the fact that between H2 and H1, similar warm episodes have been identified as far north as the Norwegian Sea [30-32].

Along with the European phase of H1 decay, a gradual cooling occurs in the Bay of Biscay as a result of the disruption of the NAD penetration due to the release of meltwater and icebergs [42]. This interplay between the BIS and the successive NAD penetrations in the Bay of Biscay gives caution for an active role of the thermohaline circulation during the major collapse of Hs [4, 5, 43]. Nevertheless, as previously mentioned by Scourse et al. [2], small and large ice-sheets should have differing response times to such a thermohaline forcing. According to these authors, “discrete lobes draining different ice-sheets can respond rapidly to climate because they are often thin and, where close to open waters, have a ready supply of moisture”. This can be amplified in a context of growing insolation and increasing sea-level as it is the case for the time interval of our study (Fig. 6). Middle latitude and small ice-sheets should be destabilised first, but does the provided heat/ moisture act to destabilize/ built the northern ice-sheets? More high-resolution studies are needed on the LGM/H1 interval in subpolar basins to complement this puzzling history of the last deglaciation.

6. Conclusions

This work, based on an integrated micropalaeontological and sedimentological approach, provides, for the first time, the detailed evolution of the northern Bay of Biscay deep and sea-surface palaeoenvironments during the final step of the last deglaciation (25 to

13 ka ^{14}C -BP). A direct link with the palaeoenvironments of the proximal continents has been established using estuarine and fresh-water palynological proxies.

Following the work of Grousset et al. [1], which illustrated the internal complexity of Hs, our high resolution study helps us to recognize a multi-event succession during H1. As early as 15 ka ^{14}C -BP, a European precursor melting event is recorded as a purge of the Channel and Irish Sea palaeoriver systems. Pleni-Hs conditions marks the Bay of Biscay palaeoenvironments between 14.4 and 13 ka ^{14}C -BP with a typical Canadian signature [1] only clearly recorded at 14 ka ^{14}C -BP, namely 1 ka later than the first evidences of the BIS melting through the Bay. When placed in a more global context, this deglacial history shows that the BIS began to melt synchronously to the major northern ice-sheets (15 ka ^{14}C -BP) and that its local imprint has been drastic enough to severely modify deep-sea environments from 2000 to 4000 m depth.

The chronology of the events recorded in the Bay of Biscay deep-sea sediments furthermore shows that, after H2, the LGM [18] is characterised by a gradual warming during which at least two NAD pulses are identified. These NAD/ heat northward penetrations could primarily have forced the European ice-sheet melting contemporaneous to H1. As a feedback mechanism (see [42]), this penetration has been rapidly shut down by the meltwater invasion of the sea-surface environments of the Bay of Biscay, implying a rapid cooling of waters. According to micropalaeontological data, the last cold spell of H1 was not followed by comparable sea-surface conditions in the Bay of Biscay.

Acknowledgements

The authors are grateful to IFREMER and SHOM for data availability. We are grateful to M.-H. Castera, F. Vinçon, J. St Paul, D. Poirier, O. Ther, G. Chabaud, R. Kerbrat, R. Apprioual, G. Floch, J. Kervern, P. Guyomard and S. Lucas for technical assistance. Thanks are due to J. Giraudeau, J.C. Faugères, M.F. Sanchez Goni, F.E. Grousset and J.-P. Peypouquet for valuable discussions and helpful comments on the manuscript. Comments of Philip Gibbard and one anonymous referee have significantly improved the paper. This study has been partially funded by the European Union Programme ENAM II (MAST 3) and by the CNRS program VARIANTE. This is an U.M.R./ EPOC C.N.R.S. 5805 contribution n° 1390.

References

- [1] F. Grousset, C. Pujol, L. Labeyrie, G.A. Auffret and A. Boelaert, Were the North Atlantic Heinrich events triggered the behavior of the European ice sheet?, *Geology* 28 (2000) 123-126.
- [2] D. Scourse, I. R. Hall, I. N. McCave, J. R. Young and C. Sugdon, The origin of Heinrich layers: evidence from H2 for European precursor events. *Earth and Planetary Science Letters* 182 (2000) 187-195.
- [3] D. R. MacAyeal, Binge/purge oscillations of the laurentide ice sheet as a cause of the north Atlantic's heinrich events. *Paleoceanography* 8 (1993) 775-785.

- [4] W. S. Broecker, G. Bond and M. Klas, A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* 5 (1990) 469-477.
- [5] W. S. Broecker, G. Bond, M. Klas, E. Clark and J. McManus, Origin of the Northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* 6 (1992) 265-273.
- [6] M. McCabe, J. Knight and S. McCarron, Evidence for Heinrich event 1 in the British Isles, *Journal of Quaternary Science* 13 (1998) 549-568.
- [7] M. McCabe and P.U. Clark, Ice sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature* 392 (1998) 373-377.
- [8] G. Fairbanks, A 17,000-year glacio-eustatic sea level record/ influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature* 342 (1989) 637-642.
- [9] P.L. Gibbard, The history of great northwest European rivers during the past three millions years, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* B318 (1988) 559-602.
- [10] P.L. Gibbard, The formation of the Strait of Dover, in: R.C. Preece (Ed.), *Island Britain: a Quaternary perspective*, Geological Society Special publication, London, 1995, pp. 15-26.
- [11] K. Lambeck, Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound, *Journal of the Geological Society* 152 (1995) 437-448.
- [12] S. Berné, G. Lericolais, T. Marsset, J.F. Bourillet and M. Debatist, Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France, *Journal of Sedimentary Research* 68 (1998) 540-555.
- [13] S. Zaragosi, G.A. Auffret, J.C. Faugères, T. Garlan, C. Pujol and E. Cortijo, Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-sea Fan, Bay of Biscay, *Marine Geology* 169 (2000) 207-237.
- [14] J.Y. Reynaud, B. Tessier, S. Berne, H. Chamley and M. Debatist, Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches, *Marine Geology* 161 (1999) 339-359.
- [15] G. A. Auffret, C. Pujol, A. Baltzer, J. F. Bourillet, C. Müller and J. P. Tisot, Quaternary sedimentary regime on the Berthois Spur (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* 16 (1996) 76-84.
- [16] N. Loncaric, G.A. Auffret, F. Abrantes, J.H. Baas, L. Gaspar and C. Pujol, Late Quaternary sedimentation patterns on the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay (ESSCAMP 02 core: 47°N 9°W), *Marine Geology* 152 (1998) 57-73.
- [17] S. Migeon, O. Weber, J.C. Faugeres and J. Saint-Paul, SCOPIX: A new imaging system for core analysis, *Geo-Marine Letters* 18 (1999) 251-255.
- [18] R. Schneider, E. Bard and A.C. Mix, Last Ice Age Global Ocean and Land Surface Temperatures: The EPILOG Initiative, *PAGES Newsletter* 8 (2000), 19-21.
- [19] E. Bard, Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration, *Geochimica Cosmochimica Acta* 62 (1998) 2025-2038.

- [20] A. de Vernal, M. Henry and G. Bilodeau, Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie, Les cahiers du GEOTOP 3 (1996) 1-29.
- [21] J.-L. Turon, Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique Nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire, Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine 17 (1984) 1-313 pp.
- [22] A. Rochon, A. de Vernal, J.-L. Turon, J. Matthiessen and M.J. Head, Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters, AASP Contrib. Ser. 35 (1999) 1-152.
- [23] G.L. Williams, J.K. Lentin, and R.A. Fensome, The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates: 1998 Edition, AASP Contrib. Ser. 34 (1998), 817 pp.
- [24] W.R. Normark and J.E. Damuth, Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon Fan, in: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and L.C. Peterson (Eds.), Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results 155, 1997, pp. 611-651.
- [25] M. Caralp, F. Grousset, J. Moyes, J.P. Peypouquet and C. Pujol, L'environnement confiné du Golfe de Gascogne avant le maximum glaciaire, Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine 31 (1981) 411-422.
- [26] M. Revel, M. Cremer, F.E. Grousset and L. Labeyrie, Grain-size and Sr-Nd isotopes as tracer of paleo-bottom current strength, Northeast Atlantic Ocean, Marine Geology 131 (1996) 233-249.
- [27] H. Snoeckx, F.E. Grousset, M. Revel and A. Boelaert, European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4, Marine Geology 158 (1999) 197-208.
- [28] R. Harland, Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas, Palaeontology 26 (1983) 321-387.
- [29] B. Dale, Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological applications. In J. J. & D. C. McGregor (Eds.), Palynology: principles and applications, AASP Foundation, Dallas, Tx, 1996, pp. 1249-1276.
- [30] M. Weinelt, M. Sarnthein, U. Pflaumann, H. Schulz, S. Jung and H. Erlenkeuser, Ice-free Nordic seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation, Paleoclimates 1 (1996) 283-309.
- [31] A. Rosell-Melé, Interhemispheric appraisal of the value of alkenone indices as temperature and salinity proxies in high-latitude locations, Paleoceanography 13 (1999) 694-703.
- [32] F. Eynaud, Kystes de Dinoflagellés et Evolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle Climatique du Quaternaire, Unpub. PhD Thesis, Bordeaux I University (1999) 1-291.
- [33] A. de Vernal and C. Hillaire Marcel, Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-/thermocline structure of the northwest North Atlantic: modern versus full glacial conditions, Quaternary Science Reviews 19 (2000) 65-85.

- [34] CLIMAP, Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, Geol. Soc. Am. Map and Chart Ser. MC-36 (1981).
- [35] M.-T. Morzadec-Kerfourn, Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments récents le long des côtes Bretonnes, Rev. de Micropaléontologie 20 (1977) 157-166.
- [36] D. Wall, B. Dale, G.P. Lohman and W.K. Smith, The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and south Atlantic oceans and adjacent seas, Mar. Micropal. 2 (1977) 121-200.
- [37] J.-L. Turon and L. Londeix, Les assemblages de kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran) : mise en evidence de l'évolution des paléoenvironnement depuis le dernier maximum glaciaire., Bull. Centres Rech. Explor.-prod. Elf-Aquitaine 12 (1988) 313-344.
- [38] I.M. Lagerklint and D. Wright, Late glacial warming prior to Heinrich event 1: The influence of ice rafting and large ice sheets on the timing of initial warming, Geology 27 (1999) 1099-1102.
- [39] C. Pujol, Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Ecologie - Stratigraphie - Environnement, Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine 10 (1980) 1-254.
- [40] R. Hesse and S. Khodabakhsh, Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events in the Labrador Sea, Geology 26 (1998), 103-106.
- [41] M. Elliot, L. Labeyrie, G. Bond, E. Cortijo, J.-L. Turon, N. Tisnerat and J.-C. Duplessy, Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger basin during the last glacial period : Relationship with the Heinrich events and environmental settings, Paleoceanography 13 (1998) 433-446.
- [42] C. Schäfer-Neth and K. Skattemger, Meltwater pulses in the North Atlantic: retrodiction and forecast by numerical modelling, Geol Rundsch 86 (1997) 492-498.
- [43] S. Manabe and R. J. Stouffer, Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model, Quaternary Science Reviews 19 (2000) 285-299.
- [44] C. Larssonneur, J.P. Auffret and A.J. Smith, Carte des paleo-vallées et des bancs de la Manche orientale, BRGM (1982) 1/500 000eme.
- [45] R. Stein, S.-I. Nam, H. Grobe and H. Hubberten, Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin, in: J.T. Andrews, W.E.N Austin, H. Bergsten and A.E. Jennings (Eds.), Paleoceanography of the North Atlantic margins, 1996, pp. 135-151.
- [46] S.J. Lehman, G.A. Jones, L.D. Keigwin, E.S. Andersen, G. Butenko and S.R. Ostmo, Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation, Nature 349 (1991) 513-516.
- [47] G.C. Bond and R. Lotti, Millennial-Scale ice rafting cycles in the North Atlantic during the last glaciation, Science 267 (1995) 1005-1010.
- [48] A.K. Hansel and W.H. Johnson, Fluctuations of the Lake Michigan lobe during the Late Wisconsin subepisode, Sveriges Geologiska Undersokning 81 (1992) 133-144.

A. Aspect théorique: la notion de rampe	255
B. Fonctionnement de la marge en bas et haut niveau marin: un système multi-source linéaire	255
C. La Rampe Celtique: un système turbiditique multi-source	258
D. Comparaison de la Rampe Celtique avec les autres systèmes turbiditiques modernes	258
1. <i>Nomenclature</i>	259
2. <i>Morphologie et limites du concept de rampe</i>	260
3. <i>Sources sédimentaires</i>	262
4. <i>La stratigraphie séquentielle</i>	263

Chapitre IX : La Rampe Celtique: un Modèle Intégré du Fonctionnement de l'Ensemble de la Marge

Dans ce dernier chapitre, je prends en compte l'ensemble de la marge comprise entre l'Eperon d'Austell et l'Eperon de Quiberon. Après avoir fait un bref rappel sur la notion de rampe, la configuration de ce secteur de la marge en haut et bas niveau marin sera présentée. Je montrerai par la suite comment son fonctionnement s'apparente à celui d'une rampe alimentée par la Mer Celtique. Pour cela, je propose le nom de Rampe Celtique pour l'ensemble des systèmes turbiditiques profonds. Cette rampe sera comparée aux systèmes turbiditiques les mieux étudiés dans la littérature.

Il est important de noter que la synthèse présentée au sein de ce dernier chapitre montre l'ensemble de notre zone d'étude sous un angle nouveau. Cette approche pourrait laisser penser que ce chapitre remet en question certains résultats précédents. Elle est en fait le fruit d'une réflexion et d'un recul acquis au terme de ce travail. Elle montre combien est importante la notion d'échelle quand on aborde les problèmes de dynamique sédimentaire en domaine profond.

A. Aspect théorique: la notion de rampe

La sur-utilisation des modèles conceptuels de systèmes turbiditiques et l'obstination des auteurs à faire entrer chaque système étudié dans l'un ou l'autre de ces modèles réducteurs ont entraîné une simplification de la terminologie propre aux systèmes turbiditiques. Un exemple type vaut actuellement pour le terme éventail profond (*Deep-sea Fan*) qui est souvent utilisé comme un synonyme de système turbiditique. Or, il est dit d'après la classification de Reading et Richards (1994), qui a remis au goût du jour des idées pourtant développées dès la fin des années 50 (Gorsline et Emery, 1959), qu'un éventail doit posséder une source sédimentaire ponctuelle à l'échelle du système de dépôt. Cette source peut être constituée par un seul canyon (Zaïre, Amazone, ...) ou par quelques canyons à condition que la portion de plateforme drainée soit limitée en comparaison de la taille de l'éventail (Figure 112).

Dans le cas des systèmes turbiditiques décrits sous le terme de rampe, la source sédimentaire n'est plus ponctuelle, mais s'étale généralement sur toute la largeur du système de dépôt (Figure 112). Cette source doit également avoir une certaine unité. Il serait en effet peu logique d'employer le terme de rampe pour décrire plusieurs systèmes turbiditiques adjacents alimentés par des systèmes fluviatiles distincts. Dans le cadre des rampes du Crati (Ricci Lucchi et al., 1985), de l'Ebre (Stow et al., 1996) et du Golo (Gervais et al., en préparation), la source est un delta situé sur la plateforme. Ainsi, ces rampes ont une extension limitée par l'extension latérale des édifices deltaïques.

B. Fonctionnement de la marge en bas et haut niveau marin: un système multi-source linéaire

L'alimentation des systèmes turbiditiques étant très fortement influencée par les variations du niveau marin, nous allons maintenant détailler les conditions paléoenvironnementales de la Marge Celtique-Armoricaine en bas et haut niveau marin.

En configuration de bas niveau marin, les systèmes turbiditiques celtique et armoricain sont alimentés par deux réseaux hydrographiques différents: le système Manche et le système Mer d'Irlande. Ces deux systèmes fluviatiles se rejoignent au sein de la Mer Celtique (Figure 110). Il semble qu'au cours des stades isotopiques glaciaires 2, 6, 10, 16 et 22, le delta de la Mer Celtique ait en partie recouvert la Mer Celtique (Reynaud, 1996; Lericolais, 1997; cf. Chapitre II). Lors de ces épisodes glaciaires, la mise en place de ce delta, associé à un régime tidal sur la plateforme supposé deux fois plus intense que le régime actuel (Belderson et al., 1986), a dû entraîner un piégeage et un étalement des sédiments en provenance du fleuve Manche et du réseau hydrographique de la Mer d'Irlande, sur toute la largeur de la Mer Celtique. Les transferts sédimentaires vers le domaine profond devaient ainsi se faire sur toute la largeur de la marge. De deux sources ponctuelles ou quasi-ponctuelles au niveau de la côte (exutoires de la Manche et de la Mer d'Irlande), le système passait ainsi à une source linéaire au niveau du rebord de pente (Figure 110). Lors du dernier bas niveau marin à -120 m, tout le réseau de canyon situé en aval de la Mer Celtique semblait alimenté.

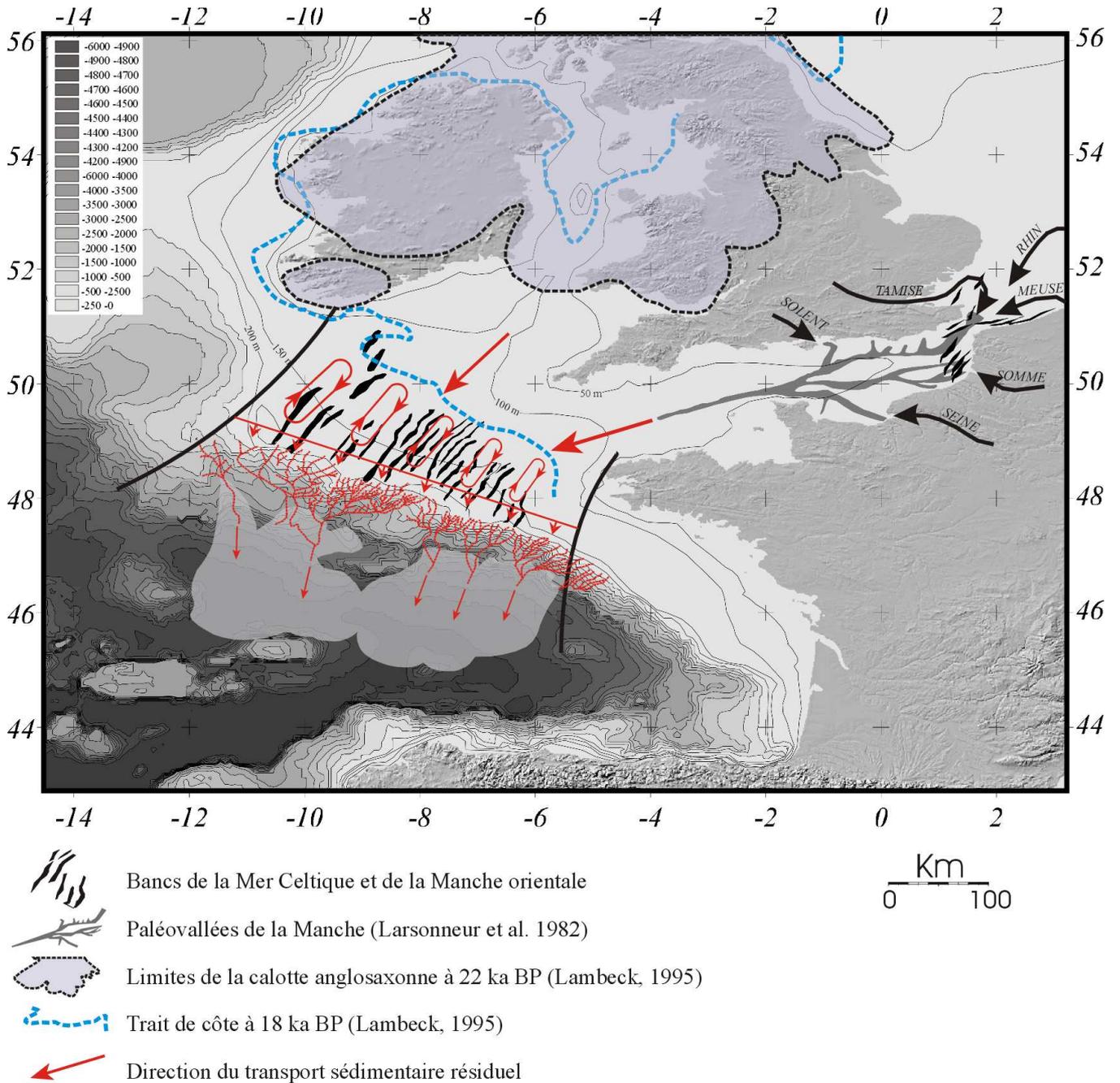


Figure 110: Reconstitution paléoenvironnementale du système lors du dernier bas niveau marin avec la direction du transport sédimentaire résiduel.

En configuration de haut niveau marin, les réseaux hydrographiques Manche et Mer d'Irlande disparaissent, les deux systèmes turbiditiques sont alors déconnectés de toute alimentation fluviale. Malgré cette déconnexion, le régime tidal de haut niveau marin permet en Mer Celtique, un approvisionnement sableux du rebord de pente en provenance de la Manche et de la Mer d'Irlande (Figure 111). Les apports sableux sub-actuels, mis en place sur l'Eventail Celtique, témoignent de la continuité de ces apports jusqu'au domaine profond (Zaragosi et al., 2000). En haut niveau marin, la source sédimentaire, plus faible que lors du dernier bas niveau marin, conserve son caractère linéaire.

Ainsi, bien que les fonctionnements sédimentaires soient différents en haut et bas niveaux marins, la Mer Celtique a toujours permis une alimentation de l'ensemble du rebord de pente. L'alimentation conserve toujours un caractère multi-source linéaire. Le développement du réseau de canyons sur l'ensemble de la pente (Figure 110) témoigne de cette alimentation linéaire.

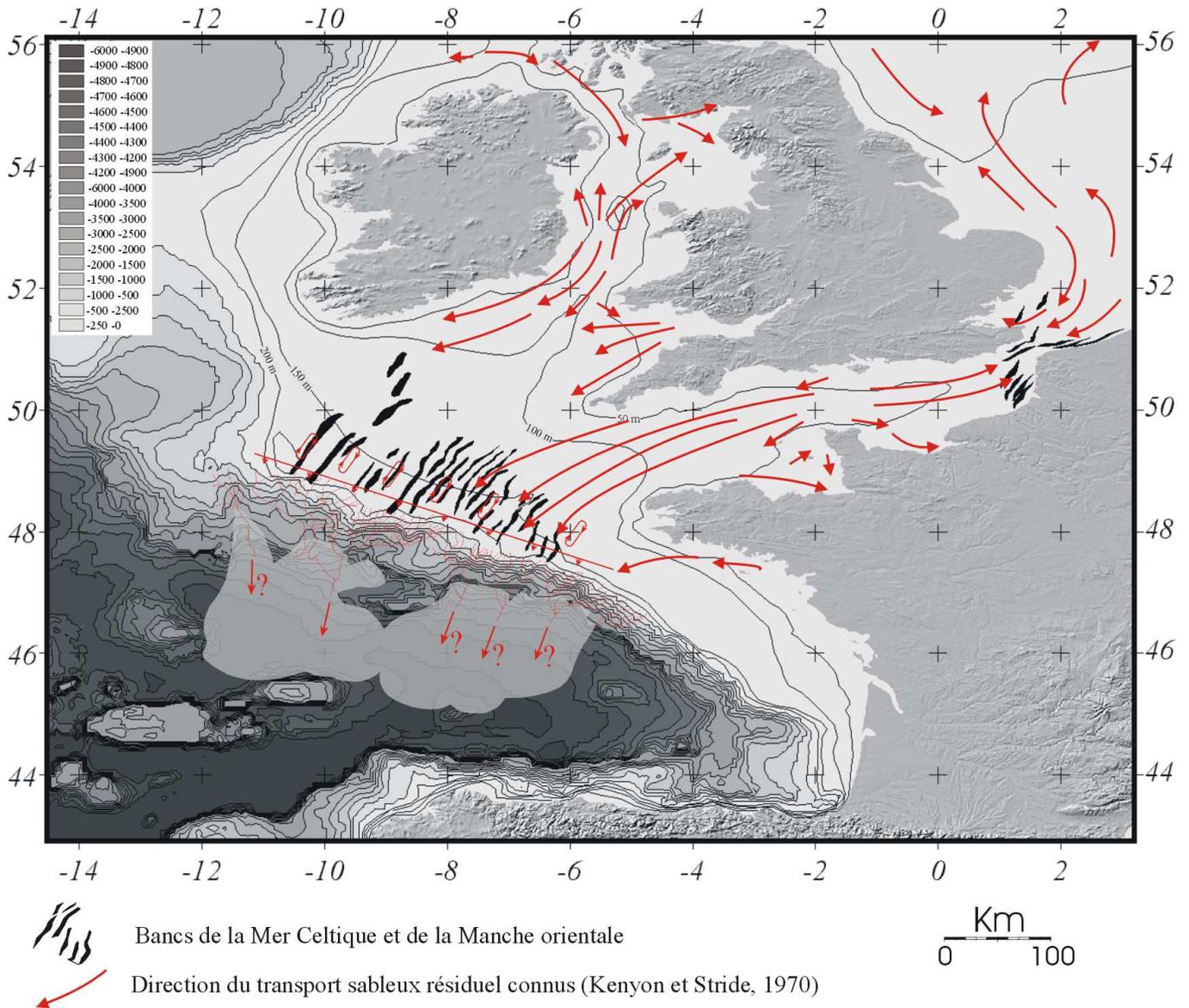


Figure 111: Direction du transport sédimentaire résiduel actuel.

C. La Rampe Celtique: un système turbiditique multi-source

Ainsi le système sédimentaire complet (depuis le réseau hydrographique jusqu'aux dépôts profonds) peut être divisé en quatre unités distinctes:

- ✓ les réseaux hydrographiques Manche et Mer d'Irlande,
- ✓ la plateforme continentale avec plus particulièrement le domaine de la Mer Celtique,
- ✓ la pente avec un grand nombre de canyons,
- ✓ les systèmes turbiditiques profonds.

La configuration morphologique de la marge est originale, avec en haut comme en bas niveau marin, l'intercalation de la Mer Celtique, au régime tidal particulier, entre deux systèmes fluviaux amont et le rebord de pente. Ceci explique l'absence de deux éventails profonds distincts dans le prolongement des deux systèmes fluviaux ("l'Éventail d'Irlande" et "l'Éventail de la Manche"), et, au contraire, la présence de plusieurs systèmes turbiditiques, de taille réduite, localisés au débouché de chaque canyon majeur (Figure 110). Contrairement à la majorité des systèmes turbiditiques modernes, caractérisés par un système chenal/levée/lobes prédominant, toute la largeur du glacis semble équitablement alimentée et abrite plusieurs systèmes de taille équivalente.

Ces systèmes ont été préalablement regroupés entre le système celtique et le système armoricain. Ils appartiennent, en fait, à un seul et même système turbiditique dans la mesure où ils sont alimentés par une unique source sédimentaire. Leur morphologie ainsi que leur fonctionnement sédimentaire ne montrent aucune différence majeure. Cette subdivision apparaît non justifiée. Il semble que ce soit la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan qui, représentant une frontière structurale au sein de la marge, aient créé une limite fictive au sein d'un ensemble sédimentaire homogène.

Il paraît alors logique de regrouper ces deux systèmes turbiditiques en un seul: la **Rampe Celtique**. Cette rampe, constituée, donc, par la réunion des systèmes turbiditiques celtique et armoricain, collecte les apports de 9 canyons majeurs: les canyons du Roi Arthur, de Whittard, de Shamrock, de Blackmud, de Guilcher, de Brest, de Crozon, d'Audierne et du Blavet. Ce système turbiditique complet s'étale sur une superficie d'environ 70.000 km².

D. Comparaison de la Rampe Celtique avec les autres systèmes turbiditiques modernes

Dans cette section, après avoir précisé les raisons de sa dénomination, nous comparerons la morphologie de la Rampe Celtique, ainsi que son fonctionnement sédimentaire, avec plusieurs systèmes turbiditiques (éventails et rampes). Nous montrerons enfin comment ce système constitue une exception au modèle de la stratigraphie séquentielle.

1. *Nomenclature*

Le nom de la majorité des systèmes turbiditiques est généralement lié à leur source sédimentaire. Dans la majorité des cas, cette source correspond à un fleuve (Bengal, Indus, St Laurent, Amazone, Mississippi, Zaïre, Rhone, Ebre, Var, Golo, ...). Dans le cadre des systèmes turbiditiques du Golfe de Gascogne, la disparition actuelle d'une grande partie des systèmes de drainage (fleuve Manche et système fluvial de la Mer d'Irlande) a entraîné les premiers auteurs (Auffret, et al., 2000a; Zaragosi et al., 2000; Le Suavé et al., 2000; Zaragosi et al., 2001) à nommer ces systèmes uniquement selon des critères géographiques (Eventail Celtique lié à la Marge Celtique et système armoricain en fonction de la Marge Armoricaine).

Néanmoins, la Mer Celtique et le delta de la Mer Celtique jouent un rôle clef dans l'alimentation de ces systèmes en haut et en bas niveau marin. Pour cette raison, nous avons nommé la réunion des deux systèmes la **Rampe Celtique**.

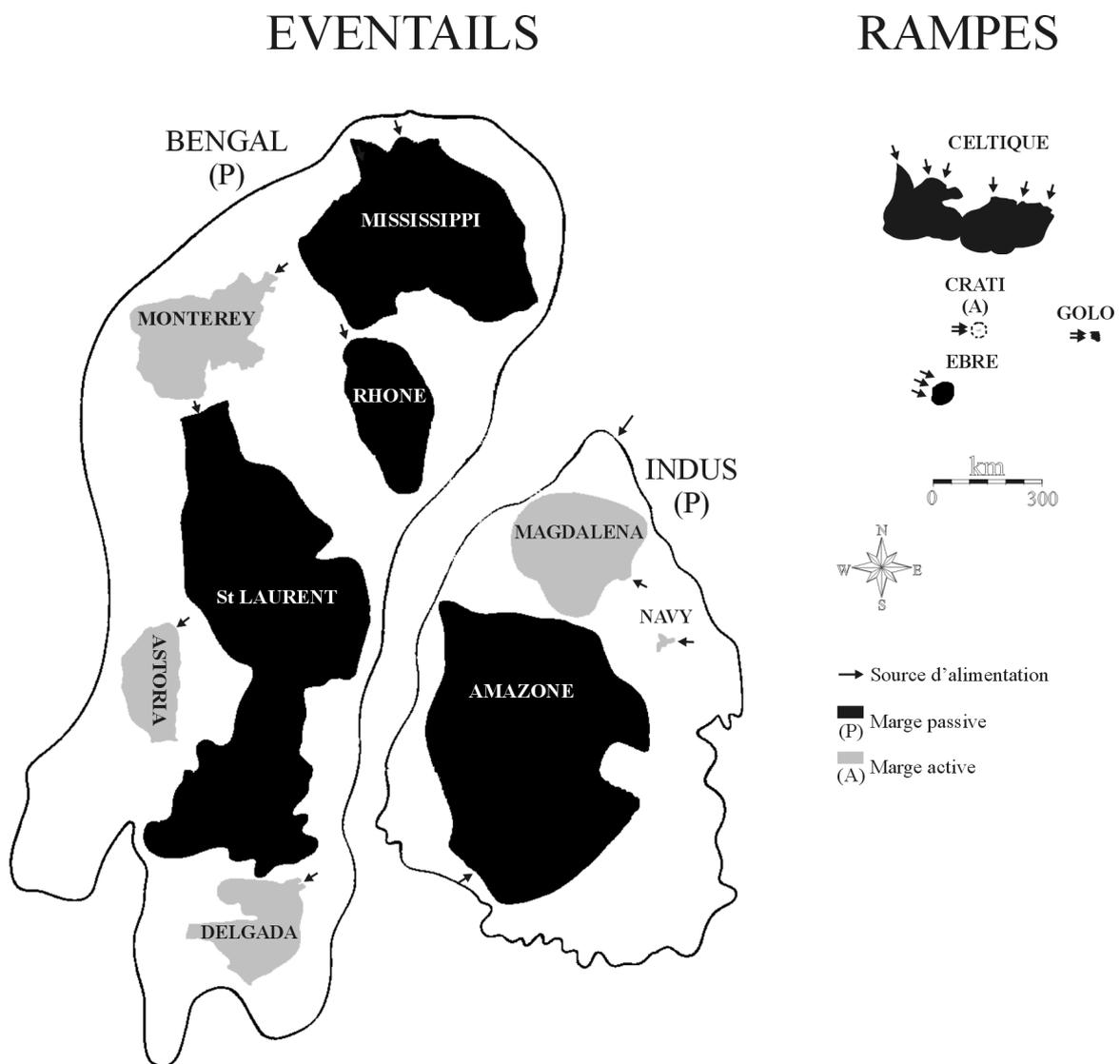


Figure 112: Comparaison de la Rampe Celtique avec divers systèmes turbiditiques modernes (modifié d'après Barnes et Normark, 1985).

2. Morphologie et limites du concept de rampe

Chaque système turbiditique se met en place dans un contexte environnemental propre. De nombreux facteurs vont jouer sur la morphologie et le fonctionnement de ces systèmes. Actuellement, aucun système décrit ne rassemble les mêmes caractéristiques que la Rampe Celtique. En effet, parmi les caractéristiques importantes, nous pouvons noter:

- ✓ une largeur importante de la plateforme continentale (> 200 km) entraînant une grande extension de la zone de transfert,
- ✓ une profondeur importante des têtes de canyons (≈ 200 m),
- ✓ l'absence de canyon majeur (tous les canyons semblent évoluer à la même vitesse),
- ✓ une morphologie rectiligne de la marge,
- ✓ une influence tidale de plateforme importante en haut et bas niveau marin entraînant une alimentation de l'ensemble des canyons,
- ✓ un système d'alimentation non pérenne (paléosystèmes fluviaux Manche et Mer d'Irlande) et,
- ✓ une forte influence de la calotte anglo-saxonne.

Ce contexte environnemental particulier permet d'expliquer les caractéristiques originales de la Rampe Celtique.

Dans le cadre des rampes du Crati (Ricci Lucchi et al., 1985), de l'Ebre (Stow et al., 1996) et du Golo (Gervais et al., en préparation), la source est un delta situé sur la plateforme. Ainsi, ces rampes ont une extension limitée par l'extension latérale des édifices deltaïques. La Rampe Celtique constitue un cas physiographique plus complexe. En effet, la Mer Celtique et son régime tidal s'intercale entre les systèmes fluviaux et le rebord de plateforme continentale (cf. Chapitre II). Ce régime tidal important semble responsable du transfert ainsi que du mélange des apports des deux réseaux hydrographiques. Ainsi, le delta tidal mis en place lors des derniers bas niveaux marins importants semble s'être étendu sur une grande partie de la Mer Celtique. En plus de ces apports de bas niveaux marins, le régime tidal de haut niveau marin (Figures 110 et 111), affectant la totalité de la Mer Celtique, semble responsable des transferts sableux vers le domaine profond permettant ainsi une poursuite du fonctionnement de la Rampe Celtique.

L'alimentation de la Mer Celtique lui confère ainsi une très grande extension géographique. **La Rampe Celtique constitue la plus importante rampe moderne décrite dans la littérature (Figure 112).**

Il est aussi intéressant de noter qu'aucun canyon majeur n'entaille profondément la plateforme. Cette caractéristique est due à la profondeur importante des têtes de canyons (≈ 200 m) empêchant ainsi toute émergence de celles-ci et donc toute connexion directe avec les vallées fluviales au Quaternaire, même en bas niveau marin. Les dernières connexions mises en évidence datent des bas niveaux marins pliocènes (formation de la Petite Sole). L'absence

de canyon majeur semble ainsi être aussi un facteur nécessaire pour obtenir une morphologie de type rampe.

Nom	Type	Superficie	Marge	Largeur du plateau continental	Type de source	Profondeur des têtes de canyon
Bengal	Eventail	3.000.000 km ²	Passive	200 km	Ponctuelle ou migrante (canyon)	
Indus	Eventail	1.100.000 km ²	Passive	100-150 km	Ponctuelle et migrante	20 m
St Laurent	Eventail	420.000 km ²	Passive	< 150km	Ponctuelle (canyon)	0 m
Amazone	Eventail	330.000 km ²	Passive	> 100 km	Ponctuelle ou migrante (canyon)	< 100 m
Mississippi	Eventail	300.000 km ²	Passive	< 100 km	Ponctuelle et migrante	200 m
Zaïre	Eventail	≈300.000 km ²	Passive	50 km	Ponctuelle (canyon)	0 m
Monterey	Eventail	75.000 km ²	Active	< 20 km	Double (canyons)	0 m
Celtique	Rampe	70.000 km²	Passive	> 200 km	Linéaire (delta/plateforme tidale)	200 m
Rhone	Eventail	70.000 km ²	Passive	> 50 km	Ponctuelle et migrante	150 m
Magdalena	Eventail	53.000 km ²	Active	0 km	Ponctuelle et migrante	
Delgada	Eventail	40.000 km ²	Active	< 20 km	Double (canyons)	
Astoria	Eventail	32.000 km ²	Active		Ponctuelle (canyon)	100 m
Var	Eventail	12.200 km ²	Passive	< 3 km	Multiple (canyon)	0 m
<i>Ebre</i>	<i>Rampe</i>	<i>5.000 km²</i>	<i>Passive</i>	<i>70 km</i>	<i>Migrante (delta)</i>	
Cap Ferret	Eventail	1.600 km ²	Passive	60 km	Multiple (canyons)	0 m
La Jolla	Eventail	1.200 km ²	Active	0 km	Ponctuelle (canyon)	0 m
<i>Golo</i>	<i>Rampe</i>	<i>825 km²</i>	<i>Passive</i>	<i>< 13 km</i>	<i>Linéaire (delta)</i>	<i>85 m</i>
Navy	Eventail	560 km ²	Active	< 20 km	Ponctuelle (canyon)	
<i>Crati</i>	<i>Rampe</i>	<i>60 km²</i>	<i>Active</i>	<i>< 2 km</i>	<i>Migrante (delta)</i>	<i>< 50 m</i>

Tableau 7: Caractéristiques des principaux systèmes turbiditiques modernes triés par taille (modifié d'après Barnes et Normark, 1985).

Si la notion de rampe paraît très utile pour décrire les systèmes turbiditiques multi-source modernes, ce concept peut entraîner quelques problèmes d'interprétations dans l'étude des séries anciennes. Au sein d'une rampe, l'ensemble des systèmes doit présenter un fonctionnement synchrone. Si ce synchronisme peut être aisément mis en évidence dans l'actuel, ce n'est pas le cas dans l'ancien. Par exemple, au cours de son histoire Plio-Pléistocène l'Eventail du Mississippi a formé 17 systèmes canyons/chenaux/levées (*fanlobes*) distincts, s'étalant sur une distance latérale d'environ 250 km (Weimer, 1990). Aucun de ces systèmes n'a fonctionné simultanément. Ainsi, au cours de son édification, l'Eventail du Mississippi a donc toujours fonctionné comme un éventail à source unique (Stow et al., 1996). Néanmoins, dans l'ancien, un système équivalent apparaîtra comme une rampe. En effet, la résolution temporelle de l'étude des séries fossiles ne permet généralement pas de mettre en évidence le non-synchronisme des systèmes chenaux-levées. Contrairement à l'Eventail du Mississippi, l'ensemble des systèmes chenaux-levée de la Rampe Celtique semble avoir fonctionné en même temps, au cours du dernier cycle climatique. Malgré cette différence, ces deux systèmes auraient été décrits comme des rampes s'ils avaient été étudiés dans l'ancien.

3. Sources sédimentaires

Fonctionnement de bas niveau marin

Le fonctionnement de bas niveau marin ressemble à celui de beaucoup de systèmes turbiditiques. Néanmoins, au cours de la remontée du niveau marin pliocène et au cours du Quaternaire, la Rampe Celtique a connu tous les types d'alimentation possible de bas niveau marin: (1) une alimentation directe liée à l'émergence de la bordure du plateau au début du Pliocène supérieur (vallées de la Petite Sole supérieure; Figure 17), (2) une alimentation deltaïque au cours du Pliocène terminal ainsi qu'au cours des bas niveaux marins majeurs pléistocènes (stades isotopiques 2, 6, 10, 16 et 22), et (3) une alimentation essentiellement tidale au cours des bas niveaux marins de faible amplitude pléistocènes, alimentation similaire à celle des hauts niveaux marins pléistocènes et holocènes.

Fonctionnement au cours de la déglaciation / remontée du niveau marin

Au cours de la déglaciation, les mêmes types d'alimentation et de processus sont mis en jeu. Toutefois, la proximité de la calotte anglo-saxonne et des glaciers européens semble avoir fortement influencé les apports disponibles pour la sédimentation profonde du Golfe de Gascogne (Zaragosi et al., soumis). L'événement majeur de fonte, repéré entre 15 et 14,4 ka BP sur la Terrasse de Mériadzek, a entraîné une augmentation brutale des taux de sédimentation d'un facteur 4. Au sein des systèmes turbiditiques, l'absence de carottes suffisamment longues n'a pas permis de repérer cet événement. Même si cela n'a pas été mis en évidence dans cette étude, il est évident que les forts taux de sédimentation observés sur la Terrasse de Mériadzek (>4 m / ka) ont influencé les environnements turbiditiques profonds. L'influence des apports liés aux calottes et glaciers européens semble se poursuivre jusqu'à 13 ka BP. Pour l'éventail du Mississippi, l'influence de la calotte laurentienne se fait sentir dans les apports jusqu'au Younger Dryas (Broecker et al., 1989; Fairbanks, 1989; Twichell et al., 1991; Kolla et Perlmutter, 1993). Malgré un tarissement plus précoce des apports liés aux eaux de fonte, la Rampe Celtique continue de fonctionner avec un régime identique jusqu'à 7.000 ans BP (Zaragosi et al., 2000). Les apports sédimentaires permettant ce fonctionnement tardif semblent provenir en partie de l'érosion des systèmes deltaïques et fluviaux lors de la remontée du niveau marin (Belderson et al., 1986; Lericolais, 1997).

Fonctionnement de haut niveau marin

Les systèmes turbiditiques soumis à une alimentation gravitaire en haut niveau marin sont généralement situés en aval de plateformes continentales étroites et/ou au sein de marges actives: Eventail du Hueneme (Normark et al., 1998); Eventail du Var (Piper and Savoye, 1993); Eventail du Toyama (Nakajima et al., 1998); Eventail de La Jolla (Piper, 1970). C'est aussi la situation dans le cas où un canyon entaille profondément la plateforme: Eventail du Zaïre (Droz et al., 1996; Savoye et al., 2000).

D'autres contextes hydrologiques particuliers peuvent également permettre un transfert à travers la plateforme. C'est le cas lorsqu'un canyon intercepte la dérive littorale: Eventail du

Hueneme (Normark et al., 1998); Canyon de Cap Breton (Anschutz et al., en préparation). De forts courants géostrophiques superficiels peuvent également permettre ce transfert. C'est le cas de la plateforme est-brésilienne (Viana et al. 1998) ou de la plateforme sud-africaine (Ramsey, 1994).

La configuration de la Rampe Celtique rajoute un cas possible d'alimentation gravitaire en haut niveau marin. Dans ce cas se sont les forts courants tidaux perpendiculaires à la marge, qui permettent un transfert sédimentaire vers la pente. Contrairement à la majorité des éventails, le rapport sable/argile des apports gravitaires de la Rampe Celtique est plus fort en haut niveau marin. Il semble que ce soit le tri granulométrique lié aux courants tidaux de plateforme qui entraîne cette caractéristique.

4. La stratigraphie séquentielle

Le modèle de la stratigraphie séquentielle relie la nature des apports sédimentaires aux variations eustatiques (Posamentier et al., 1991). Ce modèle, appliqué aux systèmes turbiditiques localisés au sein des marges passives à large plateforme continentale, prévoit, en période de haut niveau marin, une absence d'apports turbiditiques. Pendant la chute du niveau marin, des dépôts en masse (*Mass-transport complexes*), liés à l'excavation des canyons, se mettent en place. En bas niveau marin, la connexion entre les systèmes fluviaux et les canyons permet la mise en place d'une sédimentation turbiditique importante. Ces apports entraînent le développement des systèmes chenaux-levées. Ce modèle prévoit un arrêt de ces apports dès le début de la transgression.

L'Éventail du Mississippi est considéré comme une exception à ce modèle. En effet, les apports d'eaux de fonte en provenance de la calotte laurentienne permettent une poursuite des apports turbiditiques pendant une partie de la remontée du niveau marin (Kolla et Perlmutter, 1993).

La Rampe Celtique constitue également une exception à ce modèle. Deux différences majeures mettent en évidence les limites de la stratigraphie séquentielle: (1) les apports turbiditiques d'origine fluvio-deltaïque, supposés taris dès le début de la remontée eustatique, se poursuivent pendant la majeure partie de la remontée du niveau marin. L'arrêt de ces apports est synchrone de la disparition totale des systèmes fluviaux sur la plateforme, (2) alors que les systèmes turbiditiques sont supposés inactifs en période de haut niveau marin, la Rampe Celtique continue d'être soumise à des apports sableux en provenance du rebord de pente. Ces sables étant préalablement classés au niveau de la plateforme, ces apports présentent un rapport sable/argile supérieur à celui du fonctionnement de bas niveau marin: c'est à dire l'inverse de ce que prédit la stratigraphie séquentielle.

La stratigraphie séquentielle semble ainsi applicable uniquement pour les marges passives, avec un plateau continental large, sans canyon entaillant celui-ci, sans régime tidal ni courant de surface important, sans influence d'eaux de fontes, ... Ainsi peu de systèmes turbiditiques semblent rentrer dans le champ d'application de ce modèle.

Conclusion Générale

Ce travail, dont le but principal était de documenter le fonctionnement sédimentaire du domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaine, s'appuie essentiellement sur des données sédimentologiques (carottes) et acoustiques (sondeur multifaisceaux et sismique 3.5 kHz) récemment acquises dans le cadre des campagnes SEDIFAN et ZEE GASCOGNE.

Il s'agissait ainsi d'atteindre trois objectifs majeurs:

(1) reconnaître la morphologie des différents environnements sédimentaires ainsi que les processus de dépôt associés,

(2) reconstituer l'évolution de ces processus de dépôt au cours de la période prise en compte et mettre en relation cette évolution avec les modifications environnementales de la marge et du continent voisin, et

(3) identifier les modifications hydrologiques du Golfe de Gascogne et environnementales sur l'ensemble de la marge.

Cette recherche est focalisée sur les derniers 30.000 ans BP, période transitoire qui englobe la fin de la dernière période glaciaire et l'interglaciaire actuel et correspond à la fin du stade isotopique 3 et aux stades isotopiques 2 et 1.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des systèmes turbiditiques localisés au sein de la marge, comme un système multi-source de type "rampe". Ils permettent de dégager la composition et le fonctionnement de cette rampe, ainsi que de progresser dans la connaissance de ces environnements de dépôts en général, et des différents éléments qui les composent.

Un nouveau concept: la Rampe Celtique

Les résultats concernant la morphologie des systèmes de dépôts profonds et les processus de dépôts associés ont montré que contrairement à la majorité des systèmes turbiditiques modernes, caractérisés par un unique système chenal/levée/lobes, le domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaine semblait équitablement alimenté et abritait de nombreux systèmes turbiditiques de taille réduite, localisés au débouché de chaque canyon majeur. Cette caractéristique morphologique est à mettre en relation avec, sur la plateforme continentale adjacente, une particularité environnementale d'origine glaciostatique: la grande extension des édifices deltaïques de bas niveau marin. En effet, au cours des stades isotopiques glaciaires 2, 6, 10, 16 et 22, le delta de la Mer Celtique qui collectait l'essentiel des apports en provenance du fleuve Manche et du réseau hydrographique de Mer d'Irlande, recouvrait une grande partie de cette plateforme. Lors de ces épisodes, la mise en place du delta, associée à un régime tidal supposé deux fois plus intense que le régime actuel, devait entraîner un piégeage et un étalement des sédiments sur toute la largeur de la plateforme. De deux sources ponctuelles ou quasi-ponctuelles au niveau de la côte (les exutoires de la Manche et de la Mer d'Irlande), le système passait ainsi vers le large à une source linéaire et très étalée au niveau du rebord de pente. Ce système d'alimentation permet d'expliquer la

présence d'un grand nombre de petits systèmes turbiditiques. L'ensemble de ces systèmes ont d'abord été regroupés en deux systèmes turbiditiques majeurs localisés de part et d'autre d'une limite structurale constituée par la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan: les systèmes turbiditiques celtique et armoricain. Cependant, à l'échelle de la marge, nous pouvons considérer ces deux systèmes comme appartenant à un unique et même système turbiditique dans la mesure où: (1) ils sont alimentés par la même source sédimentaire, (2) leurs morphologies, ainsi que leurs fonctionnements sédimentaires, ne montrent aucune différence majeure, et (3) ils se rejoignent au niveau des lobes distaux malgré une séparation de leurs parties amont par l'Escarpement de Trévélyan. En raison de l'alimentation de cet ensemble turbiditique par une unique source, la Mer Celtique, j'ai proposé de le nommer la **Rampe Celtique** en accord avec la classification de Reading et Richards (1994).

Cette rampe constituée, par la réunion des systèmes celtique et armoricain, collecte les apports de 9 canyons majeurs: les canyons du Roi Arthur, Whittard, Shamrock, Blackmud, Guilcher, Brest, Crozon, Audierne et du Blavet.

Son alimentation linéaire sur une distance de 700 km lui confère une très grande extension géographique et en fait, avec une superficie de plus de 70.000 km², la plus importante rampe moderne décrite à ce jour dans la littérature.

Organisation de la Rampe Celtique

La quasi totalité des systèmes de petites tailles a pu être étudié. Ces systèmes, véritables unités élémentaires de la rampe sont tous constitués dans leur partie amont par un chenal avec des levées plus ou moins bien développées, prolongeant un canyon majeur. Vers l'aval, ces chenaux débouchent sur une zone où se fondent tous les apports de type lobe afférent à chaque système: la zone des lobes distaux.

Les systèmes chenaux-levées

Les chenaux présentent des caractéristiques morphologiques différentes, en fonction essentiellement de la nature des sédiments transportés, les chenaux rectilignes témoignant d'un transport de sédiments plus grossiers que les chenaux sinueux. En plus de ces caractéristiques morphologiques, certains chenaux montrent des remplissages sableux massifs, localisés à leur terminaison aval, en amont des lobes distaux. Ces corps sédimentaires, mis en place par le dépôt en masse d'une partie ou de la totalité d'un événement gravitaire préalablement chenalisé, peuvent entraîner une disparition complète de la partie aval de certains chenaux ou leur migration par avulsion.

Les levées sédimentaires associées à ces chenaux présentent deux morphotypes différents:

(1) des levées allongées parallèlement au chenal et à la direction de plus grande pente. Ces levées sont parcourues par des champs de *sediment waves* accolées au chenal et toujours perpendiculaires à celui-ci, et

(2) des levées de grande taille orientées obliquement à la pente du fait d'une direction oblique du chenal. Sur ces levées, les *sediment waves* sont perpendiculaires à sub-perpendiculaires au chenal. Elles sont générées au sommet de la levée, essentiellement au niveau de la partie sinueuse de celui-ci. Vers le pied de la levée, leur direction migre pour s'orienter perpendiculairement à la direction de la plus grande pente.

Entre ces systèmes *chenaux-levées*, se mettent en place des glissements en masse initiés sur la pente ou sur les flancs de hauts fonds structuraux. Ces glissements peuvent rester confinés en pied de pente, ou peuvent évoluer pour constituer des structures plus complexes, formées de plusieurs unités distinctes très peu marquées topographiquement, décrites sous le terme anglais de *slope apron deposits*.

Les lobes distaux

Les lobes distaux sont très peu marqués dans la topographie sous-marine. Leur partie amont est parcourue par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Contrairement aux systèmes turbiditiques sableux à faible capacité de transport générant des lobes simples, très peu chenalisés et convexes, les lobes distaux sont imbriqués, difficilement différenciables, et correspondent à des épandages à surface plane et uniforme. Cette imbrication de lobes sableux localisée sur toute la largeur de la marge, laisse présumer l'existence de corps sableux plus ou moins continus sur plus de 650 km de large et sur une surface supérieure à 35.000 km².

Le fonctionnement de la Rampe Celtique au Quaternaire terminal

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires a permis de mettre en évidence un fonctionnement sédimentaire lié aux conditions environnementales régnant au sein de la Mer Celtique.

En bas niveau marin, la position du Delta de la Mer Celtique ainsi que l'hydrodynamisme de haute énergie, avec en particulier les forts courants tidaux, semblent représenter le facteur dominant contrôlant les apports sédimentaires vers le domaine profond. Lors du stade isotopique 2, dernier bas niveau marin, cette mer recevait les apports de deux réseaux hydrographiques localisés à la position actuelle de la Manche et de la Mer d'Irlande. Cette configuration a entraîné, au sein de la Rampe Celtique, d'importants apports sédimentaires d'origine fluvio-deltaïque qui se sont traduits par des séquences turbiditiques argilo-silteuses déposées sur les levées profondes par des écoulements de relativement faible densité. Ces séquences ont été enregistrées jusqu'à 7.000 ans B.P., c'est à dire, jusqu'à l'installation sur la plateforme, de nouvelles conditions environnementales proches de l'actuel.

En haut niveau marin, malgré la disparition de la totalité des réseaux hydrographiques, des apports sableux récents témoignent d'une alimentation épisodique du domaine profond, par la Mer Celtique, au cours de l'Holocène. Ces apports, mis en évidence par des niveaux sableux centimétriques à métriques intercalés dans des argiles d'origine hémipélagique, témoignent d'écoulements turbiditiques de haute densité. La grande extension (2000 km²) du

dernier lobe mis en place au débouché du chenal celtique indique un volume de sable de l'ordre du km³ déposé par cet évènement. Ce deuxième type de fonctionnement semble lié à la présence de corps sableux tidaux localisés sur la plateforme externe, ainsi qu'au transport sableux résiduel, orienté actuellement pour l'ensemble de la Mer Celtique vers le rebord de pente.

Les paléoenvironnements au Quaternaire Terminal

Si ce travail a permis d'approfondir les connaissances et la compréhension du fonctionnement sédimentaire du domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaine, il a également permis d'apporter des informations précieuses sur les paléoenvironnements du Golfe de Gascogne et, d'une façon générale, sur ceux de l'Europe de l'ouest. En effet, si nous savions que ces conditions environnementales étaient sensibles à des paramètres globaux telles que la position des ceintures climatiques, la remontée de la Dérive Nord Atlantique ou l'arrivée d'icebergs canadiens lors des évènements d'Heinrich, nous avons pu montrer que des paramètres locaux tels l'arrivée d'eaux de fonte en provenance des calottes et glaciers européens pouvaient entraîner des modifications drastiques aussi bien au niveau des apports sédimentaires que dans les conditions de surface. Ainsi un évènement pré-H1 a été repéré entre 15.000 ans BP et 14.400 ans BP, et témoigne de ce facteur local, avec une baisse des SST d'environ 10°C, associée à une augmentation des taux de sédimentation d'un facteur 4 sur la Terrasse de Mériadzek.

En plus de ces informations paléoenvironnementales, ce travail a permis de corriger un problème d'interprétation inhérent à la stratigraphie du Golfe de Gascogne au sein de la dernière période glaciaire. En effet, suite à un mauvais calage stratigraphique, les stades isotopiques 2 et 3 étaient incorrectement repérés dans les sections sédimentaires préalablement étudiées. Les anciens auteurs avaient corrélié les forts taux de sédimentation observés avec le stade isotopique 3, synchrone de l'interstade continental Würm II/III. Cet interstade était caractérisé par un climat plus doux et humide interprété comme responsable d'une plus forte alimentation du domaine profond. Après une réinterprétation stratigraphique des stades isotopiques 2 et 3, nous avons pu montrer que les taux de sédimentation maximum observés sur la Terrasse de Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan étaient en fait datés du stade isotopique 2, entre 20.000 ans BP et 14.000 ans BP, c'est à dire lors du plus bas niveau marin des derniers 120 ka BP. Ainsi le principal facteur régissant l'évolution des apports sédimentaires vers le domaine profond du Golfe de Gascogne correspond aux variations glacio-eustatiques.

Les applications

En plus de ces apports fondamentaux, plusieurs aspects appliqués ressortent de cette thèse. Ces aspects peuvent être regroupés en deux points:

Les intérêts pétroliers

Pour l'industrie pétrolière, il est important d'avoir une bonne connaissance de l'architecture et de la morphologie actuelle des systèmes turbiditiques modernes pour mieux connaître la morphologie et les teneurs en sable des réservoirs pétroliers exploités ou exploitables. Malgré l'absence d'analogie moderne, l'industrie pétrolière porte un grand intérêt à la notion de systèmes turbiditiques multi-source. En effet, malgré l'existence dans leur partie amont de plusieurs systèmes chenaux-levée de taille réduite, une des caractéristiques des systèmes multi-sources est la grande extension des lobes sableux. Grâce à une alimentation linéaire, ces lobes sont localisés sur toute la largeur de la marge, laissant ainsi présumer l'existence de corps sableux de grande taille. Cette étude de la Rampe Celtique offre ainsi le premier modèle morphologique moderne de ce type d'environnement de dépôts ainsi que la mise en évidence des facteurs environnementaux nécessaires à sa mise en place.

Le deuxième résultat pouvant directement intéresser l'industrie pétrolière provient du fonctionnement sableux de haut niveau marin. En effet, même si ce fonctionnement est épisodique, la mise en place d'importants volumes de sables préalablement triés sur la plateforme, laisse supposer l'existence de futurs réservoirs de très bonnes qualités.

La stabilité de la couverture sédimentaire

Pour des problèmes de sécurité, il est important de connaître l'état de stabilité de la couverture sédimentaire au niveau du rebord de pente et des canyons. Nous avons pu montrer qu'actuellement, la fréquence (>>100 ans) de mise en place de dépôts liés à des déstabilisations initiées sur la pente pouvait laisser supposer un risque nul pour la navigation sous-marine au sein de ces canyons. Néanmoins, compte tenu du caractère régressif de l'érosion des canyons et de l'existence de matériaux disponibles en bordure du plateau, toutes interventions humaines (activités pétrolières, utilisations d'explosifs, ...) pourraient très fortement augmenter ces risques de déstabilisations.

En raison de l'absence apparente d'apports sableux au sein du système de Guilcher, le réseau de canyons situé en aval du haut-fond de la Chapelle semble à l'écart d'un approvisionnement sableux tidal. Après vérification par une étude sédimentologique et courantologique, il se pourrait que ce secteur de la pente présente un facteur de risque inférieur au reste de la Marge Celtique-Armoricaine.

Bibliographie

Bibliographie

- Adams, J. (2000). Europe during the last 150,000 years. <http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/nercEUROPE.html>.
- Anschutz, P., Weber, O., Jouanneau, J.-M., Jorissen, F. & Carbonel, P., (en préparation). The description of a recent turbidite and the effect on benthic chemistry and ecology. *Geology*.
- Auffret, G. A. (1983). Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique, pp. 335. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Auffret, G. A. (1985). Environnement morphologique et sédimentologique. In "Peuplements profonds du Golfe de Gascogne. Campagnes Biogas." (L. Laubier & C. Monniot, Eds.), pp. 70-99. IFREMER.
- Auffret, G. A., Boelaert, A., Vergnaud-Grazzini, C., Müller, C. & Kerbrat, R. (1996a). Identification of Heinrich Layers in core KS 01 North-Eastern Atlantic (46°N, 17°W), implications for their origin. *Marine Geology*, 131, 5-20.
- Auffret, G. A., Pujol, C., Baltzer, A., Bourillet, J. F., Müller, C. & Tisot, J. P. (1996b). Quaternary sedimentary regime on the Berthois Spur (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, 16, 76-84.
- Auffret, G. A., Dennielou, B., Boelaert, A., Nouzé, H., Bassinot, F., Labeyrie, L., Baas, J., Loncaric, N., Abrantes, F. & Pujol, C. (1998). Heinrich layers acoustic signatures on the Meriadzek Terrace (Bay of Biscay). In "ICP IV.", Lisbon.
- Auffret, G. A., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J. F., Baltzer, A., Bourquin, S., Dennielou, B., Coutelle, A., Weber, N. & Floch, G. (2000a). Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Eventail Celtique. *Oceanologica Acta* 23, 109-116.
- Auffret, G. A., Zaragosi, S., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Dennielou, B., Cortijo, E., Labeyrie, L., Bourillet, J. F., Manthé, S. & Faugères, J. C. (2000b). Interpretation of the material fluxes in relation to the oceanographic and cryospheric regime and the geological history of the European continental margin during Quaternary times. In "ENAM II (1996-1999) European North Atlantic Margin".
- Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 62, 2025-2038.
- Barnes, N. E. & Normark, W. R. (1985). Diagnostic parameters for comparing modern submarine fans and ancient turbidite systems. In "Submarine fans and related turbidite sequences." (A. H. Bouma, N. E. Barnes & W. R. Normark, Eds.), pp. 13-14 and wall chart. Springer-Verlag, New York.
- Belderson, R. H. & Kenyon, N. H. (1976). Long-range sonar views of submarine canyons. *Marine Geology*, 22, M69-M74.
- Belderson, R. H., Johnson, M. A. & Kenyon, N. H. (1982). Bedforms. In "Offshore tidal sands." (A. H. Stride, Ed.), pp. 27-57. Chapman & Hall, London, New-York.
- Belderson, R. H., Pingree, R. D. & Griffiths, D. K. (1986). Low sea-level tidal origin of Celtic sea sand banks- Evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Marine Geology*, 73, 99-108.

- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F. & De Batist, M. (1998). Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 540-555.
- Berthois, L. & Brenot, R. (1966). La morphologie sous-marine du talus-plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le Cap Ortega (Espagne). *Conseil Interministeriel pour l'Exploitation des Mers*, CM 1958, 38, 4p., 2 cartes.
- Berthois, L., Duprat, J., Gonthier, E., Pujol, C. & Pujos-Lamy, A. (1973). Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'I.G.B.A., concernant la mission GEOGAS (5 au 17 novembre 1972), au Nord-Ouest du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 14, 143-177.
- Boelaert, A. & Auffret, G. A. (1993). Caractérisation sédimentologique des "Heinrich layers", hypothèses sur la formation de ces niveaux indurés. *Book of abstract. Publication ASF, Paris* 19, 49-50.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, G. & Bonani, G., (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G. & Lotti, R. (1995). Millennial-Scale ice rafting cycles in the North Atlantic during the last glaciation. *Science*, 267, 1005-1010.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bouma, A. H. (1962). "Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation.", pp. 168. Amsterdam, Elsevier.
- Bouma, A. H. (1985). Mississippi Fan, Gulf of Mexico. In "Submarine Fans and Related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes, Eds.), pp. 143-150. Springer-Verlag.
- Bouma, A. H., Coleman, J. L., Stelting, C. E. & Kohl, B. (1989). Influence of Relative Sea Level Changes on the Construction of the Mississippi Fan. *Geo-Marine Letters*, 9, 161-170.
- Bouma, A. H., DeVries, M. B. & Stone, C. G. (1997). Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Discussion. *AAPG Bulletin*, 81, 470-472.
- Bourillet, J. F., Baltzer, A., De Roeck, Y., Floch, G., Lericolais, G., Loubrieu, B., Marsset, T., Meunier, J., M'hammdi, N., Ollier, G., Ardu, D., Auffret, J. P., De Batist, M., Clément, I., Guennoc, P., Guillocheau, F., Reynaud, J. Y. & Tessier, B. (1993). Nouvelle reconnaissance de la marge des approches occidentales de la Manche. *Géochronique*, 14, 11-11.

Bibliographie

- Bourillet, J. F. & Loubrieu, B. (1995). Atlantique Nord-Est, Bathy-morphologie de la Marge des Entrées de la Manche. IFREMER. 1/250 000^{ème}.
- Bouysse, P., Horn, R., Lapiere, F. & Le Lann, F. (1976). Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Marine Geology*, 20, 251-275.
- Broecker, W., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonami, G. & Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341, 318-321.
- Broecker, W. S., Bond, G. & Klas, M. (1990). A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography*, 5 (4), 469-477.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. & McManus, J. (1992). Origin of the Northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6, 265-273.
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Caralp, M. (1971). Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne, interprétation biostratigraphique et paléoclimatique. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 11, 1-187.
- Caralp, M., Grousset, F., Moyes, J., Peypouquet, J. P. & Pujol, C. (1981). L'environnement confiné du Golfe de Gascogne avant le maximum glaciaire. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 411-422.
- Carter, L., Carter, R. M. & Nelson, C. S. (1990). Evolution of Pliocene to Recent abyssal sediment waves on Bounty Channel levees, New-Zealand. *Marine Geology*, 95, 97-109.
- Chan, M. A. & Dott, J. R. H. (1983). Shelf and Deep-Sea Sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon-Fan or Non-Fan ? *A.A.P.G. Bull.*, 67, 2100-2116.
- Clark, J. D., Kenyon, N. H. & Pickering, K. T. (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology*, 633-636.
- CLIMAP. (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO.
- Cochoat, P., Bourillet, J. F., Dodd, B. & Savoye, B. (1993) Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice slope. *Marine Georesources and Geotechnology*, 11, 131-151.
- Crémer, M. (1982). Sédimentation quaternaire de l'éventail subaquatique du Cap-Ferret. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 31, 73-88.
- Crémer, M. (1983). Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d'Annot (Alpes de Haute Provence), pp. 344. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Crémer, M., Orsolini, P. & Ravenne, C. (1985). Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean. In "Submarine Fans and Related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes, Eds.), pp. 113-120. Springer-Verlag.

Bibliographie

- Dale, B. (1996). Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological applications. In "Palynology: principles and applications." (J. J.&D. C. McGregor, Eds.), pp. 1249-1276. AASP Foundation.
- Damuth, J. E. (1975). Echo-character of the western equatorial atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18, 17-45.
- Damuth, J. E. & Hayes, D. E. (1977). Echo character of the east Brazilian Continental Margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24, 73-95.
- Damuth, J. E. (1977). Late quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 695-710.
- Damuth, J. E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38, 51-75.
- Damuth, J. E. & Flood, R. D. (1985). Amazon Fan, Atlantic Ocean. In "Submarine Fans and Related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark&N. E. Barnes, Eds.), pp. 97-106. Springer-Verlag.
- Damuth, J. E., Flood, R. D., Kowsmann, R. O., Belderson, R. H. & Gorini, M. A. (1988). Anatomy and growth pattern of Amazon deep- sea fan as revealed by long- range side- scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *A.A.P.G. Bull.*, 72, 885- 911.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jengen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Denton, G. H. & Hughes, T. J. (1981). The Arctic ice sheet; an outrageous hypothesis. In "The last great ice sheets." (G. H. Denton&T. J. Hughes, Eds.). John Wiley & Sons, New York.
- Dérégnacourt, D. & Boillot, G., (1982). Structure géologique du golfe de Gascogne. *Bulletin du BRGM*, 2, 149-178.
- de Vernal, A., Londeix, L., Mudie, P. J., Harland, R., Morzadec-Kerfourn, M.-T., Turon, J. L. & Wrenn, J. H. (1992). Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy. In "Neogene and Quaternary dinoflagellate cyst of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy." (M. J. Head & J. H. Wrenn, Eds.), pp. 289-328. AASP Foundation.
- de Vernal, A., Henry, M. & Bilodeau, G. (1996). Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* 3, 1-29.
- de Vernal, A. & Hillaire-Marcel, C. (2000). Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-/thermocline structure of the northwest North Atlantic: modern versus full glacial conditions. *Quaternary Science Reviews*, 19, 65-85.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P. & Tofani, R. (1996). Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin*, 108, 253-269.

Bibliographie

- Droz, L., Auffret, G. A., Savoye, B. & Bourillet, J. F. (1999). L'éventail profond de la Marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. C.R. Acad. Sci. Paris, 328, 173-180.
- Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, J. L., Pujol, C. & Duprat, J. (1981). Deglacial warming of the Northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Pal., Pal., Pal.*, 35, 121-144.
- Duplessy, J. C. (1996). "Quand l'océan se fâche. Histoire naturelle du climat." Odile Jacob Ed. 277 pp
- Eisma, D., Mook, W. G. & Laban, C. (1981). An early Holocene tidal flat in the Southern Bight. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment*, 5, 229-237.
- 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.
- Evans, C. D. R. & Hughes, M. J. (1984). The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 315-326.
- Evans, D. (1996). Physiography, pathways and processes on the European continental margin. British Geological Survey. 1/5 000 000^{ème}.
- Eynaoud, F. (1999). Kystes de Dinoflagellés et Evolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle Climatique du Quaternaire, pp. 291. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Fairbanks, G. (1989). a 17,000-year blacio-eustatic sea level record/ influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Faugeres, J. C., Stow, D. A. V., Imbert, P. & Viana, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162, 1-38.
- Faugères, J. C., Imbert, P., Mézerais, M. L. & Crémer, M. (1998). Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea-fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. *Sedimentary Geology*, 115, 81-110.
- Faugères, J. C., Viana, A., Gonthier, E., Migeon, S. & Stow, D. A. V. (2000). Seismic feature diagnostic of Contourite Drifts and Sediment Waves. In "RIO 2000 DEEP-SEDS.", pp. 26-32, Rio de Janeiro.
- Flood, R. D. & Piper, D. J. W. (1997). Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus & L. C. Peterson, Eds.), pp. 653-675.
- Forel, F. A. (1887). Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le Lac Léman. *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, 23, 85-107.

Bibliographie

- Galloway, W. E. (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 82, 569-595.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Pichevin, L. & Crémer, M. (en préparation). Morphosedimentary evolution and depositional architecture of the small sandy submarine Golo ramp during the late Quaternary (Eastern margin of Corsica). *Marine Geology*.
- Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Migeon, S. & Crémer, M. (en préparation). Turbidity levee of the actual middle Zaire deep-sea fan: sequences and process. *Comptes Rendus de L Academie Des Sciences Serie II Fascicule A Sciences de La Terre et Des Planetes*.
- Gibbard, P. L. (1988). The history of great northwest European rivers during the past three millions years. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B318, 559-602.
- Gibbard, P. L. (1995). The formation of the Strait of Dover. In "Island Britain: a Quaternary perspective." (R. C. Preece, Ed.), pp. 15-26. *Geological Society Special publication*, London.
- Gonthier, E. (1972) Faciès et processus sédimentaires dans un canyon sous-marin du Golfe de Gascogne: Canyon Gascogne 1, pp. 142. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Gorsline, D. S. & Emery, K. O. (1959). Turbidity current deposits in Sand Pedro and Santa Monica basins off southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 279-290.
- Gould, W. J. & McKee, W. D. (1973). Vertical structure of semi-diurnal tidal currents in the Bay of Biscay. *Nature*, 244, 88-91.
- Grousset, F. (1977). Etude géologique du Quaternaire terminal de la zone Mériadzek - Trévélyan (Golfe de Gascogne), pp. 232. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Grousset, F., Labeyrie, L., Sinko, L., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E. & Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic. *Paleoceanography*, 8, 175-192.
- Grousset, F., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G. A. & Boelaert, A. (2000). Were the North Atlantic Heinrich events triggered the behavior of the European ice sheet? *Geology*, 28, 123-126.
- Hamilton, D., Sommerville, J. H. & Stanford, P. N. (1980). Bottom currents and shelf sediments, southwest of Britain. *Sedimentary Geology*, 26, 115-138.
- Hansel, A. K. & Johnson, W. H. (1992). Fluctuations of the Lake Michigan lobe during the Late Wisconsin subepisode. *Sveriges Geologiska Undersökning*, 81, 133-144.
- Harland, R. (1983). Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Paleontology*, 26, 321-387.
- Heathershaw, A. D. & Codd, J. M. (1985). Sandwaves, internal waves and sediment mobility at the shelf-edge in the Celtic Sea. *Oceanologica Acta*, 8 4, 391-402.

Bibliographie

- Heathershaw, A. D. & Codd, J. M. (1986). Depth-controlled changes in grain size and carbonate content on a shelf-edge sand bank. *Marine Geology*, 72, 211-224.
- 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.
- Heller, P. L. & Dickinson, W. R. (1985). Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *A.A.P.G. Bull.*, 69, 960-976.
- Hesse, R. & Chough, S. K. (1980). The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 697-711.
- Hesse, R. & Khodabakhsh, S. (1998). Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events in the Labrador Sea. *Geology*, 26, 103-106.
- Hiscott, R. N., Pickering, K. T., Bouma, A. H., Hand, B. M., Kneller, B. C., Postma, G. & Soh, W. (1997). Basin-Floor Fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies: Discussion. *AAPG Bulletin*, 81, 662-665.
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000). Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1233-1253.
- Johansson, M., Braakenburg, N. E., Stow, D. A. V. & Fauget, J. C. (1998). Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. *Sedimentary Geology*, 115, 233-265.
- Johnson, M. A., Kenyon, N. H., Belderson, R. H. & Stride, A. H. (1982). Sand transport. In "Offshore tidal sands, processes and deposits." (A. H. Stride, Ed.), pp. 58-94. Chapman & Hall, London.
- Kenyon, N. H. & Stride, A. H. (1970). The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-173.
- Kenyon, N. H., Belderson, R. H. & Stride, A. H. (1978). Channels, canyons and slump folds on the continental slope between South-West Ireland and Spain. *Oceanologica Acta*, 1, 369 - 380.
- Kenyon, N. H. (1987). Mass-wasting features on the continental slope of northwest Europe. *Marine Geology*, 74, 57-77.
- Kenyon, N. H., Amir, A. & Cramp, A. (1995). Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. In "Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems." (K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi & R. D. A. Smith, Eds.), pp. 89-90. Chapman & Hall, London.
- Kneller, B. C. & Branney, M. J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42, 607-616.
- Kolla, V. & Coumes, F. (1987). Morphology, internal structure, seismic stratigraphy, and sedimentation of Indus fan. *A.A.P.G. Bull.*, 71, 650- 677.

- Kolla, V. & Perlmutter, M. A. (1993). Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi fan. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 77, 1129-1141.
- Komar, P. D. (1969). The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel. *Journal of Geophysical Research*, 74, 4544-4558.
- Konert, M. & Vandenberghe, J. (1997). Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, 44, 523-535.
- Kuenen, P. H. & Migliorini, C. I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91- 127.
- Laberg, J. S., Vorren, T. O., Dowdeswell, J. A., Kenyon, N. H. & Taylor, J. (2000). The Andoya Slide and the Andoya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology*, 162, 259-275.
- Lagerklint, I. M. & Wright, D. (1999). Late glacial warming prior to Heinrich event 1: The influence of ice rafting and large ice sheets on the timing of initial warming. *Geology*, 27, 1099-1102.
- Lambeck, K. (1995). Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of the Geological Society*, 152, 437-448.
- Lambeck, K. (1996). Glaciation and sea-level change for Ireland and the Irish Sea since Late Devensian/Midlandian time. *Journal of the Geological Society*, 153, 853-872.
- Lambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 129, 1-22.
- Larsonneur, C., Auffret, J. P. & Smith, A. J. (1982). Carte des paleo-vallées et des bancs de la Manche orientale. BRGM. 1/500 000^{ème}.
- Le Suavé R. , Normand A., Mazé J.P. & Le Drézen E., (2000) Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique. Zone Economique Exclusive (ZEE) Atlantique Nord-Est. 6 cartes bathymétriques au 1/250 000^{ème}, 2 cartes de réflectivité au 1/500 000^{ème}, Notice. Editions Ifremer.
- Lehman, S. J., Jones, G. A., Keigwin, L. D., Andersen, E. S., Butenko, G. & Ostmo, S. R. (1991). Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation. *Nature*, 349.
- Lentin, J. K. & Williams, G. L. (1998). "The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates: 1998 Edition.", pp. 817. AASP.
- Lericolais, G., Auffret, J. P., Bourillet, J. F., Berné, S., Guennoc, P., Le Drezen, E., Normand, A. & Guillocheau, F. (1995). L'énigmatique fosse centrale de la Manche: Une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. *C.R. Acad. Sci. Paris IIA*, 39-46.
- Lericolais, G. (1997). Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en Régime Périglaciaire, pp. 265. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.

Bibliographie

- Loncaric, N., Auffret, G. A., Abrantes, F., Baas, J. H., Gaspar, L. & Pujol, C. (1998). Late Quaternary sedimentation patterns on the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay (ESSCAMP 02 core: 47°N 9°W). *Marine Geology*, 152, 57-73.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 0279-0297.
- Lowe, D. R. (1997). Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysh Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Discussion. *AAPG Bulletin*, 81, 460-465.
- MacAyeal, D. R. (1993). Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the north Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8, 775-785.
- Manabe, S. & Stouffer, R. J. (2000). Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. *Quaternary Science Reviews*, 19, 285-299.
- Manighetti, B., McCave, I. N., Maslin, M. & Shackleton, N. J. (1995). Chronology for climate change: developing age models for the Biogeochemical Ocean Flux Study cores. *Paleoceanography*, 10, 513-525.
- Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J. Y., De Batist, M. & Plagnol, C. (1999). The Celtic Sea banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Marine Geology*, 158, 89-109.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. & Shackleton, N. J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-30.
- McCave, I. N., Bryant, R. J., Cook, H. F., Coughanowr, C. A. & Hollister, C. D. (1986). Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 561-564.
- McCabe, M., Knight, J. & McCarron, S. (1998). Evidence for Heinrich event 1 in the British Isles. *Journal of Quaternary Science*, 13, 549-568.
- McCabe, M. & Clark, P. U. (1998). Ice sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, 392, 373-377.
- Mézerais, M. L. (1991). Accumulations sédimentaires profondes par courants de turbidités (Eventail du Cap-Ferret, Golfe de Gascogne) et par courants de fond (Débouché du chenal Vema, Bassin Sud Brésilien). Géométrie, facies et processus d'édification, pp. 301. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Miall, A. D. (1999). In defense of facies classifications and models. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 2-5.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In "Turbidite and deep-water sedimentation - Pacific section." (G. V. Middleton & A. H. Bouma, Eds.), pp. 1-38, Tulsa.
- Migeon, S. (2000). Dunes Géantes et Levées Sédimentaires en domaine profond: Approches Morphologique, Sismique et Sédimentologique, pp. 288. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.

Bibliographie

- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J. C. & Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: A new imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18, 251-255.
- Migeon, S., Savoye, B. & Faugères, J. C. (2000). Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, 133, 265-293.
- Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J. C. & Weber, O. (soumis). Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology*.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T. (1977). Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments récents le long des côtes Bretonnes. *Rev. de Micropaléontologie*, 20, 157-166.
- Mulder, T. & Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research Section A - Sedimentary Petrology and Processes*, 66, 43-57.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). *International Geology Review*, 20, 125-166.
- Mutti, E. (1979). Turbidites et cones sous-marins profonds. In "Sédimentation détritique (Fluviatile, Littorale et Marine)." (P. Homewood, Ed.), pp. 353- 419. Institut de Géologie Université de Fribourg, Suisse.
- Mutti, E. & Normark, W. R. (1991). An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems." (P. Weimer&M. H. Link, Eds.). Springer-Verlag, New York.
- Mutti, E. (1992). "Turbidite sandstone: Milan, Italy, Agip Special Publication.", pp. 275.
- Nakajima, T., Satoh, M. & Okamura, Y. (1998). Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. *Marine Geology*, 147, 25-41.
- Nelson, C. H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, A. & Monaco, A. (1985). Ebro fan, Mediterranean. In "Submarine fans and related turbidite sequences." (A. H. Bouma, N. E. Barnes&W. R. Normark, Eds.), pp. 121-127. Springer-Verlag, New York.
- Nelson, C. H., Twichell, D. C., Schwab, W. C., Lee, H. J. & Kenyon, N., H. (1992). Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi fan. *Geology*, 20, 693-696.
- Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep sea fans. *AAPG Bulletin* 54, 2170-2195.
- Normark, W. R. (1974). Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In "Modern and ancient geosynclinal sedimentation." (J. R. H. Dott&R. H. Shaver, Eds.), pp. 56 -68. Society of economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA.

Bibliographie

- Normark, W. R. (1978). Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 62, 912-931.
- Normark, W. R., Hess, G. R., Stow, D. A. V. & Bowen, A. J. (1980). Sediment waves on the Monterey fan levees: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37, 1-18.
- Normark, W. R. & Piper, D. J. W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In "Shorline to Abyss." (Society for Sedimentary Geology, Ed.).
- Normark, W. R. & Damuth, J. E. (1997). Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon Fan. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus & L. C. Peterson, Eds.), pp. 611-651.
- Normark, W. R., Piper, D. J. W. & Hiscott, R. N. (1998). Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California. *Sedimentology*, 45, 53-70.
- Pantin, H. M. & Evans, C. D. R. (1984). The Quaternary history of the central and southwestern Celtic Sea. *Marine Geology*, 57, 259-293.
- Peypouquet, J. P. (1977). Les ostracodes et la connaissance des paléomilieux profonds. Application au Cénozoïque de l'Atlantique Nord Oriental, pp. 443. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M. & Hiscott, R. N. (1986). Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23, 75-174.
- Pingree, R. D. & Le Cann, B. (1989). Celtic and Armorican slope and shelf residual currents. *Prog. Oceanog.*, 23, 303-338.
- Pingree, R. D. & New, A. L. (1995). Structure, seasonal development and sunlint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican Shelves and in the Bay of Biscay. *Deep sea Research I*, 42, 245-284.
- Piper, D. J. W. (1970). Transport and deposition of holocene sediment on La Jolla Deep Sea Fan, California. *Marine Geology*, 8, 187-210.
- Piper, D. J. W. (1978). Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In "Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches." (D. J. Stanley & G. Kelling, Eds.), pp. 163-176. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg.
- Piper, D. J. W. & Normark, W. R. (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology*, 30, 681- 694.
- Piper, D. J. W. & Savoye, B. (1993). Process of late quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean sea. *Sedimentology*, 40, 557-583.

- Piper, D. J. W. & Deptuck, M. (1997). Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In "Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus & L. C. Peterson, Eds.), pp. 79-108.
- Posamentier, H. W., Erskine, R. D. & Mitchum, R. M. J. (1991). Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. In "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems." (P. Weimer & M. H. Link, Eds.), pp. 127-136. Springer-Verlag, New York.
- Postma, G., Nemeč, W. & Kleinspehn, K. L. (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61.
- Poutiers, J. A. (1975). Sur les propriétés magnétiques de certains sédiments continentaux et marins ; applications, pp. 288. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Pujol, C., Duprat, J., Gonthier, E., Moyes, J. & Pujos-Lamy, A. (1973). Resultats preliminaires de l'étude effectuée par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine sur les carottes prélevées dans le Golfe de Gascogne lors de la mission GESTLANTE IV (1ere partie 6 - 14 mars 1972). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 13, 147-162.
- Pujol, C. (1980). Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. *Ecologie - Stratigraphie - Environnement. Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 10, 254.
- Pujol, C., Zaragosi, S., Grousset, F., Paterne, M., Cortijo, E., Labeyrie, L., Manthé, S., Dennielou, B. & Auffret, G. A. (2000a). Age dating. In "ENAM II (1996-1999) European North Atlantic Margin."
- Pujol, C., Zaragosi, S., Müller, C., Bassinot, F., Labeyrie, L., Auffret, G. A. & Dennielou, B. (2000b). Foraminifera, coccolith and D18O D13C isotope analysis on samples selected from sediment cores with age control and event chronology. In "ENAM II (1996-1999) European North Atlantic Margin."
- Ramsay, P. J. (1994). Marine geology of the Sodwana Bay shelf, southeast Africa. *Marine Geology*, 3-4, 225-247.
- Reading, H. G. & Richards, M. (1994). Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. *AAPG Bulletin*, 78, 792-822.
- Reid, G. S. & Hamilton, D. (1990). A Reconnaissance Survey of the Whittard Sea Fan, Southwestern Approaches, British Isles. *Marine Geology*, 92, 69-86.
- Revel, M., Cremer, M., Grousset, F. E. & Labeyrie, L. (1996). Grain-size and Sr-Nd isotopes as tracer of paleo-bottom current strength, Northeast Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 131, 233-249.
- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Lericolais, G., Marsset, T., Berné, S. & Chamley, H. (1995). Apports de la sismique très haute résolution à l'interprétation génétique d'un banc sableux de la Mer Celtique. *C.R. Acad. Sci. Paris IIA*, 125-132.
- Reynaud, J. Y. (1996). Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique Méridionale, pp. 185. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Technologies de Lille.

- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Dalrymple, R., Marsset, T., De Batist, M., Bourillet, J. F. & Lericolais, G. (1999a). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46, 703-721.
- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Berne, S., Chamley, H. & De Batist, M. (1999b). Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches. *Marine Geology*, 161, 339-359.
- Reynaud, J. Y., Lauriat-Rage, A., Tessier, B., Néraudeau, D., Braccini, E., Carriol, R. P., Clet-Pellerin, M., Moullade, M. & Lericolais, G. (1999c). Importation et remaniements de thanatofaunes dans les sables de la plate-forme profonde des approches occidentales de la Manche. *Oceanologica Acta*, 22, 381-396.
- Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Dalrymple, R., Bourillet, J. F., De Batist, M., Lericolais, G., Berne, S. & Marsset, T. (1999d). Architecture and sequence stratigraphy of a late Neogene incised valley at the shelf margin, southern Celtic Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 351-364.
- Ricci Lucchi, F., Colella, A., Gabbianelli, G., Rossi, S. & Normark, W. R. (1985). Crati fan, Mediterranean. In "Submarine Fans and related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes, Eds.), pp. 51- 57. Springer- Verlag, New York.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.-L., Matthiessen, J. & Head, M. J. (1999). Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent basins and quantitative reconstruction of sea-surface parameters, pp. 146. AASP special pub.
- Rosell-Melé, A. (1999). Interhemispheric appraisal of the value of alkenone indices as temperature and salinity proxies in high-latitude locations. *Paleoceanography*, 13, 694-703.
- Sanders, J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In "Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation." (G. V. Middleton, Ed.), pp. 192-219. Society Economic Paleontologists and Mineralogist, Special publication.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J. C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Johannessen, G., Johannessen, T., Jung, S., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. & Schulz, H. (1995). Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography*, 10, 1063-1094.
- Savoie, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.-F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.-C., Floch, G., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Kuhn, H., Landuré, J.-Y., Lasnier, C., Le Drezen, E., Le Formal, J.-P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouzé, H., Ondréas, H., Pelleau, P., Saget, P., Séranne, M., Sibuet, J.-C., Tofani, R. & M., Voisset. (2000). Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre: premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango 1 & 2 (marge Congo - Angola) Structure and recent evolution of the Zaire deep-sea fan: preliminary results of the ZaïAngo 1 & 2 cruises (Angola - Congo margin). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 331: 211-220.
- Schäfer-Neth, C. & Skattegger, K. (1997). Meltwater pulses in the North Atlantic: retrodiction and forecast by numerical modelling. *Geol Rundsch*, 86, 492-498.

- Schneider, R., Bard, E. & Mix, A. C. (2000). Last Ice Age Global Ocean and Land Surface Temperatures: The EPILOG Initiative. PAGES Newsletter, 8.
- Schwab, W. C., Lee, H. J., Twichell, D. C., Nelson, C. H., McArthur, W. G. & Kenyon, N., H. (1996). Sediment mass-flow processes on a depositional lobe, outer Mississippi Fan. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 916-927.
- Shanmugam, G., Muiola, R. J. & Damuth, J. E. (1985). Eustatic control of submarine fan development. In "Submarine Fans and related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes, Eds.), pp. 23- 28. Springer- Verlag, New York.
- Shanmugam, G. & Muiola, R. J. (1988). Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth- Science Reviews*, 24, 383- 428.
- Shanmugam, G. & Muiola, R. J. (1991). Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications. *AAPG Bulletin*, 75, 156-179.
- Shanmugam, G. & Muiola, R. J. (1995). Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *AAPG Bulletin*, 79, 672-695.
- Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research Section A - Sedimentary Petrology and Processes*, 66, 2-10.
- Shanmugam, G. & Muiola, R. J. (1997). Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Reply. *AAPG Bulletin*, 81, 476-491.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342.
- Sibuet, J. C., Monti, S. & Pautot, G. (1994). Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sci., Paris* 318, 615-625.
- Slatt, R. M., Weimer, P. & Stone, C. G. (1997). Reinterpretation of Depositional Processes in a Classic Flysch Sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: Discussion. *AAPG Bulletin*, 81, 449-459.
- Snoeckx, H., Grousset, F., Revel, M. & Boelaert, A. (1999). European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4. *Marine Geology*, 158, 197-208.
- Stein, R., Nam, S. I., Grobe, H. & Hubberten, H. (1996). Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin. In "Paleoceanography of the North Atlantic Margins." (J. T. Andrews, W. E. N. Austin, H. Bergsten & A. E. Jennings, Eds.), pp. 135-151.
- Stow, D. A. V. & Shanmugam, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch. *Sedimentary Geology*, 25, 23-42.

Bibliographie

- Stow, D. A. V. & Bowen, A. J. (1980). A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. *Sedimentology*, 31-46.
- Stow, D. A. V., Howell, D. G. & Nelson, H. C. (1985). Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In "Submarine Fans and Related Turbidite Systems." (A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes, Eds.), pp. 15-22. Springer-Verlag, New York.
- Stow, D. A. V., Reading, H. G. & Collinson, J. D. (1996). Deep seas. In "Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy." (H. G. Reading, Ed.), pp. 395-453. Blackwell Science.
- Stow, D. A. V. & Johansson, M. (2000). Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implication. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 145-174.
- Stow, D. A. V. & Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 125-135.
- Stuiver, M. & Braziunas, T. F. (1998). Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14. *Geophysical Research Letters*, 25, 329-332.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. & Spurk, M. (1998). INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Thomson, J., Higgs, N. C. & Colley, S. (1996). Diagenetic redistributions of redox-sensitive elements in northeast Atlantic glacial/interglacial transition sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 365-377.
- Thouveny, N., Moreno, E., Delanghe, D., Candon, L., Lancelot, Y. & Shackleton, N. J. (2000). Rock magnetic detection of distal ice-rafted debris: clue for the identification of Heinrich layers on the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 61-75.
- Turon, J.-L. (1984). Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique Nord-oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 17, 313 pp.
- Turon, J.-L. & Londeix, L. (1988). Les assemblages de kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran): mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnement depuis le dernier maximum glaciaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-prod. Elf-Aquitaine* 12, 313-344.
- Twichell, D. C., Kenyon, N., H., Parson, L. M. & McGregor, B. A. (1991). Depositional patterns of the Mississippi Fan surface: evidence from GLORIA II and high-resolution seismic profiles. In "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans." (P. Weimer & M. H. Link, Eds.), pp. 349-363. Springer-Verlag, New York.
- Unterseh, S. (1999). Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux., pp. 234. Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Lorraine.

- Vaillant, P. (1988). L'extrémité occidentale de la marge Nord Gascogne: Contexte stratigraphique, structural et cinématique. Implications géodynamiques., pp. 278. Thèse de doctorat. Université de Bretagne occidentale.
- Vanney, J. R. (1977). "Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine.", pp. 473. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris.
- Vautravers, M. (1997). Sédimentation et dissolution des carbonates biogéniques aux moyennes latitudes nord et Sud. Approches quantitatives et relations avec les paléocirculations océaniques des derniers 150 000 ans., pp. 293. Thèse de doctorat. Université de Bordeaux I.
- Viana, A. R. & Faugères, J. C. (1998). Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. In "Geological Processes on Continental Margins Sedimentation, Mass-wasting and Stability." (M. S. Stoker, D. Evans & A. Cramp, Eds.), pp. 287-316. Geological Society, Londres.
- Walker, R. G. (1967). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37, 25-43.
- Walker, R. G. (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 62, 932-966.
- Wall, D., Dale, B., Lohman, G. P. & Smith, W. K. (1977). The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and south Atlantic oceans and adjacent seas. *Marine micropal.*, 2, 121-200.
- Wallace, H. E., Thomson, J., Wilson, T. R. S., Weaver, P. P. E., Higgs, N. C. & Hydes, D. J. (1988). Active diagenetic formation of metal-rich layers in N. E. Atlantic sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1557-1569.
- Weber, O., Gonthier, E. & Faugères, J. C. (1991). Analyse granulométrique de sédiments fins marins: comparaison des résultats obtenus au sédiograph et au malvern. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 50, 107-114.
- Weimer, P. (1990). Sequence stratigraphy, facies geometries, and depositional history of the Mississippi fan, Gulf of Mexico. *A.A.P.G. Bull.*, 74, 425- 453.
- Weinelt, M., Sarnthein, M., Pflaumann, U., Schulz, H., Jung, S. & Erlenkeuser, H. (1996). Ice-free Nordic seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation. *Paleoclimates*, 1, 283-309.
- Wilson, T. R. S., Thomson, J., Hydes, D. J., Colley, S., Culkin, F. & Sorensen, J. (1986). Oxidation Fronts in Pelagic Sediments: Diagenetic Formation of Metal-Rich Layers. *Science*, 232, 972-975.
- Zaragosi, S., Auffret, G. A., Faugères, J. C., Garlan, T., Pujol, C. & Cortijo, E. (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, 169, 207-237.
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J. F., Auffret, G. A., Faugères, J. C., Pujol, C. & Garlan, T. (2001). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source ramp model. *Geo-marine Letters*, DOI 10.1007/s003670100061.

Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G. A., Turon, J. L. & Garlan, T. (soumis). Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters*.

The Celtic and Armorican deep-sea turbidite systems (Bay of Biscay): Physiography and evolution during the last 30 000 years

Abstract

Studies of acoustic data (3.5 kHz seismic and EM12 swath bathymetry data) and deep-sea cores (Kullenberg) give new insight on the Celtic and Armorican margin sedimentation during the last 30 000 years BP.

Our results show that the whole Celtic and Armorican turbidite systems corresponds to a mud/sand-rich multisource ramp. Indeed, the Celtic and Armorican deep-sea environments are fed by 8 main channels on the lower slope forming several small sized turbidite systems and contrast with the point-source submarine fan fed by a single feeder channel.

Sedimentary facies and sequences analysis document the evolution of the sedimentation in relation to environmental conditions on the Celtic continental shelf during the Marine Isotopic Stage 1 and 2. During the last sea-level lowstand (Marine Isotopic Stage 2), overbank deposits give evidence of the occurrence of relatively low-density turbidity currents that would have originated at the front of the English Channel Delta on the Celtic continental shelf.

During the last sea-level highstand (Holocene), despite the disappearance of rivers and deltaic edifices on the shelf, recent sandy layers indicate episodic high-density turbidity currents. These sandy holocene supplies seem derived from reworked outer shelf sand in relation to the high-energy (storms and spring tidal currents) conditions on the outer shelf and to the net sand transport from the near shore to the margin slope that prevail during high sea-level periods.

Keywords: Bay of Biscay; Celtic sea, turbidite, deep-sea fans; ramp, isotopic stage 2, Last Glacial Maximum, Heinrich event

Résumé

Ce travail, basé sur l'analyse et l'interprétation de données acoustiques (sismique 3.5 kHz et multifaisceaux EM12) et de prélèvements (carottes Kullenberg), propose une reconstruction du fonctionnement sédimentaire récent (derniers 30 000 ans) du domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaine.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des systèmes turbiditiques localisés au sein de la marge, comme un système multi-source de type "rampe". En effet, contrairement à la majorité des systèmes turbiditiques modernes, alimentés par une source ponctuelle, le domaine profond de la Marge Celtique-Armoricaine semble équitablement alimenté et abrite plusieurs systèmes turbiditiques de taille réduite, localisés au débouché de chaque canyon majeur.

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires a permis de mettre en évidence un fonctionnement sédimentaire lié aux conditions environnementales régnant au sein de la plateforme continentale Celtique. En bas niveau marin, la position du Delta de la Mer Celtique associé à de forts courants tidaux, semble représenter le facteur dominant contrôlant les apports sédimentaires vers le domaine profond. Cette configuration a entraîné, au cours du Stade isotopique 2, d'importants apports sédimentaires d'origine fluvio-deltaïque qui se sont traduits par des séquences turbiditiques argilo-silteuses déposées sur les levées.

En haut niveau marin, malgré la disparition de la totalité des réseaux hydrographiques, des apports sableux récents témoignent d'une alimentation épisodique du domaine profond. Ces apports, mis en évidence par des niveaux sableux centimétriques à métriques intercalés dans des argiles d'origine hémipélagique, témoignent d'écoulements turbiditiques de haute densité. Ce deuxième type de fonctionnement semble lié à la présence de corps sableux tidaux localisés sur la plateforme externe, ainsi qu'au transport sableux résiduel, orienté actuellement pour l'ensemble de la Mer Celtique vers le rebord de pente.

Mots clés: Golfe de Gascogne, Mer Celtique, turbidites, éventail, rampe, stade isotopique 2, Dernier Maximum Glaciaire, événements d' Heinrich

Spécialité: Géologie Marine

Département Géologie et Océanographie, UMR / CNRS EPOC 5805, Université
Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex
