Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques

Samuel Toucanne

▶ **To cite this version:**

Samuel Toucanne. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. Minéralogie. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2008. Français. NNT : . tel-00389403

HAL Id: tel-00389403

https://theses.hal.science/tel-00389403

Submitted on 28 May 2009

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 : 3699

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par M. TOUCANNE Samuel

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : Sédimentologie Marine et Paléoclimats

RECONSTRUCTION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES EN PROVENANCE DU SYSTEME GLACIAIRE DE MER D'IRLANDE ET DU PALEO-FLEUVE MANCHE AU COURS DES DERNIERS CYCLES CLIMATIQUES

Soutenue le :

Après avis de :

M. Serge BERNE, Professeur, Université de Perpignan — Rapporteur
M. Philip Leonard GIBBARD, Professeur, Université de Cambridge — Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux I — Président du jury
M. Jean Louis TURON, Directeur de Recherche CNRS, Université Bordeaux I — Examinateur
M^{me} Masa KAGEYAMA, Chercheur CNRS, LSCE — Examinateur
M. Michel CREMER, Chargé de Recherche, Université Bordeaux I — Directeur de thèse
M. Jean François BOURILLET, Ingénieur IFREMER, Brest — Tuteur
M. Sébastien ZARAGOSI, Maître de Conférences, Université de Bordeaux I — Tuteur

--- 2008 ----

"Je ne sais qu'une chose: c'est que je ne sais rien" (Socrate)

Cette page a beau se trouver au début du manuscrit de thèse, elle est pourtant la dernière à écrire…ouf, elle est la plus facile, la plus plaisante à rédiger sans aucun doute, la moins rigoureuse aussi sûrement. Pourtant, la tâche s'annonce des plus délicates : il me faut remercier ici toutes les personnes sans qui ce manuscrit ne serait pas (les tuteurs, les responsables de projet, les chefs en somme !), remercier celles sans qui je n'aurais pas trouvé la force ni la motivation, au bout de ces 3 années, à écrire ce manuscrit (les proches bien souvent, et les très proches bien entendu !), remercier aussi et surtout les personnes qui ont pu mâcher une partie de mon travail ou tout au moins m'aider à produire les données (les techniciens !)…en résumé, n'oublier personne ! Si cela arrivait, que celles-ci m'excusent car ce travail serait autre que ce qu'il est sans leurs aides respectives. Car on en a besoin d'aide !! Et c'est peu dire. Devant le bouillonnement d'un cerveau préoccupé par le Fleuve Manche et son histoire (comment peut-on en arriver là ?!), l'outil informatique et la technologie tout entière s'acharnent pour irrémédiablement ralentir et perturber votre travail ! Que de crises de nerfs face à un plantage en bonne et due forme de votre meilleur ami l'ordinateur !! Que de temps perdu à faire et refaire des choses déjà faites ! Néanmoins, je remercierais les sauveurs, ceux qui savent comment parler à un ordinateur (ça aussi c'est fou !), vous retrouvez des données que vous croyez perdues à jamais (dingue !), ou ceux encore ayant le courage de vous avouer qu'il n'y a plus à rien à espérer (courageux…) ! Car la thèse, c'est ça : des moments d'espoir, des moments de doute profond, de découragement même. Mais c'est aussi et surtout un moment de votre vie où le temps vous est donné pour réfléchir. Quel privilège !

Prendre le temps de réfléchir. A tout, à rien. Sur tout, sur rien. Réfléchir, se poser des questions sur le monde qui nous entoure, sur la Nature, son évolution. Voilà ce qu'ont été ces 3 dernières années. Beaucoup voient une telle démarche inutile, les maîtres mots du moment étant production, rentabilité, utilité. Faire des choses rentables et utiles, voilà ce qu'il faut faire aujourd'hui soi-disant ! Pour ma part, j'ai eu la possibilité de m'intéresser à l'histoire du Vieux Continent. Pour quoi faire ? Rien ! En tout cas du point de vue de ceux qui considèrent le monde comme une grande entreprise. Tout autre chose pour ceux qui sont sensibles à l'environnement dans lequel ils évoluent, veulent comprendre le pourquoi du comment, et dont les réponses aux questions (existentielles vous avez dit ?!) ne sont jamais satisfaisantes (vous en déduirez que je positionne ces deux camps comme antagonistes, j'assume !). Dès lors, en plus de remercier les gens qui m'ont aidé tout au long de cette thèse, je remercierai aussi les personnes qui m'ont permis d'arriver jusqu'à cette expérience si particulière et constructive, tant sur le plan professionnel que personnel. Car pour ceux qui se posent des questions sur tout, tout le temps et partout et qui, de fait, doutent jusqu'au plus profond d'eux-mêmes des décisions prises et du sens de leur existence, la thèse est un formidable moyen d'avancer sur soi tout en tirant profit de cette matière grise trop sollicitée. Mais passons aux remerciements car comme je l'ai laissé entendre dans les lignes précédentes, et comme l'illustre V.H. (!!) l'a si bien résumé, *je tiens à exprimer ici ma reconnaissance à ceux qui, par leur soutien, leurs conseils, aides et encouragements ont contribué, de près ou de loin, à la concrétisation de ce travail*.

Commençons par les tuteurs,

Merci à Sébastien Zaragosi de m'avoir proposé ce sujet de thèse et de m'avoir ensuite laissé une liberté quasi-totale durant ces 3 années passées à re-découvrir et poursuivre son travail de thèse. Ce climat de confiance a grandement facilité mon travail. Merci également d'avoir accepté ma lente transition Cadix - Gascogne (!), facilité mes recherches en m'évitant bien des fois la paprasserie administrative, permis des collaborations rapides à l'origine de certaines des analyses présentées ici ou encore soutenu pour les enseignements. Merci

également d'avoir été si disponible et d'entendre mes interrogations, tant scientifiques qu'existentielles ! Nos discussions à ce sujet, malgré nos avis parfois divergents, n'ont jamais entaché nos relations. Par contre ne me laisses plus jamais, je t'en supplie, de messages sur mon répondeur pendant mes vacances en me disant, alors qu'il est 16h30 un vendredi (c'est arrivé 2 fois…et sur des sujets que je savais sensible !): « salut Samuel, c'est Seb, rappelles-moi à la fac, c'est urgent ». C'est un coup à me donner un ulcère ça…surtout quand on écoute le message à 19h ! ☺

Merci à Michel Cremer d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse officiel après avoir supervisé mon Master 2. Beaucoup de discussions, de questionnements, de remise en questions, de doutes et…jamais de certitudes ! Tu m'as convaincu, entre autres, de calculer des flux sédimentaires…tu as du t'en mordre les doigts vu le nombre de fois où je t'ai embêté à ce sujet. Par contre je suis déçu de ne pas avoir convaincu ta femme, qui semble être tombé sur une ébauche d'un de mes articles chez toi, qu'il était important de réfléchir à l'histoire passée des calottes de glace !!! Merci Michel pour ta sincérité et l'intérêt porté à mes travaux !

Merci à Jean-François Bourillet de m'avoir permis d'embarquer dès 2003 sur la mission Sedicar, qui sans le savoir sera à l'origine de ma thèse (!), et de m'avoir fais confiance pour ce travail. Merci également pour la mise à disposition des nombreuses données Ifremer et des facilités logistiques et techniques lors de mes séjours au département des géosciences marines. Sur ce point, je suis ravi d'avoir participé à la calibration du fameux logiciel Cinéma. J'ai également beaucoup apprécié les discussions d'après thèse…franches et sincères. Dernier point : Jean-François étant souvent pris par le temps, nos discussions et travaux m'auront appris à être rigoureux et efficace ! Ou au moins à tendre à le devenir ! Merci à toi Jean-François pour tout ça !

Continuons avec les chercheurs qui ont accepté d'être président de mon jury de thèse, rapporteur ou examinateur de ce manuscrit. Merci à,

Thierry Mulder, qui a accepté de présider ma soutenance de thèse après avoir encadré mon travail de DEA quelques années plus tôt. Merci pour ses commentaires et son regard avisé sur mon travail, particulièrement concernant la quantification globale des apports et la décharge potentielle du Fleuve Manche.

Serge Berné, que j'ai rencontré lors de mon premier passage à Ifremer en 2001. Serge est un des premiers chercheurs que j'ai rencontré à Brest et, avec Yann Méar et Anne Murat, il est sans nul doute à l'origine de cette aventure. Je me suis longtemps demandé si Sébastien avait fait le bon choix en demandant à Serge d'examiner mon travail. Non pas que je remette en doute ses compétences à juger mes résultats, loin de moi cette idée !!! Mais tout simplement parce que Gwen, qui n'est autre que son ancien étudiant, avait mis la barre extrêmement haute avec son manuscrit de thèse ! Ses commentaires élogieux m'ont vite rassuré. J'ai particulièrement apprécié la discussion (car s'en était une !) lors de ma soutenance et je reste flatté par ses commentaires et ses encouragements. Merci Serge.

Philip Gibbard, Monsieur Quaternaire. Je me rappelle très bien de ma rencontre avec Phil' puisque celui-ci m'a interpellé à la fin d'une horrible présentation orale devant une assemblé de structuralistes de la Manche…Phil' ma interpellé avec passion en me disant que mon travail permettait quelque chose que je ne soupçonnais pas: corréler les stratigraphies marines et continentales, au moins pour l'Europe. Phil' est donc à l'origine de ma boulimie bibliographique concernant les glaciations passées, celles-ci, reconnues en Allemagne,

discutées au Pays-Bas, réfutées au Royaume-Uni ou soupçonnées en Pologne, répondant à des noms souvent barbares. Ces recherches furent passionnantes car la position des géologues sur la stratigraphie continentale de leur pays respectif amènent à des discussions enflammées dès lors qu'une corrélation avec un pays voisin, ou pire encore avec la stratigraphie marine, est envisagée !! Mes résultats feront bondir sûrement plus d'un de ces quaternaristes ! Merci Phil de m'avoir emmené dans cette voie. Merci également pour mon bref séjour à Cambridge (jouer au cricket sur des pelouses rases n'est pas un mythe !). Ce séjour dans le cœur historique de la science restera gravé à jamais dans ma mémoire. Merci enfin pour votre hospitalité, et pour votre aide inestimable concernant la correction de mes articles !

Jean-Louis Turon et Masa Kageyama, a qui j'ai (ou plutôt Seb !) infligé la lecture d'un manuscrit de sédimentologie ! C'est pour leur faciliter la lecture que j'y ai glissé quelques résultats concernant les paléoenvironnements ou la paléoclimatologie ! Merci à Jean-Louis pour sa bonne humeur et pour m'avoir laissé le privilège de charcuter certaines des carottes de cette étude. Merci à Masa pour ses commentaires avisés et au plaisir de collaborer ensemble à ce sujet pétillant qu'est la modélisation de l'impact (possible ?!) du Fleuve Manche sur la circulation océanique !

Je tiens ensuite à remercier les personnes ayant de près ou de loin suivi mon travail avec intérêt, à savoir (et dans le désordre !), Eliane Gonthier, Fredérique Eynaud (Merci Fred !), Bruno Malaizé, Maria Sanchez-Goni, Philippe Martinez, Xavier Crosta, Jacques Giraudeau, Christophe Fontanier (merci pour les analyses MEB !), Gilles Lericolais (ah…le Hurd-Deep !), Bernard Dennielou (toujours la boule au ventre avant de te montrer mes résultats !), Sidonie Révillon, Brigitte Van Vliet Lanöe (j'en ai appris des choses grâce à vous !), etc. Un grand merci à Josette Duprat bien sûr, qui m'aura accompagné dans mes débuts difficiles en biostratigraphie !! Un merci particulier aussi à Claude Augris, Ronan Apprioual et une fois encore Bernard Dennielou qui m'ont, les premiers, permis de mettre rapidement un pied dans le petit monde des géosciences marines !

Un merci particulier à Anne Murat et Yann Méar, qui ont su, au cours de mon passage à Intechmer, me passionner pour la géologie marine…m'éloignant à jamais de la biologie, science à laquelle je me prédestinais en arrivant à Cherbourg ! Un clin d'œil au passage à mes collègues et désormais amis de la promotion James Cook : Arnaud (et Maud !), Clint, Skandou, Mr François, Miky Wallace, Delphine, Djamous, Toto, Seb… Quel week-end dans le Pays de Rettt' mes amis !!!

Merci aux techniciens et ingénieurs de l'UMR EPOC et de l'Ifremer, à savoir Domi (Bordeaux sera-t-il champion cette saison ?!!!!), Gérard, Joël, Bernard, Georges, Olivier, Marie-Hélène et Linda (merci pour les piquages dans l'urgence !!!!), Stéphane, Patrice, Gilbert, René, Philippe et Mikaël. Sans eux, je n'aurais pas été bien loin dans mon travail de thèse…et je leur en suis très reconnaissant ! Merci !! Merci aussi à Pierrick, Aurélie, Charlotte et Antoine, qui auront facilité mon travail lors de leur stage de maîtrise ou de master ! Merci enfin à Cathy pour sa disponibilité et sa gentillesse !

Merci, EVIDEMMENT, à mes compagnons scientifiques bordelais et brestois, à savoir (dans le désordre !) : Julien (merci Ju et courage, ça se termine !!) ; Vincent Marieu (que dire de Vincent ?!...faudrait écrire un livre en y insérant ses réflexions sur les condors ou la chute des chats dans le vide! Un grand merci pour ton aide en maths !!!! Et rassures-toi, tu seras co-auteur !) ; Nico, Bruno, Sylvain et Raph' (les matheux qui se nourrissent de bières ou de surf - ou des deux-, c'est au choix !) ; Emilie, Aurélie, Aurélia et Caro (quel patate mesdames !) ;

Hanna, Jo, Pierre, Loïc et François (désolé de pas savoir su bosser en musique dans le bureau ! Mon cerveau d'homme ne peut pas faire plusieurs choses en même temps !) ; Filipa (merci, merci, merci pour ton aide inestimable en première année de thèse !), Christine, Will', Cons' (pas sûr que ça s'écrive comme ça !), Stéphanie, Tim, Cédric, Manue (merci pour vos encouragements depuis le DEA… !) et Matthieu (oui, j'ai toujours du gel dans les cheveux et c'est pas prêt de changer ! ☺). Passons aux bretons : Gwen (cette thèse de malade ! Intech'Force1) ; Vincent (les filles parlent de toi jusqu'à Bordeaux !) ; Guillaume (la Meeerrr Noirrrreeeee) ; Seb le sédimentologue-musicien-intello-philosophe (le Edouard Baer de la sédimento en somme ! Cette tâche d'huile dans le garage épongé avec 231 kilos de sable récolté en pleine nuit ! Superbe ! Respect !) et Franky le passionné tout sourire et tout bronzé (là aussi y'aurait un livre à écrire !) qui m'auront bien fait marrer lors de notre coloc' à Plougonvelin ; Julien (bientôt dans les îles ! ppfff), Virginie (merci à toi pour tout plein de trucs tout au long de cette thèse !!), Isa, Sandra, Laure, Marie, Esther, Delphine (à toi aussi merci, merci, merci !!! Intech'Force2), Laëti (Intech'Force3), Nelly Furtado (Intech'Force4), Estelle (Intech'Force5) etc. J'espère n'oublier personne…

Un Merci particulier à,

Vincent, le dandy, l'esthète, avec qui j'ai pris énormément de plaisir à partager ces 4 dernières années, tant en tant qu'élève (en DEA ! et oui !), qu'en tant que collègue et désormais amis. Merci Vincent et vivement les randos VTT dans les Monts d'Arrées !

Delphine, qui m'a supporté dans ce grand et chaud bureau tout au long de cette aventure ! Nos débats concernant les sciences, la nature humaine et l'ésotérisme (!) m'auront passionnés (et je te le redit : non, non et non, l'astrologie, ce n'est pas de la science !). Je te suis extrêmement reconnaissante de ton soutien et de ton écoute dans les moments difficiles de la thèse. J'espère avoir été à la hauteur moi aussi !

Elo, la première personne que j'ai rencontré à Bordeaux alors que je débarquais du Pays Basque, en short-claquettes, pour ma première inscription à l'université ! Avec Elo, ce fût une histoire parfois délicate, ponctuée de rires et de larmes, nos deux caractères n'étant pas toujours compatibles ! J'ai parfois été très maladroit et pire, pas toujours présent quand il le fallait. Il n'empêche, Cadix, le Lauzanier, la Grèce ou les aventures plus tristes de ces dernières années auront fait de nous des amis, et tu m'en vois ravi. L'aventure continue sur Brest désormais…les orages, au sens propre comme au sens figuré, y seront sans aucun doute moins fréquents !

Merci à mes compagnons Gogologues, les affolés du marteau et les passionnées de l'ammonite que j'ai rencontré à Nantes : Aurélien et Sabrina, Véro, Benj et Antoine, Mamilène et Seb, Alex, Carole, François… La péridotite, les saphirs, Mars & co nous permettent, pour la plupart, de manger désormais !

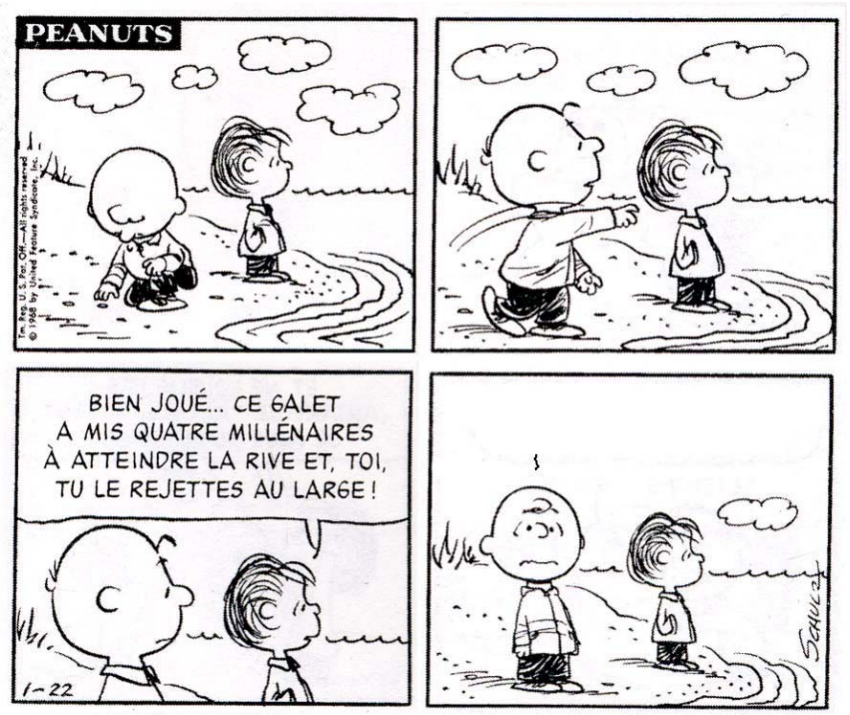
Merci à Seb et Amel' qui m'auront fait l'honneur d'assister à ma thèse ! J'ai été très touché ! On se voit bientôt pour une grande occasion…

Merci à mes néo-compagnons bordelais, pour beaucoup désormais sous d'autres cieux, Greg (dit 'Tic' et compagnon de 'Tac') parti faire de la manucure (dixit Arnaud !) à Rennes, JB et Camille notre couple préféré et bientôt marié, Virginie et Seb (votre mariage a Roissy fût un plaisir !) et Marie et Emilie qui éduquent à Paris et pour leur plus grand plaisir nos chères têtes blondes. Vivement une grillade-party, boudin noir – vin rouge à la Mamounia !!!

Merci à mes amis du Pays de Rettt', du « 4-4 », Clacla et Vivi (la R19 va bientôt lâcher, courage Vivi !), Toto et Céline (les Royco Minut'Soupe sur pattes, avec des fois un tout p'tit maillot de bain !), Memel et Emeline (et Léon à partir d'aujourd'hui !!), Guillaume et…(elle est facile!), Seb et…(re-facile!!), Porno et…(comique de répétiton!!!), Nico, Gab, Tanguy et Romuald « les Canassons », Anne et Christophe (tout schuss !) et aussi à mes compagnons de voyages vers la Grèce (3 semaines à la belle étoile et à chercher les dauphins et la moussaka!) ou l'Islande (ah les glaciers et le cercle arctique !), à savoir (Clac' et Vivi vous êtes cités au-dessus) Nanou (J'ai écrit tout ça avant 21h Nanou, rassures toi !) et Marie. Tous n'auront pas toujours compris à quoi je m'affairais pendant tout ce temps (Sam ? il étudie le stress des bigorneaux par 3000m de fond pendant la Préhistoire ! dixit Memel) mais l'essentiel est qu'il m'auront accompagné et bien fais marrer…la même histoire depuis mon baptême (Guigui !), la petite section (Clac'), le collège (Toto, Seb, les mecs à grosses lunettes -à l'époque- en fait), le lycée (Memel et Porno) ou les années fac (Nico, Céline, Emeline…)! A tous, désolé si je n'ai pas toujours été très présent, les bigorneaux m'ont pris du temps !

Un immense merci à ma famille dans son ensemble, et bien sûr à mes parents, ma sœur et ceux que je considère désormais comme mes frère et sœur. Vous m'avez laissé le choix de m'engager dans cette voie, et toujours soutenu… Je ne serais pas arrivé au bout de cette aventure sans vous !

Merci enfin à toi, Marine, tombée du ciel alsacien comme par magie au moment où j'entamais la partie la plus pénible de ce travail. Tu m'auras aidé et supporté sans jamais défaillir (n'en doutes pas !!!!), en acceptant que je passe plus de temps à rédiger cette thèse qu'à m'occuper de toi l'été dernier…en cela je me dis que notre aventure ne fait que commencer…..



C'est sympa d'avoir un pote géologue, non ?!

INTRODUCTION GENERALE 1

PARTIE I: GENERALITES 7

Chapitre I: Cadre Géologique et Physiographique de la Marge Nord Gascogne 9

A. Contexte tectonique du Golfe de Gascogne et du Système Manche : implications sur l'alimentation du bassin profond 11

B. Physiographie de la Marge Nord Gascogne 13

1. La plateforme continentale 13

2. La pente continentale 16

3. Le glacis et les systèmes turbiditiques profonds Celtique et Armoricain 19

Chapitre II: Transferts Sédimentaires 'Continent-Océan' sur Les Marges Glaciaires - Périglaciaires : Erosion, Transport, Dépôt. 23

A. Glaciers et calottes glaciaires 25

1. Définitions et Notions 25

2. Eaux de fonte et drainage en domaines proglaciaires 33

B. Les environnements périglaciaires : généralités et notions sur la dynamique fluviale 36

1. Les Environnements Périglaciaires 36

2. Dynamique Fluviale en domaine périglaciaire 37

C. La sédimentation sur les marges océaniques : cas des marges glaciaires - périglaciaires 43

1. Décantation des plumes turbides 43

2. Transport du sédiment en surface par radeaux de glace (rafting processes) : sources et dépôts associés 45

2.1. Les sources 45

2.1.1. Glaciers et Icebergs 45

2.1.2. La glace en environnement littoral 47

2.2. Les dépôts ice-raftés 49

3. Ecoulements Gravitaires et Environnements de Dépôts Associés 51

3.1. Les écoulements gravitaires 51

3.1.1. Les glissements en masse 51

3.1.2. Les écoulements laminaires (ou hyperconcentrés) 51

3.1.3. Les écoulements turbulents 51

3.2. Evolution des écoulements sur les marges glaciaires 53

4. Les systèmes turbiditiques 55

4.1. Les systèmes non chenalisés 55
4.2. Les systèmes chenalisés 56

Chapitre III: Cadre Spatio-Temporel : Le Climat de l'Europe au Pléistocène 61
A. Variabilité climatique et eustatique Pléistocène et Holocène 63
1. Les changements climatiques : origines et processus 64
1.1. Cycles orbitaux: cyclicité glaciaire-interglaciaire 66
1.1.1. Théorie astronomique des paléoclimats 66
1.1.2. Notions au sujet des glaciations Quaternaire 68
1.2. Variabilité climatique millénaire intra-glaciaire 69
1.2.1. Cycles de Dansgaard-Oeschger et Evènement de Heinrich 69
1.2.2. Origine de la variabilité climatique glaciaire 72
1.3. Variabilité climatique millénaire au cours des déglaciations 75
2. Variabilité eustatique ou 'glacio-eustatisme' 76
B. Calottes glaciaires et glaciers en Europe au cours des glaciations Pléistocènes 79
1. Le Complexe du Cromérien 79
2. La glaciation Elstérienne 80
3. La glaciation Saalienne 82
4. La glaciation Weichselienne 83
C. Le Paléofleuve Manche : Etat des connaissances et empreinte des glaciations 91

Chapitre IV: Matériels et Méthodes 95
A. Les données disponibles 97
1. Les données acoustiques 97
1.1. La bathymétrie 97
1.2. Caractérisation acoustique des séries sédimentaires 97
2. Les prélèvements sédimentaires 99
2.1. Les carottes de l'étude 99
2.2. Principe du carottage : le carottier Calypso 100
2.3. Correction des artefacts de carottage 101
2.3.1. Correction par corrélation carottes / données acoustiques 102
2.3.2. Correction par simulation de la cinématique du carottage : CINEMA 103
B. Protocole d'étude des données sédimentologiques 107
1. Méthodes stratigraphiques 107

1.1. Biostratigraphie 107
1.2. Analyses isotopiques, $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ 112
1.3. Teneur en carbonate et réflectance 113
1.4. Datations radiocarbones 114
1.5. Comptage des grains détritiques grossiers 117
2. Caractérisation sédimentologique et géochimique des sédiments 118
2.1. Mesures des paramètres physiques du sédiment 118
2.2. Radioscopie rX Scopix 118
2.3. Induration du sédiment et observation de lames minces 119
2.4. Mesure de la granularité des sédiments 119
2.5. Microscopie électronique à balayage 119
2.6. Caractérisation géochimique : Cortex XRF 119
3. Flux et bilans sédimentaires 120

PARTIE II: RECONSTRUCTION DES TRANSFERTS SEDIMENTAIRES EN PROVENANCE DU SYSTEME GLACIAIRE DE MER D'IRLANDE ET DU PALEO-FLEUVE MANCHE AU COURS DES DERNIERS CYCLES CLIMATIQUES 123

Chapitre V: Empreinte de la Dernière Déglaciation sur la Sédimentation Profonde du Golfe de Gascogne 125

A. Reconstruction qualitative et quantitative des apports terrigènes sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire. 127
1. Stratigraphie 127
2. Corrélations sismique-carottes et flux terrigènes 130
2.1. Corrélations sismique-carottes et apports sédimentaires 130
2.2. Les flux terrigènes 134
3. Les faciès sédimentaires remarquables : Processus de dépôt et implications paléoenvironnementales 137
3.1. Le faciès à IRD 138
3.2. Le faciès laminé 142
3.2.1. Description 142
3.2.2. Interprétation et processus de dépôt 143
B. Transferts sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours de la dernière période glaciaire 151
1. Présentation générale des complexes chenaux-levées des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain 151

2. Corrélations sismique-carotte : implications stratigraphiques 155

3. Etude haute-résolution de l'évolution des apports sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours des derniers 30 000 ans 158

3.1. Evolution quantitative (Note 1 : "*Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events*") 158

3.2. Evolution qualitative 183

C. Estimation du débit solide du Fleuve Manche au cours de la dernière déglaciation. 187

1. Estimation des apports sédimentaires du Fleuve Manche à partir des données sédimentaires et acoustiques 189

1.1. Estimation de la masse hémipélagique 189

1.2. Estimation de la masse turbiditique 191

1.3. Estimation du débit solide moyen du Fleuve Manche 194

1.4. Estimation de l'évolution du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka 195

2. Modélisation des apports sédimentaires du Fleuve Manche 196

3. Comparaison des résultats et implications paléogéographiques 198

D. Origine de la variabilité des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cours de la dernière période glaciaire 204

1. Les conditions glaciaires des MIS 3 et MIS 2 / ~40 – 20 ka 204

2. L'épisode de déglaciation / 20-14 ka 205

2.1. L'intervalle 20-17 ka 205

2.2. L'intervalle 17-14 ka 207

Chapitre VI: Oscillations Glaciaires et Evolution du Réseau de Drainage Européen au cours du Pléistocène 211

A. Reconstruction de l'activité du 'Fleuve Manche' au cours des quatre dernières périodes glaciaires: implication sur les oscillations glaciaires et la configuration du réseau fluviatile en Europe 213

1. Principaux résultats de l'article 213

2. Note 2: "*Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2*" 217

B. Chronologie des oscillations glaciaires et évolution du réseau de drainage européen au cours des derniers 1,2 millions d'années par la reconstruction des apports terrigènes sur le site MD01-2448 265

1. Principaux résultats de l'article 265

2. Note 3: "*A 1.2 My record of glaciation and fluvial discharges from the West European Atlantic margin*" 271

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 285

A. Rappels des objectifs de l'étude 287

B. Principaux résultats 287

C. Perspectives 290

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 293

Liste des figures

Figure I-1. Physiographie du Golfe de Gascogne (modifiée d'après Bourillet et al., 2006). ... 10

Figure I-2. Mouvement de l'Europe (EU – considérée fixe dans la reconstruction) et de l'Ibérie (IB) et évolution tectonique du Golfe de Gascogne : (A) entre le Jurassique (156 Ma) et l'Aptien (118 Ma), (B) entre l'Aptien et le Crétacé Supérieur (80 Ma) et (C) et entre le Crétacé Supérieur et l'actuel. Les flèches blanches et noires représentent respectivement les structures extensives et compressives (modifiée d'après Montadert et al., 1979). ... 11

Figure I-3. Interprétation morphotectonique de la Manche montrant la relation entre les sous-ensembles de l'actuel système Manche et les failles préexistantes (modifiée d'après Lagarde et al., 2003). ... 13

Figure I-4. Profondeur isochrone de la base de la formation de la Petite Sole et de ses paléovallées (Kervevan, 2007). La base de cette formation, érosive, affecte les formations Néogènes sous-jacentes, à savoir les formations de Jones et de Cockburn (Miocène - Pliocène) et localement le socle Crétacé. La profondeur de la base de cette formation est comprise entre 75 mstd (rouge) et 300 mstd (bleu). Le prolongement des incisions vers l'Ouest (gris) représente l'extension des paléovallées définies par Bourillet et al. (2003) et visibles dans les Figure I-1 et Figure I-8. ... 14

Figure I-5. Réseaux hydrographiques de bas-niveaux marin (ou paléovallées, en vert)) mis en place au cours du Pléistocène dans la partie orientale de la Manche (carte modifié d'après Antoine et al. (2003) ; réseaux des paléovallées d'après Larsonneur (1982)). ... 15

Figure I-6. Details de la géomorphologie des paléovallées immergées de la Manche, et plus précisément de celle située au sud-est de l'île de Wight (Northern Palaeovalley, cf. Figure I-5). La carte (b) représente le détail de la terrasse (bedrock bench) et des îlots allongés (M1 et M2) visibles au centre de la paléovallée. L'incision de la paléovallée par rapport aux terrasses environnantes est de l'ordre de 20 à 40 mètres. Cette morphologie est interprétée comme l'héritage de l'ouverture du Pas-de-Calais et de la vidange associé d'un lac proglaciaire au cours du Pléistocène (modifiée d'après Gupta et al., 2007). ... 15

Figure I-7. Réseau hydrographique de bas niveau marin du Sud Bretagne, face à la Vilaine (Menier et al., 2006). ... 16

Figure I-8. Carte géomorphologique des Entrées de la Manche depuis le plateau continental et les Bancs Celtiques jusqu'au glacis et aux systèmes turbiditiques profonds (modifiée d'après Bourillet et al., 2003). ... 18

Figure II-1. Schéma conceptuel d'une calotte de glace et des entrées / sorties de masse et d'énergie (Brodzikowski and Van Loon, 1991). ... 26

Figure II-2. Ecoulement viscoplastique de la glace sous forme de lobes et depuis les vallées adjacentes dans une plaine de l'Axel Heidberg Island (Nord Canada - www.swisseduc.ch). ... 27

Figure II-3. (Gauche) Profils verticaux de vitesse relative à travers un glacier à base chaude (warm-based ice) évoluant (a) sur un socle rocheux, et (b) sur du sédiment (modifiée d'après Hambrey et Glasser (2005)). (Droite) Le sédiment sombre, laminé et gelé, positionné entre le sédiment grossier de couleur clair (till) et la glace matérialise l'avancée du glacier (www.swisseduc.ch). 28

Figure II-4. Vitesse moyenne actuelle d'écoulement de la glace en Antarctique. La glace s'écoule depuis le centre de l'Antarctique (zones bleues, vitesses faibles) vers les marges (zones jaunes / vertes, vitesses élevées). Les zones jaunes / vertes correspondent à la positon des fleuves de glace. 29

Figure II-5. Localisation des principaux fleuves de glaces (flèches noires) dans l'Hémisphère Nord lors des glaciations Pléistocènes (modifiée d'après Stokes et Clark (2001)). Leur vitesse d'écoulement maximal est estimée entre 4 et 37 km an^{-1} (Dowdeswell et al., 1995)..... 30

Figure II-6. Configuration conceptuelle des fleuves de glace en domaine continental (terrestrial ice stream, cas a et b) et marin (marine-based ice stream, cas c et d) (modifié d'après Stokes et Clark (2001). 31

Figure II-7. Schéma conceptuel d'une marge glaciaire et ses formations sédimentaires associées (source : http://www.ggl.ulaval.ca/). 32

Figure II-8. Drainage des eaux de fonte au front du Child's Glacier (Alaska - http://www.swisseduc.ch) 34

Figure II-9. Reconstruction du pré-glaciaire Bell River System (Canada) et de la modification du réseau de drainage à l'origine du réseau hydrographique actuel du McKenzie (Duk-Rodkin and Hughes, 1994). 34

Figure II-10. Rivière en tresses typique des environnements périglaciaires (Copper River – Alaska – crédit photo : B. Van Vliet-Lanoe). 37

Figure II-11. Evolution du réseau hydrographique (au centre) dans la vallée de la Vecht (Pays-Bas) au cours de la dernière transition glaciaire / interglaciaire (d'après Vandenberghe et Woo (2002)). 38

Figure II-12. Schéma conceptuel de l'adaptation des rivières (aggradation ou dégradation / incision) en fonction du rapport de force entre la capacité de transport (stream power) et les apports sédimentaires (sediment supply). L'aggradation du chenal intervient lorsque les apports sédimentaires sont supérieurs à la capacité de transport de la rivière (Blum and Törnqvist, 2000). 39

Figure II-13. Evolution annuelle du débit liquide de la Lillooet River à Pemberton (Canada) au cours des années 1948, 1955 et 2006. Noter l'augmentation brutale du débit au cours du mois de mai (Données acquises sur http://www.wsc.ec.gc.ca/hydat/H2O). 40

Figure II-14. Embâcle de la Loire à Nantes en février 1985 (crédit photo : B. Van Vliet-Lanoe)..... 41

Figure II-15. Schéma conceptuel des modalités de transfert sédimentaire en fonction de la qualité du contact entre un glacier et l'océan (modifié d'après Benn et Evans (1998)).. 42

Figure II-16. Plume turbide au front du glacier Kronebreen (Spitzberg - modifiée d'après O'Cofaigh et Dowdeswell, 2001)..... 44

Figure II-17. Particules détritiques de taille centimétrique (2 à 5 cm) incorporées dans la glace. Les structures allongées matérialisent la déformation importante de la glace à la base du glacier (http://www3.hi.is). 46

Figure II-18. Slush-ice en formation sur une rivière Canadienne. Ces formations arrondies, parfois appelées pancake ice, mesurent jusqu'à plus d'un mètre de diamètre et finissent par recouvrir la totalité de la surface. 47

Figure II-19. Glace ancrée (anchor-ice) de fond de rivière et chargée de particules sédimentaires (modifiée d'après Cook et al.(2007)). 48

Figure II-20. Modèle de dépôt des IRD par fonte des icebergs. La fonte de ces derniers les déstabilise, provoquant à terme leur retournement (rollover). Ce processus permet aux sédiments incorporés à la glace de manière passive d'être relargués à la mer (Vorren et al., 1983)..... 49

Figure II-21. Description des séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugan (2000)). 53

Figure II-22. Représentation schématique du processus de renverse de densité (lofted column) d'un écoulement gravitaire (underflow) sur les marges glaciaires (d'après Hesse et Khodabakhsh (2006)). 54

Figure II-23. Schéma conceptuel du dépôt d'IRD dans un niveau turbiditique mis en place par un processus de débordement classique (cas 1, Zaragosi et al. (2006) et dans un dépôt turbiditique associé à un processus de lofting (cas 2, Hesse et al. (2004)). La durée de mise en place de la partie supérieure de la turbidite, plus important dans le cas 2 que dans le cas 1, permet l'incorporation d'IRD au sein de la séquence turbiditique. 54

Figure II-24. Schéma conceptuel de l'architecture des marges continentales influencées par la présence d'une calotte glaciaire (modifiée d'après Dowdeswell et al. (2002)). Les forts apports sédimentaires au débouché des fleuves de glace sont à l'origine d'édifices sédimentaires composés d'une accumulation de debris-flow ou « through-mouth fan ». 55

Figure II-25. Schéma conceptuel d'un système chenal-lobe et dépôts associés (modifiée d'après Galloway (1998))..... 56

Figure II-26. 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 et 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. 58

Figure III-1. Localisation des calottes de glace sur l'Hémisphère Nord au cours des glaciations Pléistocènes. C : Cordilleran Ice Sheet, L : Laurentide, I : Innutian, G : Greenland, B : British, S : Scandinavian, Ba : Barents, K : Kara (modifié d'après Clark et al., 2002)... 63

Figure III-2. Variations climatiques majeures de la seconde moitié du Quaternaire (terminologie selon Gibbard et Cohen, (2008)) et comparaison des principaux enregistrements, à savoir (A) la courbe isotopique de référence (LR-04) issue du rapport isotopique de l'oxygène dans les foraminifères benthiques de 57 carottes marines réparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005) et (B) l'enregistrement isotopique du Deutérium (δD - ‰) de la carotte de glace EDC prélevée en Antarctique (EPICA, 2004). Ces variations climatiques, parfaitement en phase dans les deux enregistrements, sont le reflet des (C) variations quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre, à l'origine des variations significatives d'insolation (Watt/m²) à la surface du globe (modifiée d'après Berger (1978) et Laskar et al. (2004)). 64

Figure III-3. Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. Evolution de l'excentricité, de la précession climatique et de l'obliquité (d'après Berger, 1988 / dessin : Cyril Langlois, http://planet-terre.enslyon.fr/). 67

Figure III-4. Corrélation de la variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire dans les carottes de glace Antarctique (EDML, EDC et Byrd) et Groenlandaise (NGRIP) (EPICA, 2006). Les interstades (chauds) de Dansgaard-Oeschger (D/O) sont numérotés de 1 à 12 sur la courbe isotopique de NGRIP. Les stades (froids) s'intercalent entre les interstades. Les évènements de Heinrich (H1 à H5) précèdent les interstades les plus marqués. Les bandes jaunes soulignent la simultanéité des stades D/O au Groenland avec des réchauffements significatifs en Antarctique. 70

Figure III-5. Schéma de la circulation thermohaline globale (Rahmstorf, 2002). Les lignes rouges représentent les masses d'eaux de surface circulant vers les hautes latitudes en redistribuant l'énergie calorifique accumulée aux basses latitudes ; les ronds jaunes correspondent aux centres de formation d'eaux profondes. Deux des principaux centres de formation d'eaux profondes se situent dans l'Atlantique Nord. A cet endroit, les eaux de surface en provenance du Gulf Stream et de la Dérive Nord Atlantique plongent pour former les eaux profondes Nord Atlantique (North Atlantic Deep Water ou NADW). .. 71

Figure III-6. Variations du niveau de la mer au cours des derniers 550 000 ans (modifiée d'après Jouet, 2007). Les cycles de 100 000 ans (1er ordre), matérialisés par des variations de l'ordre de 100 mètres, prédominent mais des cycles de 40 000 et 20 000 ans se surimposent clairement à ce cycle de premier ordre, avec des variations métriques à décamétriques. 76

Figure III-7. Chronologie du Quaternaire et proposition de corrélation des principales subdivisions de la stratigraphie continentale avec la chronologie isotopique marine (modifiée d'après Gibbard and Cohen, 2008). 78

Figure III-8. Extension maximale des calottes Laurentide et Européenne (surfaces noires) sur l'Hémisphère Nord au cours de la glaciation Elstérienne (Ehlers and Gibbard, 2007). .. 81

Figure III-9. Propositions de corrélation de la stratigraphie continentale européenne avec la stratigraphie isotopique marine (Busschers et al., 2008). 81

Figure III-10. Reconstruction paléogéographique de l'Europe lors de la glaciation Saalienne (modifié d'après Gibbard, 1988; Ehlers et al., 2004). La limite rouge représente l'extension maximale de la calotte de glace lors de la glaciation du Drenthe et la limite bleue représente la limite de l'avancée glaciaire lors de l'épisode du Warthe. L'extension des calottes Britannique et Fennoscandienne au Dernier Maximum Glaciaire (surfaces blanches) est présentée à titre de comparaison..... 82

Figure III-11. Différentes interprétations de l'occupation de la glace dans le bassin de Mer du Nord au cours de la glaciation Weichselienne : (a) Valentin (1957); (b) Jansen (1976); (c) Long et al. (1988) ; (d) Ehlers et Wingfield (1991) (modifiéed'après Benn et Evans (1998)). 84

Figure III-12. Reconstruction de l'union des calottes de glace (gris) britanniques (BIS) et fennoscandienne (FIS) en Mer du Nord entre 30 et 25 ka (modifiée d'après Bradwell et al., 2008). Les accumulations sédimentaires importantes (through-mouth fan – zone rayés obliques) sur la marge environnante matérialisent le débouché des 'fleuves de glace' (cf. les lignes d'écoulements de la glace). 85

Figure III-13. Fonctionnement de la calotte Fennoscandienne au cours de la glaciation Weichselienne (les lignes pointillées épaisses matérialisent la croissance de la calotte, depuis A1 –nucleus- à A4 –extension maximum-) à partir de l'étude des générations de linéations (lignes pointillées fines) d'âges supérieurs à l'extension maximale de la calotte. L'absence de linéations dans les zones I et II indiquent des températures froides (basal-freezing / production d'eau de fonte nulle) à la base du glacier tout au long de la période glaciaire. La même observation dans la zone 5 indique que la température à la base de la calotte était continuellement au dessus du point de fusion (basal-melting / production d'eau de fonte importante). Les linéations observées dans les zones III et IV indiquent l'alternance de ces conditions à la base du glacier, en fonction de son extension (Boulton et al., 2001). La zone V alimente l'urstromtal et les réseaux fluviatiles des plaines d'Europe Centrale. 86

Figure III-14. Reconstruction de l'extension maximale du glacier de Mer d'Irlande en Mer Celtique vers 23 ka. Les flèches matérialisent la direction et le sens d'écoulement de la glace (modifiée d'après O'Cofaigh et Evans, 2007). 87

Figure III-15. Reconstruction géographique des calottes de glace européennes au Dernier Maximum Glaciaire (ca. 25-20 ka) selon Elhers et Gibbard, 2004..... 88

Figure III-16. Recul de la calotte Fennoscandienne au cours de la dernière déglaciation (temps intermédiaires arbitraires, t1 à t4) selon un transect Sud-Nord entre la Pologne et la Norvège (modifiée d'après Boulton et al., 1985). Le recul est beaucoup plus rapide dans la partie sud de la calotte du fait de sa position latitudinale, de son élévation et de ses caractéristiques physiques (warm-based ice). 89

Figure III-17. Reconstruction paléogéographique du cours du Rhin et de la Meuse (jaune), au niveau des Pays-Bas, lors du MIS 6 (a) et du MIS 2 (b). Le cadre au sein de la figure (a) fait référence à la figure (b) (modifiée d'après Busschers et al. (2007; 2008)). 92

Figure IV-1. Localisation des données de sondeur de sédiments de type 3,5 kHz utilisées dans cette étude (lignes bleues : mission ZEE-GASCOGNE 1, rouges : ZEE-GASCOGNE 2, jaunes : SEDIFAN 1, vertes : SEDICAR, noires : ALIENOR). 98

Figure IV-2. Localisation des carottes de l'étude. Les sites rouges correspondent aux sites hémipélagiques. Les sites noirs correspondent aux sites turbiditiques. 99

Figure IV-3. Géométrie du carottier gravitaire à piston de type Calypso (Bourillet et al., 2001)..... 100

Figure IV-4. Interprétation d'une simulation de carottage du logiciel CINEMA basée sur les paramètres utilisés sur le site MD03-2696. La correction des artéfacts, basée sur les résultats de cette simulation, permet de passer de la colonne orange à la colonne jaune. 104

Figure IV-5. Confrontation des données de la carotte MD03-2696 avec le profil 3,5 kHz acquis sur zone, (A) avant correction des artéfacts et (B) après correction via CINEMA. 105

Figure IV-6. Comparaison de la profondeur des niveaux de forte impédance reconnus dans les carottes MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 (profondeurs brutes : symboles blancs ; profondeurs corrigées via CINEMA : symboles noirs) avec la profondeur de ces mêmes niveaux (réflecteurs) sur les profils acoustiques. L'excellente corrélation entre la profondeur réelle des horizons acoustiques (ligne 1 :1) et la profondeur corrigée des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes démontre la pertinence des simulations du logiciel CINEMA. La ligne curviligne tiretée et la ligne rectiligne tiretée matérialisent respectivement la zone déformée en réponse au rebond élastique (sommet des carottes) et la zone non déformée. La limite entre ces deux zones est équivalente sur ces 3 carottes puisqu'elles ont été prélevées à des profondeurs équivalentes, de l'ordre de 4000 mètres, et avec des réglages semblables. Il est important de préciser que la longueur de la zone déformée serait deux fois moins importante pour une profondeur de prélèvement de 2000 mètres..... 106

Figure IV-7. Schéma récapitulatif des outils et méthodes utilisées pour reconstruire les processus de dépôt et quantifier les transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne. 107

Figure IV-8. Carte de répartition actuelle des abondances du foraminifère planctonique Neogloboquadrina pachyderma (s) dans les sédiments de surface de l'Atlantique Nord. Les points rouges représentent la localisation des échantillonnages (Eynaud et al., soumis). 108

Figure IV-9. Cadre chronostratigraphique et corrélations des carottes MD04-2845 (A) et MD95-2002 (B) pour la dernière période glaciaire établis à partir de l'abondance du foraminifère planctonique polaire Neogloboquadrina pachyderma (s). L'évolution temporelle de cette abondance (C) est parfaitement corrélée à la variabilité climatique enregistrée au Groenland (D - NGRIP - Masson-Delmotte et al., 2005). Les évènements de Heinrich (HE) sont reconnus dans le Golfe de Gascogne par l'association [Neogloboquadrina pachyderma (s) + IRD (courbes rouges)]. Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) correspond à l'intervalle compris entre HE2 et HE1. Les chiffres rouges, en italiques, localisent les interstades de Dansgaard-Oeschger, corrélés à une absence de l'espèce Neogloboquadrina pachyderma (s) dans les carottes du Golfe. 110

Figure IV-10. Lame mince et radiographie rX d'une séquence turbiditique fine typique des levées de la marge nord Gascogne (carotte MD04-2837 - levée Shamrock) et différenciation granulométrique des termes Tc, Tet (turbiditique) et Teh (hémipélagique). Les cercles blancs localisent les échantillons. Seul le terme supérieur Teh est adapté pour un échantillonnage en vue d'une étude biostratigraphique, ce dernier étant le seul à contenir des foraminifères planctoniques autochtones dans la fraction > 150 µm. 111

Figure IV-11. Cadre chronostratigraphique de la carotte MD01-2448 établi par corrélations des isotopes de l'oxygène 18 des foraminifères benthiques ($\delta^{18}O$, ‰), de la réflectance (L*) et de la teneur en carbonates ($CaCO_3$, %) avec la compilation isotopique LR-04 établie par Lisiecki et Raymo (2005). Les nombres impairs indiquent les périodes interglaciaires (teneur en carbonates et réflectance élevées et valeurs du $\delta^{18}O$ faibles).113

Figure V-1. Localisation des carottes prélevées dans les environnements hémipélagiques du Golfe de Gascogne. Les surfaces et les flèches blanches localisent respectivement les calottes de glace et les fleuves majeurs au cours de la dernière période glaciaire. 127

Figure V-2. Cadre chronostratigraphique, limité aux derniers 60 000 ans, des carottes prélevées sur les haut fonds du Golfe de Gascogne et déterminé à partir des abondances du foraminifère planctonique polaire N. pachyderma (s) (courbes noires) et des concentrations en IRD (courbes rouges). Les triangles noirs indiquent la position des datations radiocarbones. Les numéros font références aux niveaux de Heinrich 0 (i.e., Younger Dryas) à 6. Les dates et les limites des stades isotopiques (MIS) mentionnées à l'extrémité droite de la figure font référence à celles utilisées pour le calcul des flux terrigènes (Figure 10). 128

Figure V-3. Caractérisation acoustique des accumulations sédimentaires sur la Terrasse Mériadzek (données CHIRP du N/O Pourquoi Pas ? - site MD95-2002, 2174 m) et la Ride du Blavet (3,5kHz du N/O Marion Dufresne - site- MD03-2696, 4422 m). Les isobathes sur les cartouches de gauche sont espacées de 50 mètres et les traits noirs épais localisent les profils acoustiques. 130

Figure V-4. Corrélation des niveaux de fortes impédances des carottes MD03-2696 (gauche) et MD95-2002 (droite) avec les données acoustiques in situ. Les niveaux de Heinrich (HL) s'impriment comme les principaux horizons acoustiques, permettant ainsi la corrélation des données 3,5 kHz du N/O Marion Dufresne et CHIRP du N/O Pourquoi Pas ?..... 131

Figure V-5. Comparaison de la profondeur des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 (symboles blancs : profondeurs brutes ; symboles noires : profondeurs corrigées via CINEMA) avec la profondeur de ces mêmes niveaux (réflecteurs) sur les profils acoustiques. L'excellente corrélation entre la profondeur des réflecteurs acoustiques et la profondeur corrigée des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes, proche de la ligne 1:1, démontre la pertinence des simulations du logiciel CINEMA. La ligne curviligne tiretée et la ligne rectiligne tiretée matérialisent respectivement la zone déformée en réponse au rebond élastique (jusqu'à environ 13 m) et la zone non déformée (de 13 à 30 m) mais décalée de 5 m environ dans les carottes. La limite entre ces deux zones est équivalente sur ces 3 carottes puisqu'elles ont été prélevées à des profondeurs équivalentes, de l'ordre de 4000 mètres, et avec des réglages semblables..... 132

Figure V-6. Compilation de la profondeur des niveaux de Heinrich 1 (HL1, ligne bleue), HL2 (ligne noir) et HL6 (ligne rouge), en fonction de la distance au rebord de pente, au nord (ligne continu) et au centre (ligne discontinu) du Golfe de Gascogne. 133

Figure V-7. Compilation des flux terrigènes par période de temps et par site en fonction de la distance à la paléo-embouchure du 'Fleuve Manche' (48°50'N / 6°50'W – cf. Figure I-4)..... 135

Figure V-8. Caractérisation rX du faciès à IRD déposé lors des évènements de Heinrich (HE) 4, 2 et 1 dans le Golfe de Gascogne. La couleur noire des niveaux riches en IRD indique une densité importante du sédiment. 137

Figure V-9. Observation au MEB de pyrite (FeS) diagénétique framboïdale dans du sédiment déposé sur le Dôme Gascogne lors de l'évènement de Heinrich 1 (a). La cartographie des composants élémentaires du sédiment confirme la composition (Fe+S, rose) des framboïdes (b). Elle révèle également la présence des carbonates (Ca, violet) authigéniques. 138

Figure V-10. Détails des érosions (fractures conchoïdales) observées sur les particules détritiques du faciès à IRD de la carotte MD03-2692, présenté dans la Figure V-11, et daté entre 17 et 16 ka (HE 1b)..... 139

Figure V-11. Analyse au Microscope Electronique à Balayage (MEB) des particules détritiques décrites au sein du faciès à IRD (gauche, 17-16 ka) et du faciès laminé (droite, 18,3-17 ka) dans la carotte MD03-2692. Les encadrés a, b, c et d font référence à la Figure V-10. Toutes ces particules sont des grains de quartz. 141

Figure V-12. Observation multi-échelle de la séquence de dépôt typique du faciès laminé. 142

Figure V-13. Extension géographique du faciès laminé (sites verts) reconnu dans les environnements hémipélagiques de la marge nord-ouest européenne entre 18,3 et 17 ka. 143

Figure V-14. Modèle de mise en place successive du faciès laminé puis du faciès à IRD au cours de l'évènement de Heinrich 1. Les flèches dans la partie 'Fleuve Manche' matérialisent le sens d'écoulement du Fleuve et seul les caractéristiques du trait renseignent la puissance du débit (trait tireté lâche : débit très faible à nul ; trait plein : débit très fort). Les cercles de couleur indiquent la position schématique des carottes étudiées. En accord avec la Figure V-13, les cercles verts indiquent les sites d'études où se déposent les lamines ice-raftées. 146

Figure V-15. Position du faciès laminé (bande rouge – 18,3-17 ka) dans la carotte MD95-2002, comparé à (A) la concentration en BIT-index (Ménot et al., 2006) et l'abondance de Pediastrum sp., et (B) la concentration en IRD et l'abondance en N. pachyderma (s) (Eynaud, 1999; Zaragosi et al., 2001b). Les bandes grises matérialisent la position du faciès à IRD. 147

Figure V-16. Varves à IRD prélevée dans la rivière aux vaches (Canada - Québec) à proximité de l'estuaire du Saint-Laurent. Les niveaux riches en particules ice-raftées se déposent au printemps, lors de la fonte de la glace de fleuve (photo : B. Van Vliet-Lanoe). Ce faciès montre de très fortes similitudes avec le faciès laminé décrit sur la Marge Nord Gascogne et présenté en Figure V-12. 148

Figure V-17. Compilation des données bathymétriques (Données : Ifremer et Petroleum Affairs Division), et physiographie de la Marge Nord Gascogne et de ses principaux systèmes chenaux-levées. La bathymétrie (couleur) est superposée sur une carte des pentes (zone sombre= forte pente). Les points rouges (depuis l'ouest vers l'est : MD04-2836, MD04-2837, MD03-2690, MD03-2688, MD03-2695) et blancs (MD95-2002, MD03-2696) localisent les carottes prélevées respectivement sur des sites turbiditiques et hémipélagiques. 150

Figure V-18. Caractérisation acoustique et physiographie des principales levées turbiditiques de la Marge Celtique – Armoricaine. Les carottes sont localisées en rouge sur les profils acoustiques. La longueur des prélèvements tient compte des corrections des artéfacts de carottage. 152

Figure V-19. Radiographies rX de la carotte MD03-2695. Les niveaux sombres représentent les dépôts silto-sableux d'origine turbiditique. 154

Figure V-20. Interprétation stratigraphique des données 3,5 kHz des levées de Crozon (haut) et Guilcher (bas) à partir des corrélations avec les carottes MD03-2688 et MD03-2690. La colonne sédimentaire est corrigée des artéfacts de carottage par le biais du logiciel CINEMA. Les résultats apparaissent cohérents avec les corrélations faites sur les sites hémipélagiques. La biostratigraphie est discutée dans la note 1. 155

Figure V-21. Corrélation site à site, et entre les sites turbiditiques et hémipélagiques, des réflecteurs acoustiques interprétés comme l'empreinte des évènements de Heinrich. . 156

Figure V-22. Evolution des taux de sédimentation entre 60 ka et l'actuel sur la levée de Crozon (site MD03-2688, traits rouges) comparés à ceux sur la Terrasse Mériadzek (site MD95-2002, traits verts). Les points de contrôles correspondent aux évènements de Heinrich (HE) 1 à 6 reconnus à partir des données acoustiques (3,5 kHz) et / ou sédimentaires (carotte). La date de chacun des évènements correspond à celles proposées par Hemming (2004). 157

Figure V-23. Evolution de la fréquence des évènements turbiditiques dans le système chenal-levée de Guilcher à travers l'étude de la carotte MD03-2690 (modifié d'après Toucanne et al., 2008). Les courbes rouges correspondent aux reconstructions du niveau d'après Fairbanks (1989 - courbe discontinue) et Waelbroeck et al. (2002 - courbe continue). La courbe bleue correspond à la vitesse de remontée du niveau marin ($mm.an^{-1}$). 159

Figure V-24. Evolution des lithofaciès (L1 à L6, d'après Toucanne et al., 2008) et de la granularité (D50) de la base des turbidites sur les sites MD03-2690 (levée Guilcher), MD03-2688 (Crozon) et MD03-2695 (Audierne). Les profondeurs pour chacune des carottes sont non-corrigées. La flèche rouge matérialise l'évolution générale de la granularité de la base des turbidites sur la période. Les cadres rouges indiquent la période où les turbidites atteignent la granularité la plus fine (18,3-17 ka). Cette période est concomitante de la fréquence maximale de dépôt des turbidites dans le système turbiditique Armoricain (ligne rouge – MD03-2688). Evolution du niveau marin d'après Fairbanks et al. (1989 - ligne pleine) et Siddall et al. (2003 - lignes tiretées). 185

Figure V-25. Evolution des propriétés des courants de turbidité et des sources sédimentaires au cours de la transition MIS 2 – MIS 1 dans le système turbiditique Armoricain. TR : Temps de Récurrence des écoulements gravitaires. 186

Figure V-26. Flux terrigènes moyens entre 24 et 16 ka sur chacun des sites hémipélagiques étudiés, disposés en fonction de la distance à l'embouchure du Fleuve Manche. La fonction exponentielle f(D) matérialise la décroissance des flux pour ce cas précis. Les termes mathématiques utilisés sont décrits dans la Figure V-27. 187

Figure V-27. Définition de la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche et des symboles utilisés dans les calculs. La zone étudiée (en gris sombre sur la carte), représentée schématiquement dans un quart de cercle, couvre une surface de 212 000 km². Les points rouges sur la carte du Golfe représentent la position des carottes hémipélagiques utiles à l'étude. 189

Figure V-28. Distribution spatiale et principaux dépôcentres de l'unité de déglaciation (24-16 ka) sur les levées turbiditiques de la Marge Armoricaine 190

Figure V-29. Evolution globale des taux de sédimentation dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche. Les taux de sédimentation ont été calculés individuellement pour chacune des carottes MD95-2002, MD03-2688, MD03-2690, MD03-2692, MD03-2695, MD03-2696 et MD04-2845 par tranche de 1000 ans entre 24 et 16 ka. Chacun des taux de sédimentation a été normalisé au taux de sédimentation moyen de la carotte sur la période 24-16 ka. La moyenne de l'ensemble de ces taux est exprimée, pour chaque période, par les cercles rouges. Ainsi, entre 18 et 17 ka, le taux de sédimentation pour chacune des carottes est en moyenne 2,5 fois plus important que le taux de sédimentation moyen calculé entre 24 et 16 ka. La barre d'erreur exprime la variabilité (écart-type) entre les carottes. 195

Figure V-30. Evolution du débit solide (Ds, courbe rouge) du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka en fonction de l'évolution globale des taux de sédimentation dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche (Figure V-29). Les courbes noires pointillées matérialisent la fourchette haute et basse du débit solide déduite de l'incertitude de la décharge moyenne sur la période 24-16 ka. 196

Figure V-31. Synthèse des estimations du débit solide du Fleuve Manche à partir des données sédimentaires et acoustiques du Golfe de Gascogne. Les histogrammes de gauche montrent l'estimation minimale (vert) et maximale (rouge) du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche sur la période 24-16 ka. La partie hachurée de chacun des histogrammes représente la part déposée dans le système Armoricain par les courants de turbidité. Les histogrammes de droite matérialisent l'évolution de ce débit au cours de la période 24-16 ka, depuis sa valeur minimale au Dernier Maximum Glaciaire (DMG – vert) jusqu'aux valeurs les plus fortes, estimées au moment de la déglaciation européenne. Les bandes grises représentent l'estimation du débit solide moyen du Fleuve Manche pour les Cas n°1et n°2 détaillés dans le texte. Le Cas n°1 sous-estime clairement les apports du Fleuve Manche à la fin de la dernière période glaciaire. 199

Figure V-32. Comparaison du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka avec les débits solides actuels des fleuves français, des principaux fleuves périglaciaires (McKenzie, Ob, Ienniseï, Lena) et des fleuves majeurs tels que l'Amazone ou le Mississippi. Les fleuves sont classés en fonction de la taille de leur bassin versant (modifié d'après Milliman et Syvitski (1992)). Les débits solides du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) et de la déglaciation font référence aux résultats présentés en Figure V-30 et Figure V-31. 200

Figure V-33. Reconstruction paléogéographique de l'Europe au cours de la dernière période glaciaire et étendue des plaines sableuses d'Europe central (zone hachurée - modifiée d'après Kasse, 1997). Le trait rouge matérialise la limite sud de la calotte européenne vers 30-25 ka. Le réseau de drainage des plaines d'Europe centrale (urstromtal Vilnius-Varsovie-Berlin) et le Fleuve Manche apparaissent en bleu. Les figurés noirs (flèches) représentent les possibilités de connexion entre l'urstromtal et le Fleuve Manche par (i) fusion des bassins versants de l'Elbe et du Rhin au travers d'un lac proglaciaire (cf. surface noire) ou (ii) directement dans les plaines du Nord de l'Allemagne et des Pays-Bas. Dans ces deux cas, le Fleuve Manche voit son bassin versant augmenter significativement du fait de la fusion des bassins versants de la Vistule (Pologne), de l'Oder (Pologne / Allemagne) et de l'Elbe (Allemagne) avec l'actuel bassin versant du Rhin. La ligne verte matérialise la limite sud du bassin versant du Fleuve Manche dans une telle configuration. 202

Figure V-34. Modèle conceptuel de la déglaciation et des interactions entre la calotte européenne, l'urstromtal d'Europe centrale, le bassin de Mer du Nord et le Fleuve Manche. Les flèches bleues et blanches montrent respectivement l'écoulement des eaux (pointillé : débit faible ; gras : débit élevé) et la dynamique des calottes (avancée / recul). Extension des calottes d'après Ehlers et Gibbard (2004) et Bradwell et al. (2008). La connexion entre l'urstromtal et le Fleuve Manche est discutée dans la Figure V-33. ... 205

Figure VI-1. Reconstruction paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au cours du MIS 6. Les limites des calottes glaciaires sont celles proposées par Ehlers et Gibbard (2004). A gauche : Fleuve Manche très actif en réponse au recul de la calotte européenne lors de la transition Drenthe – Warthe vers 155 ka ; A droite : Fleuve Manche peu actif durant la glaciation du Warthe (150-135 ka) et pendant la Terminaison II. Les eaux de fonte transitent vers le Nord au sein du bassin de Mer du Nord à cette époque. Le cercle blanc localise la position de la carotte MD03-2692. 215

Figure VI-2. Photographie de la carotte MD01-2448. Les sédiments sombres et clairs matérialisent respectivement les périodes glaciaires (apports allochtones-terrigènes dominants) et interglaciaires (apports autochtones-biogènes carbonatés dominants). La déformation par carottage (convexité des laminations sombres) de la partie supérieure de la carotte s'estompe dans le tronçon VI. 266

Figure VI-3. Evolution du taux de sédimentation au cours des derniers 1,2 Ma sur le site MD01-2448. Les taux de sédimentation sont calculés pour chacun des stades isotopiques reconnus sur la période (cf. données isotopiques - courbe grise discontinue) avant correction de l'étirement (pistonnage) de la colonne sédimentaire (rouge) et après correction à l'aide du logiciel CINEMA (vert). La déformation de la colonne sédimentaire étant localisée dans la partie supérieure de la carotte, les taux de sédimentation calculés avant et après correction différent principalement dans la partie supérieure de l'enregistrement. Même après correction les taux de sédimentation sont, sur la période considérée, globalement faibles entre 1200 et 600 ka et augmentent significativement après 600 ka. Ces taux de sédimentation reflètent à la fois les apports terrigènes et carbonatés. 267

Figure VI-4. Relation entre le flux terrigène (MAR) et le $\delta^{18}O$ benthique / niveau marin sur le site MD01-2448 en fonction des stades isotopiques marins (cf. nombres) et des périodes glaciaires (carrés rouges – nombres pairs) et interglaciaires (triangles verts – nombres impairs). L'influence du niveau marin sur les flux terrigènes apparaît peu importante comme le démontre (i) la grande dispersion des valeurs de $\delta^{18}O$ benthique pour les flux terrigènes inférieurs à 1 g cm^{-2} kyr^{-1} ; ces valeurs de flux sont indistinctement décrites pour l'ensemble des périodes interglaciaires (niveau marin haut) de la période étudiée et pour les périodes glaciaires (niveau marin bas, -60 à -100 m) précédant le MIS 12 (excepté le MIS 24-22 et le MIS 16) ; (ii) la forte dispersion des flux terrigènes dans l'intervalle de $\delta^{18}O$ benthique comprise entre 4,5 - 5‰ (c'est-à-dire des flux terrigènes très différents alors que le niveau marin est supposé le même pour chacune des périodes). Les fortes valeurs de flux terrigènes enregistrées lors des MIS 24, 22, 16, 12, 10, 8, 6 et 4-2 sont interprétées comme liées à la présence d'une calotte de glace sur l'Europe. 269

Liste des tableaux

Tableau IV-1. Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée dans la Figure IV-2. 99

Tableau IV-2. Détail des méthodes de correction utilisées dans le cas des carottes utiles à l'estimation des flux terrigènes. Seules les carottes MD01-2448 et MD04-2818 ne sont pas corrigées à partir d'une vérité terrain. La confrontation des corrections effectuées à partir de CINEMA avec les corrections effectuées à partir des données acoustiques (3,5 kHz, Chirp) se révèlent excellentes (Figure IV-5 et Figure IV-6), permettant dès lors d'utiliser le seul logiciel CINEMA pour les carottes précédemment citées. 102

Tableau IV-3. Compilation des datations radiocarbones utilisées dans le cadre de cette étude. Le détail des calibrations en âge calendaireest expliqué dans le texte ci-dessus. 117

Tableau V-1. Tableau récapitulatif des flux terrigènes (g cm^{-2} ka^{-1}) calculés sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne. Pour le site MD04-2842, les flux terrigènes ont été uniquement calculés entre HE2 et HE1, à partir des accumulations déduites des réflecteurs acoustiques corrélés à ces évènements. A titre de comparaison, les flux terrigènes dans l'ensemble de l'Atlantique Nord-Est sont, pour la dernière période glaciaire (i.e. entre 71 et 14 ka), compris entre 5 et 12 g cm^{-2} ka^{-1}, avec une moyenne estimée à 4,7g cm^{-2} ka^{-1} (Cremer et al., 1992; Cremer et al., 1993). 134

Tableau V-2. Tableau récapitulatif des volumes et masses de l'unité sédimentaire datée entre 24 et 16 ka sur chacune des levées de la Marge Armoricaine. Les épaisseurs correspondent aux isopaques cartographiés dans la Figure V-28. 193

Tableau V-3. Coefficients de régression des équations [10] et [14] en fonction des environnements polaire et tempéré (Syvitski et al., 2003). Ces deux types d'environnements sont pris en compte du fait des conditions climatiques intermédiaires rencontrées en Europe au cours de la dernière période glaciaire. 197

Tableau V-4. Estimation de la décharge solide moyenne (kg s^{-1}) du Fleuve Manche au cours de la dernière période glaciaire calculée, pour chacun des deux cas détaillés dans le texte, à partir des équations [10] et [14] proposées par Syvitski et al. (2003). 198

Tableau VI-1. Modèle d'âge de la carotte MD01-2448. Profondeur (brute : colonne gauche / corrigée de l'étirement : colonne centrale), en cm dans la carotte, et âge (ka) des limites des stades isotopiques marins reconnus à partir du $\delta^{18}O$ benthique par corrélation avec la chronologie LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005). 264

Introduction Générale

Les périodes glaciaires sont caractérisées par des conditions climatiques plus rigoureuses et un niveau marin significativement plus bas qu'aujourd'hui. Elles sont contemporaines de la croissance d'imposantes calottes de glace dont une des plus massives couvrait l'Europe du Nord, depuis la Scandinavie et les plaines d'Europe centrale jusqu'aux îles Britanniques. Du fait de l'émersion des plateaux continentaux et des mers épicontinentales, les fleuves ont vu leurs cours s'allonger durant chacune de ces périodes et de nouveaux réseaux de drainage se sont formés. Le Fleuve Manche s'écoulait alors entre la Grande-Bretagne et la France et représentait un des plus grands systèmes fluviatiles ayant jamais existé en Europe de l'Ouest. L'existence de ce fleuve, ajoutée à l'extension de la calotte européenne jusqu'au Sud de l'Irlande et dans l'actuelle Mer Celtique, symbolise l'Europe de l'Ouest telle qu'elle a été durant la majeure partie du Pléistocène.

L'histoire semble simple. Pourquoi alors s'attacher à reconstruire en détail les transferts sédimentaires entre le continent Ouest Européen et le Golfe de Gascogne ? Simplement parce que la puissance du Fleuve Manche, l'amplitude des oscillations des calottes européennes et les interactions mutuelles entre ces deux ensembles sont actuellement largement débattues. Débattues dans le cadre de la dernière période glaciaire malgré le fait que les connaissances soient pourtant de plus en plus fines. Mais surtout débattues pour les périodes glaciaires précédentes car l'empreinte géologique des fleuves et des glaciers, indispensable aux reconstructions paléogéographiques, a généralement été érodée. Une solution pour s'affranchir de ce problème est d'étudier le produit même de cette érosion dans les bassins sédimentaires adjacents.

Reconstruire les transferts sédimentaires sur la marge nord du Golfe de Gascogne et par la même occasion déterminer la puissance du Fleuve Manche et l'amplitude des glaciations en Europe est, d'un point de vue académique, important à plusieurs titres. Premièrement, si le fonctionnement et l'adaptation des fleuves et rivières (e.g. Vandenberghe, 2003) et des systèmes océaniques profonds (e.g. Bouma, 2004) aux changements climatiques sont aujourd'hui relativement bien connus, la notion de transfert entre ces deux ensembles, et plus largement entre continents et océans, reste encore très mal contrainte comme le soulignent avec fatalisme Milliman et Syvitsky (1992) : *'What is the sediment flux to the sea? […] How much sediment is carried by rivers and how much escapes the […] land/estuarine environment? The answer to both is more or less the same: we don't know.'* Deuxièmement, les variations de la composition isotopique de l'oxygène permettent d'appréhender l'évolution du volume global de glace et ainsi de discuter de l'évolution à long terme du climat de la Terre (e.g. Raymo *et al.*, 2006) mais la reconstruction locale de l'extension et des oscillations des calottes est tout aussi importante. En effet, cette approche permet de connaître le comportement régional des glaciers face aux changements climatiques, ce qui représente actuellement un défi de taille dans le cadre du réchauffement climatique (e.g. Dyurgerov and

Meier, 2000; Vuille *et al.*, 2008). Elle permet également de préciser la localisation et l'importance des interactions entre les glaciers et les différents compartiments climatiques, ces interactions étant considérées comme un des principaux moteurs des oscillations climatiques rapides reconnus dans le passé (e.g. Alley and Clark, 1999; Broecker, 2000). Les calottes de glace sont en effet bien plus que des objets passifs face aux soubresauts du climat. Elles interagissent activement avec l'ensemble des compartiments climatiques en amplifiant, régulant et parfois même contrôlant le climat par leur influence directe sur la circulation atmosphérique et océanique (e.g. Clark *et al.*, 1999). La circulation océanique, à l'origine de la redistribution de l'énergie calorifique depuis les basses vers les hautes latitudes, répond en effet de manière brutale aux variations du flux d'eau douce à l'océan (e.g. Rahmstorf, 2002), matérialisées au front des glaciers par la production d'icebergs, la vidange de lacs proglaciaires ou la modification significative du réseau de drainage (e.g. Broecker, 1994; Clark *et al.*, 2001). Du fait de la déviation du cours des fleuves centre européens vers le Golfe de Gascogne lors de l'installation des calottes de glace sur le bassin de Mer du Nord (Gibbard, 1988), le Fleuve Manche apparaît dès lors comme un acteur potentiel de la variabilité climatique passée. Son histoire récente associée à celle de la calotte européenne, encore largement méconnue, revêt ainsi autant d'importance que celle du Mississippi ou du Saint Laurent et de la calotte Nord-américaine (e.g. Clark *et al.*, 2001; Clarke *et al.*, 2004; Aharon, 2006; Nürnberg *et al.*, 2008).

Ce travail découle d'une réflexion débutée au cours des années 1980 concernant l'impact du Fleuve Manche et du système glaciaire de Mer d'Irlande sur la sédimentation du Golfe de Gascogne. La cartographie des paléovallées du Fleuve Manche par Larsonneur *et al.* (1982), l'étude complète de la géologie du système Manche et de l'origine des bancs sableux de Mer Celtique lors des thèses respectives de Lericolais (1997) et Reynaud (1996), puis la découverte (Reid and Hamilton, 1990; Auffret *et al.*, 2000; Le Suavé, 2000) et l'étude détaillée dans la thèse de Zaragosi (2001) des deux systèmes turbiditiques majeurs situés respectivement au débouché de la Mer Celtique et du paléofleuve Manche sont à l'origine des campagnes océanographiques SEDICAR (Bourillet and Turon, 2003) et ALIENOR (Turon and Bourillet, 2004) au cours desquelles ont été prélevées la majorité des carottes sédimentaires sur lesquelles repose cette étude. Après les thèses de Reynaud (Reynaud, 1996), Lericolais (Lericolais, 1997) et Zaragosi (Zaragosi, 2001), et l'étude détaillée, depuis l'amont vers l'aval, de la géométrie du système Manche, le présent travail a deux buts principaux, à savoir *(i)* contraindre la chronologie des accumulations sédimentaires majeures sur la Marge Nord Gascogne dans le but de reconnaître les périodes d'activités significatives du système Manche et en déterminer les forçages à l'origine, et *(ii)* quantifier ces apports pour discuter à la fois de l'amplitude des phases d'activités du système Manche et de l'évolution de sa configuration géographique tout au long du Pléistocène. Ces axes de recherche synthétisent les questions suscitées suite aux travaux précédemment cités : Quelles sont les périodes

d'activités récentes du système Manche et des paléovallées associées ? Ces paléovallées résultent-elles d'une longue histoire du système Manche ou d'évènements ponctuels et catastrophiques liés aux calottes européennes ou à l'ouverture du détroit du Pas-de-Calais ? Quand et comment le détroit du Pas-de-Calais s'est-il ouvert ? Quelles en ont été les conséquences sur l'histoire du Fleuve Manche ? Dans quelle mesure le Fleuve Manche a-t-il affecté la sédimentation du Golfe de Gascogne ? Faut-il voir dans la taille réduite des accumulations turbiditiques de la Marge Nord Gascogne, en comparaison à d'autres systèmes (Amazone, etc.), le reflet d'un Fleuve Manche peu actif comme le suggère notamment Bridgland (2002) ? C'est à l'ensemble de ces questions que nous allons tenter de répondre dans cette étude.

Ce travail, financé par le Ministère de l'Education National, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (allocation de recherche MENRT n°17697-2005) et réalisé en collaboration avec l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), a été réalisé à l'Université Bordeaux 1, au sein de l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC *Environnements et Paléo-Environnements Océaniques et Côtiers* (UMR EPOC 5805 CNRS).

Le manuscrit est divisé en 2 parties et 6 chapitres :

▪ La première partie regroupe une revue bibliographique visant à présenter le cadre géologique et physiographique du Golfe de Gascogne et du système Manche (Chapitre I) et la notion de transfert sédimentaire sur les marges périglaciaires à glaciaires (Chapitre II). Au travers des processus d'érosion, de transport et de dépôt reconnus sur ce type de marge, nous décrivons les modalités possibles de transfert des sédiments depuis le continent européen vers le Golfe de Gascogne au cours du Pléistocène. Le facteur climatique jouant un rôle prépondérant sur la qualité des transferts sédimentaires sur les marges passives, nous présentons dans le Chapitre III l'état des connaissances concernant le climat et l'extension des calottes glaciaires en Europe à cette époque. Cette première partie s'achève par la présentation du matériel et des méthodes d'analyses utilisées et développées au cours de ce travail (Chapitre IV),

▪ La seconde partie du manuscrit rassemble les résultats obtenus de l'étude des carottes sédimentaires et des données acoustiques de sondeur de sédiment du Golfe de Gascogne. Parallèlement à la présentation des résultats, nous discutons de l'impact des glaciers européens et des systèmes Manche et Mer d'Irlande sur la sédimentation profonde du Golfe de Gascogne lors des périodes glaciaires du Pléistocène. Cette problématique est détaillée dans un premier temps à l'échelle de la dernière période glaciaire, et plus précisément pour la dernière déglaciation (Chapitre V). L'étude séparée des environnements hémipélagiques et turbiditiques de la Marge Nord Gascogne permet d'appréhender en détail la part respective

des sédiments apportés depuis la surface ou par le fond. Une quantification globale des transferts sédimentaires entre le système Manche et le Golfe de Gascogne est proposée dans cette partie. Elle permet de discuter pour la première fois de la surface du bassin versant du Fleuve Manche au cours de la dernière période glaciaire, indépendamment de toute considération paléogéographique. Sur la base des résultats obtenus dans le Chapitre V, nous discutons par la suite de cette même problématique à l'échelle des glaciations précédentes, dans un premier temps à l'échelle des quatre dernières périodes glaciaires (350 000 ans) puis tout au long des derniers 1,2 millions d'années (Chapitre VI).

Partie I: Généralités

La partie I regroupe une synthèse bibliographique consacrée à la géologie du Golfe de Gascogne et du système Manche (Chapitre I), à la notion de transfert sédimentaire sur les marges périglaciaires à glaciaires (Chapitre II) et à la dynamique du climat et des calottes glaciaires en Europe au cours du Pléistocène (Chapitre III). Cette partie s'achève par la présentation du matériel et des méthodes d'analyses utilisées et développées au cours de ce travail (Chapitre IV).

A. Contexte tectonique du Golfe de Gascogne et du Système Manche : implications sur l'alimentation du bassin profond 11
B. Physiographie de la Marge Nord Gascogne 13
1. La plateforme continentale 13
2. La pente continentale 16
3. Le glacis et les systèmes turbiditiques profonds Celtique et Armoricain 19

Chapitre I: Cadre Géologique et Physiographique de la Marge Nord Gascogne

Ce premier chapitre constitue une synthèse bibliographique des connaissances actuelles concernant la géologie et la physiographie du Golfe de Gascogne. La Marge Nord Gascogne est particulièrement détaillée, depuis le plateau continental et ses systèmes de paléovallées jusqu'au glacis et aux systèmes turbiditiques profonds.

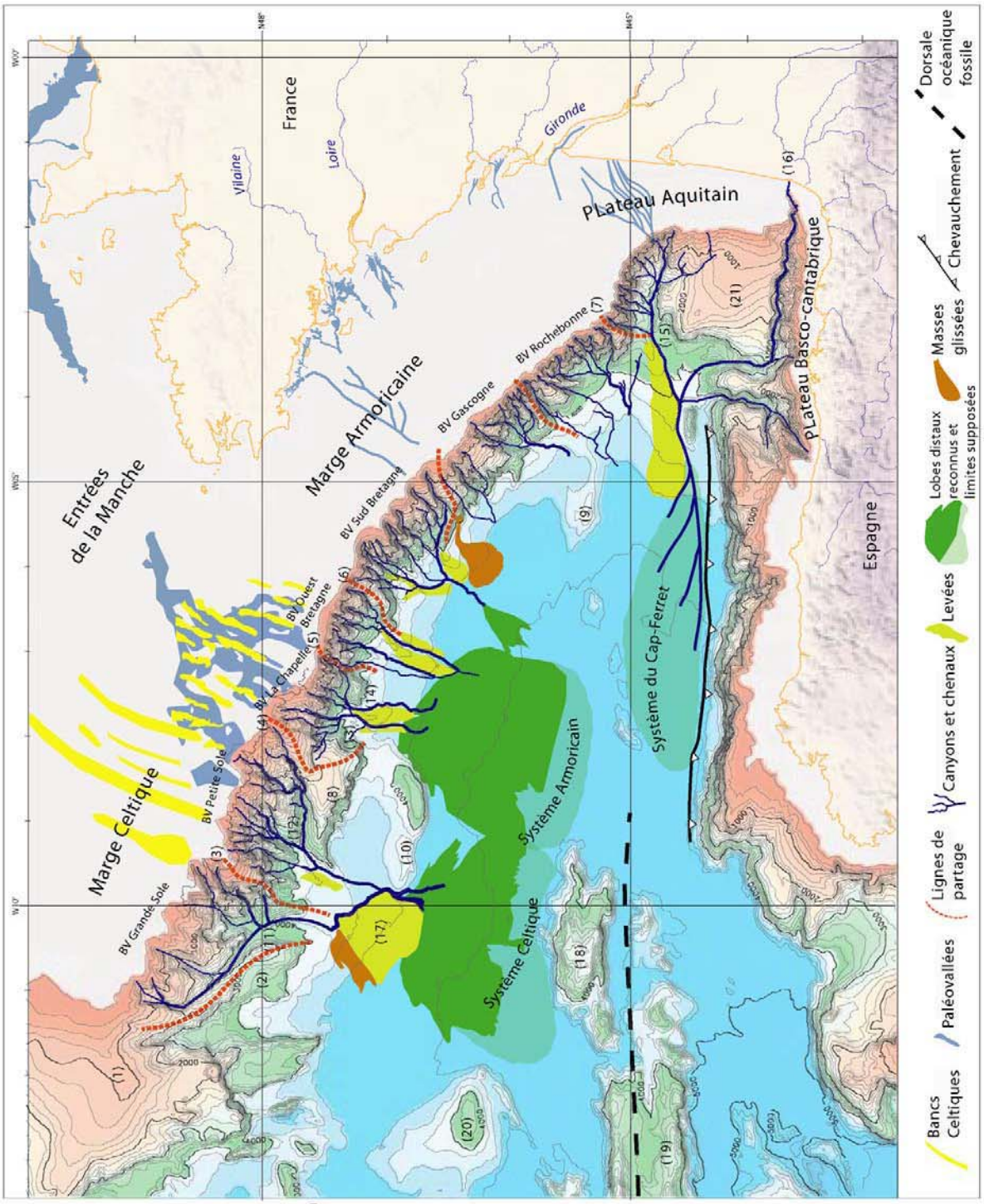


Figure I-1. Physiographie du Golfe de Gascogne (modifiée d'après Bourillet et al., 2006).

A. Contexte tectonique du Golfe de Gascogne et du Système Manche : implications sur l'alimentation du bassin profond

Le Golfe de Gascogne est un domaine océanique d´âge crétacé bordé par deux marges continentales: la Marge Nord Ibérie au Sud et la Marge Nord Gascogne au Nord. La morphologie du golfe dérive des orogenèses hercyniennes du Carbonifère Supérieur, d'une phase d'extension d´âge crétacé, datée précisément de l'Aptien (Gong *et al.*, 2008), puis de la phase de convergence pyrénéenne de l´Ibérie vers l´Europe au Tertiaire (Montadert *et al.*, 1979; Boillot, 1986; Thinon *et al.*, 2001; Thinon *et al.*, 2003).

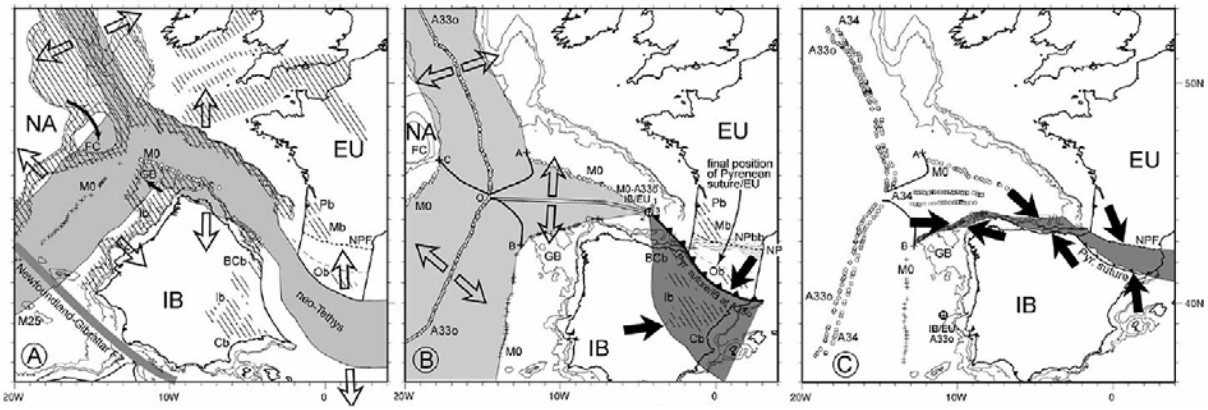


Figure I-2. Mouvement de l'Europe (EU – considérée fixe dans la reconstruction) et de l'Ibérie (IB) et évolution tectonique du Golfe de Gascogne : (A) entre le Jurassique (156 Ma) et l'Aptien (118 Ma), (B) entre l'Aptien et le Crétacé Supérieur (80 Ma) et (C) et entre le Crétacé Supérieur et l'actuel. Les flèches blanches et noires représentent respectivement les structures extensives et compressives (modifiée d'après Montadert et al., 1979).

La Marge Nord Gascogne est une marge passive typique caractérisée par des structures distensives (horsts, grabens, blocs basculés) (Guennoc, 1978; Montadert *et al.*, 1979; Boillot, 1986) et par une subsidence estimée à environ 2500 m depuis le Crétacé Inférieur (Thinon, 1999). Elle associe plusieurs marges continentales, à savoir, du Nord vers le Sud, la Marge de Goban, la Marge Celtique et la Marge Armoricaine, la Marge des Entrées de la Manche étant localisée au niveau de la jonction de ces deux dernières marges (Figure I-1). L'ensemble Terrasse Mériadzek - Escarpement de Trévélyan, sous lequel se situe la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique (Vaillant, 1988), sépare le Bassin Armoricain, situé au pied de la pente continentale armoricaine, du Bassin Celtique situé au pied de la Marge Celtique. Dans la plaine abyssale du domaine central du Golfe de Gascogne, de nombreux monts sous-marins émergent, dont les Monts Armoricain, Gascogne, Biscaye et les Monts Charcot. L'alignement des ces derniers avec les Pyrénées matérialise la paléodorsale océanique (Figure I-2). Ces monts sous-marins, mis en place via l'accrétion fossile liée à l'ouverture du Golfe, ont été surélevés lors de la phase compressive pyrénéenne Eocène -

Oligocène, elle-même à l'origine de la formation de l'escarpement de Trévélyan. La Terrasse Mériadzek a quant à elle une origine plus ancienne, héritée de l'ouverture du Golfe de Gascogne (e.g. Thinon, 1999).

Les études sismiques révèlent que le substratum de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne est recouvert de séries sédimentaires dont l'épaisseur, très variable, fluctue entre 0 et 3000 mètres (Thinon, 1999). C'est à l'Oligocène - Miocène que les apports sédimentaires dans les Bassins Celtique et Armoricain s'intensifient (Evans and Hughes, 1984; Droz *et al.*, 1999; Mansor, 2004), au moment où le changement des conditions tectoniques (échelle régionale) et climatiques (échelle globale) semble favoriser une sédimentation de type silicoclastique au dépend d'une sédimentation au préalable carbonatée. Cette phase intervient parallèlement à une importante régression marine et à la mise en place des fondations du système de drainage de la Manche (Lericolais, 1997; Lericolais *et al.*, 2003). Si l'évolution structurale de la Manche est contrôlée par des discontinuités crustales issues des orogénèses cadomienne et hercynienne, réactivées à plusieurs reprises tout au long de l'histoire post-hercynienne (Lagarde *et al.*, 2003), le système Manche trouve son origine dans une réactivation de failles principales orientées N60° lors de la phase compressive pyrénéenne Eocène / Oligocène (Ziegler, 1981, , 1987). Le résultat est l'ouverture des fossés en demi-graben, comme celui communément appelé Fosse Centrale ou *Hurd Deep* (Lericolais *et al.*, 1996; Lericolais, 1997; Lericolais *et al.*, 2003) (Figure I-3). La phase de continentalisation des bassins de Paris et de Londres, devenant des bassins versants du Fleuve Manche, s'initierait lors de l'inversion tectonique maximale de la Manche au Miocène associée à une régression régionale datée du Serravalien (Ziegler, 1987; Gibbard, 1988). Le Fleuve Manche établit alors son cours en Manche orientale pour se jeter en Manche occidentale (Gibbard, 1988). C'est à cette époque que s'initie la mise en place des systèmes turbiditiques profonds Celtique (Droz *et al.*, 1999) et Armoricain (Mansor, 2004), d'abord au pied de la pente continentale puis progradant, tout au long du Pliocène et du Pléistocène, jusqu'au centre du Golfe de Gascogne (Figure I-1).

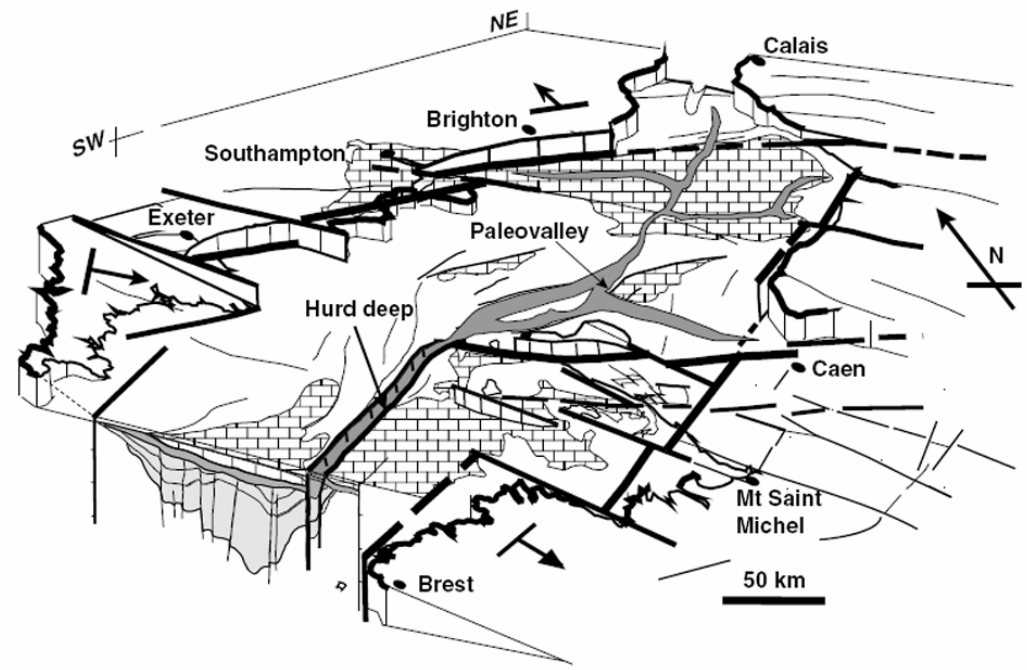


Figure I-3. Interprétation morphotectonique de la Manche montrant la relation entre les sous-ensembles de l'actuel système Manche et les failles préexistantes (modifiée d'après Lagarde et al., 2003).

B. Physiographie de la Marge Nord Gascogne

1. La plateforme continentale

La plateforme continentale de la Marge Nord Gascogne montre une largeur très variable, minimale au niveau de la Marge Armoricaine (100-150 km) et s'élargissant vers le Nord au niveau de la Marge Celtique (Figure I-1). Elle devient particulièrement importante (400-500 km) à la jonction de la Manche et du complexe Mer d'Irlande - Chenal St Georges. Cette zone correspond à la zone des blancs sableux dit de la Mer Celtique (Figure I-1). Ces bancs sableux majeurs, de plus de 40 m de hauteur, montrent une longueur comprise entre 40 et 180 km et sont distants les uns des autres d'une quinzaine de kilomètres. Orientés systématiquement perpendiculairement à la rupture de pente, ils se développent à des profondeurs actuellement comprises entre -100 et -170 m (Reynaud, 1996; Berné *et al.*, 1998; Reynaud *et al.*, 1999; Bourillet *et al.*, 2006). Ces bancs reposent sur des formations Miocène / Pliocène (formations de *Jones* et de *Cockburn*) incisées par un réseau de paléovallées (formation de la Petite Sole) (Figure I-1 et Figure I-4). Pouvant atteindre 10 km de large et 50 à 70 m de profondeur, ces incisions sont supposées avoir été mises en place durant les périodes de bas niveau marin du Pliocène et du Pléistocène (Evans and Hughes, 1984; Gibbard, 1988; Lericolais, 1997; Reynaud *et al.*, 1999; Bourillet *et al.*, 2003; Lericolais *et al.*, 2003).

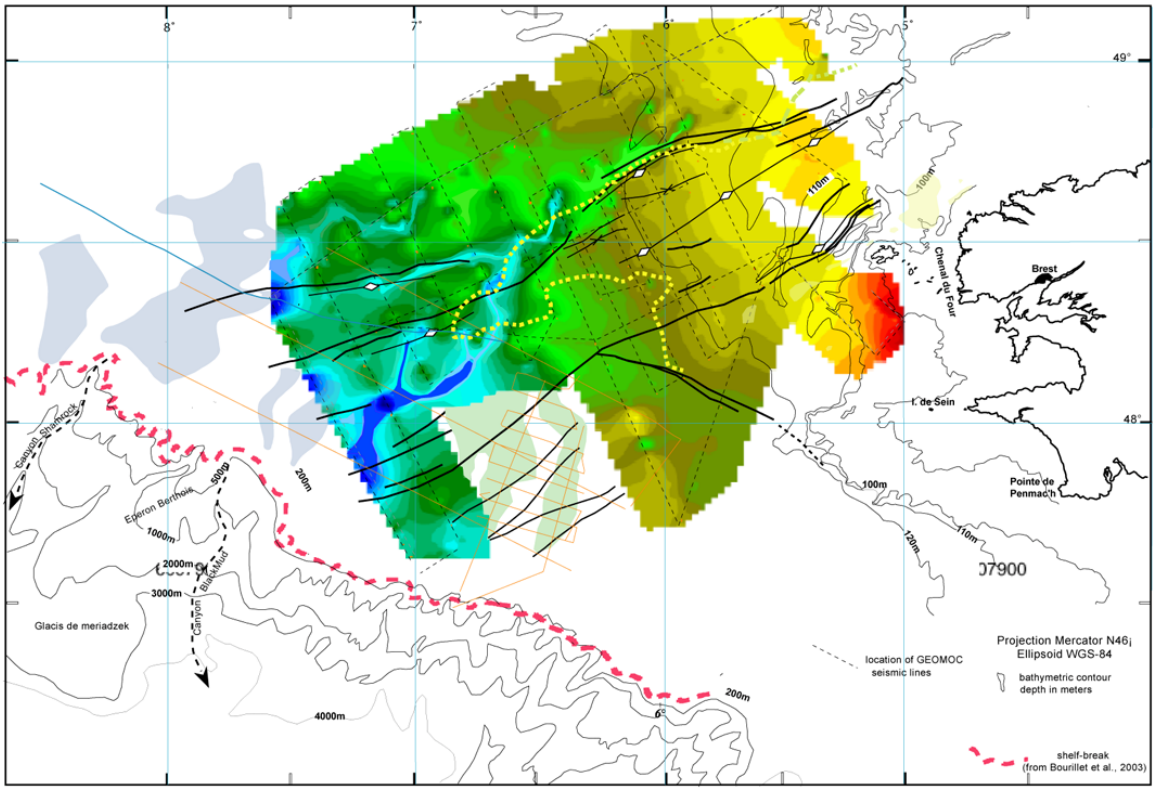


Figure I-4. Profondeur isochrone de la base de la formation de la Petite Sole et de ses paléovallées (Kervevan, 2007). La base de cette formation, érosive, affecte les formations Néogènes sous-jacentes, à savoir les formations de Jones et de Cockburn (Miocène - Pliocène) et localement le socle Crétacé. La profondeur de la base de cette formation est comprise entre 75 mstd (rouge) et 300 mstd (bleu). Le prolongement des incisions vers l'Ouest (gris) représente l'extension des paléovallées définies par Bourillet et al. (2003) et visibles dans les Figure I-1 et Figure I-8.

Si l'origine et la stratigraphie des bancs sableux et des paléovallées sont très discutées (e.g. Bourillet *et al.*, 2003), il semble néanmoins que ces formations aient une histoire commune liée au glacio-eustatisme et au fonctionnement du paléofleuve Manche (Grousset, 1977; Lericolais, 1997; Berné *et al.*, 1998; Bourillet *et al.*, 2003; Lericolais *et al.*, 2003). En effet, les paléovallées de la Marge Celtique sont interprétées comme les traces avals du Fleuve Manche (Lericolais, 1997; Bourillet *et al.*, 2003; Bourillet *et al.*, 2006), dont les paléovallées amonts, visibles entre la France et la Grande-Bretagne jusqu'au détroit du Pas-de-Calais (Figure I-5), ont été cartographiées par Larsonneur et al. (1982) et plus récemment par Gupta et al. (2007) (Figure I-6). Les bancs sableux pourraient alors représenter les vestiges sédimentaires d'un paléodelta du Fleuve Manche, disparu parce qu'érodé lors de la (ou des) dernière(s) remontée(s) du niveau marin (Lericolais, 1997). De part leur orientation, ces bancs sableux sont aussi interprétés par d'autres auteurs comme d'origine tidale, résultant alors simplement du remaniement des sédiments de la plateforme (Bouysse *et al.*, 1976; Pantin and Evans, 1984; Marsset *et al.*, 1999; Reynaud *et al.*, 1999).

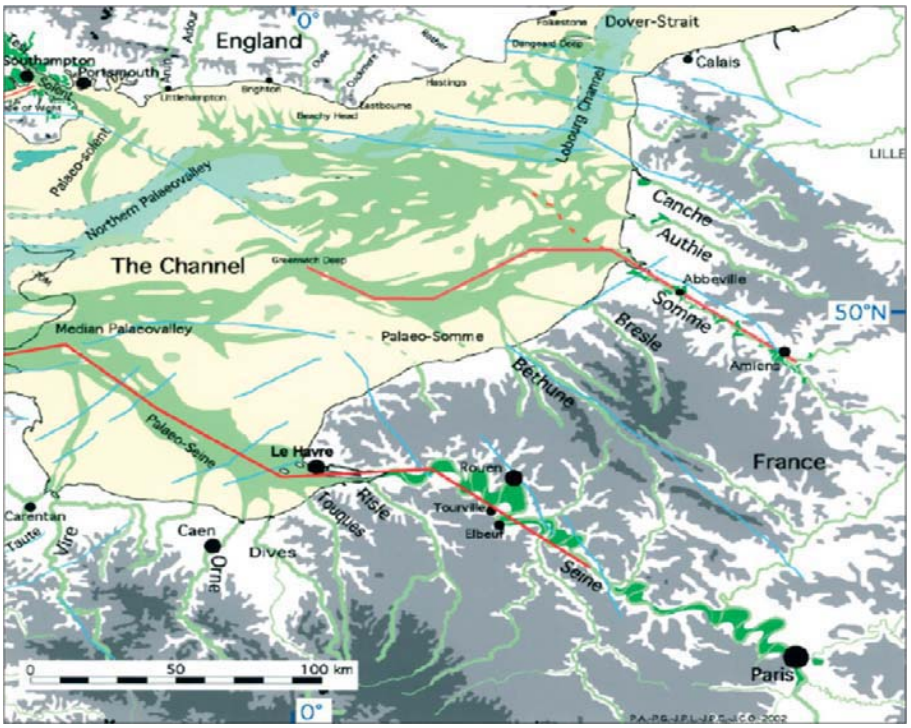


Figure I-5. Réseaux hydrographiques de bas-niveaux marin (ou paléovallées, en vert) mis en place au cours du Pléistocène dans la partie orientale de la Manche (carte modifié d'après Antoine et al. (2003) ; réseaux des paléovallées d'après Larsonneur (1982)).

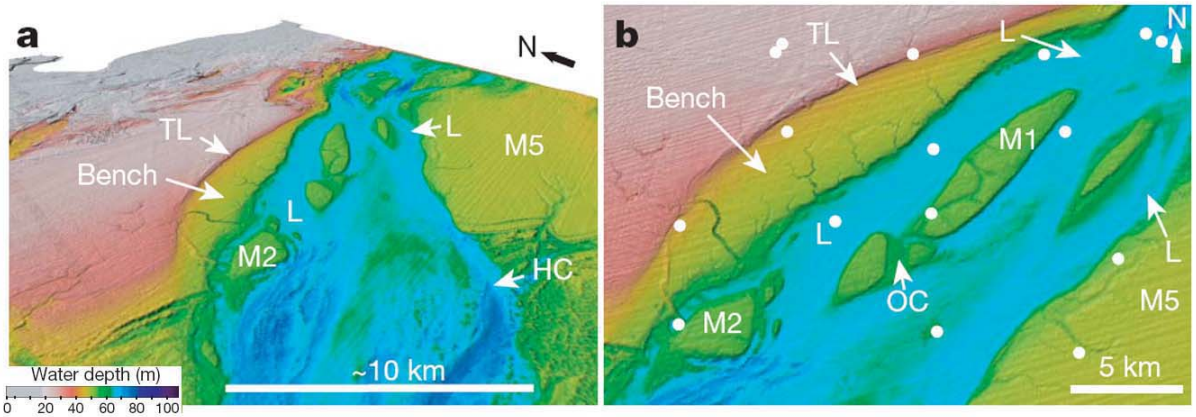


Figure I-6. Details de la géomorphologie des paléovallées immergées de la Manche, et plus précisément de celle située au sud-est de l'île de Wight (Northern Palaeovalley, cf. Figure I-5). La carte (b) représente le détail de la terrasse (bedrock bench) et des îlots allongés (M1 et M2) visibles au centre de la paléovallée. L'incision de la paléovallée par rapport aux terrasses environnantes est de l'ordre de 20 à 40 mètres. Cette morphologie est interprétée comme l'héritage de l'ouverture du Pas-de-Calais et de la vidange associé d'un lac proglaciaire au cours du Pléistocène (modifiée d'après Gupta et al., 2007).

De nombreuses autres paléovallées sont recensées tout le long de la marge Atlantique française, au niveau de la partie supérieure du plateau continental (Menier *et al.*, 2006; Chaumillon *et al.*, 2008), et face à l'embouchure de la Gironde (Lericolais *et al.*, 2001), de la Loire (Proust *et al.*, 2007; Proust *et al.*, soumis) ou encore au Sud de la Bretagne (Proust *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2005), témoignant ainsi de l'incision du plateau par la Gironde, la Loire, Blavet, l'Etel ou la Vilaine lors des périodes de bas niveau marin (Figure I-1 et Figure I-7). La connexion directe entre ces paléovallées et les canyons de la pente continentale reste cependant mal connue, toute trace de paléovallées disparaissant entre -40 m et -60 m de profondeur (Chaumillon *et al.*, 2008), principalement en raison de l'érosion, lors des périodes de remontée du niveau marin, des zones médianes du plateau continental (Lericolais *et al.*, 2001). Seule la paléovallée du Blavet semble avoir été préservée de la côte aux têtes de canyons (Bourillet *et al.*, 2005).

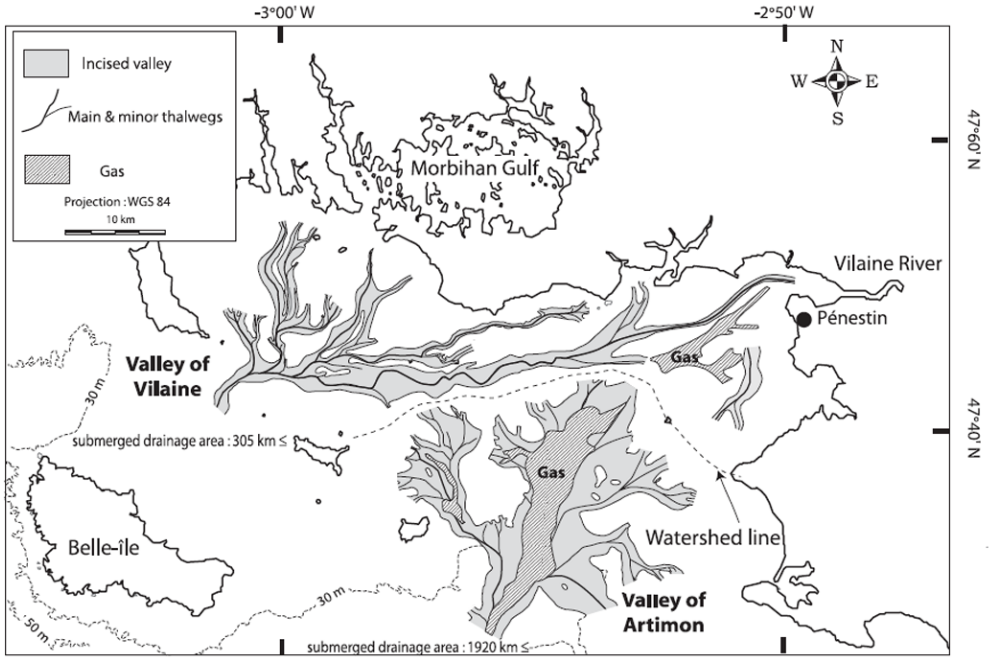


Figure I-7. Réseau hydrographique de bas niveau marin du Sud Bretagne, face à la Vilaine (Menier et al., 2006).

2. La pente continentale

La limite supérieure de la pente continentale de la Marge Nord Gascogne, correspondant à la transition entre le plateau continental et la pente (pente > 2°), se situe entre -180 m et -220 m de profondeur depuis le sud-est vers le nord-ouest (Bourillet and Loubrieu, 1995; Bourillet *et al.*, 2003). Sa limite inférieure, définie par des pentes inférieures à 1°, correspond au pied de pente et s'étend à des profondeurs de -4200 m à -4400 m, la pente moyenne du talus continental étant d'environ 4°. La pente est caractérisée par une multitude d'éperons et de

canyons (Berthois and Brenot, 1966; Gonthier, 1972; Belderson and Kenyon, 1976; Kenyon *et al.*, 1978; Bourillet and Loubrieu, 1995; Weaver *et al.*, 2000; Bourillet *et al.*, 2003; Cunningham *et al.*, 2005; Bourillet *et al.*, 2006), organisés en un complexe réseau de drainage sous-marins alimentant les éventails turbiditiques profonds Celtique et Armoricain (Bourillet and Lericolais, 2003; Bourillet *et al.*, 2003). Depuis le nord-ouest vers le sud-est, notre zone d 'étude est constituée de 5 des 8 bassins versants de la Marge Nord Gascogne définis par Bourillet et al. (2006) (Figure I-1 et Figure I-8) :

- le BV de 'Grande sole', entre les éperons Goban (11°W) et Brenot (9°30'W). Le principal canyon de la zone est le canyon Whittard qui connecte la Mer Celtique au système turbiditique profond du même nom (Reid and Hamilton, 1990; Droz *et al.*, 1999; Zaragosi *et al.*, 2000; Bourillet *et al.*, 2003),

- le BV de 'Petite Sole', entre l'éperon Brenot et l'éperon Berthois (7°50'W) et la Terrasse Mériadzek, alimentant lui aussi le système turbiditique Celtique au travers des canyons Buache, Petite Sole et Shamrock et recevant des apports de la Mer Celtique et paléofleuve Manche (Zaragosi *et al.*, 2000; Bourillet *et al.*, 2006),

- le BV de 'La Chapelle', entre l'éperon Berthois et l'éperon Delesse (7°W), qui regroupe les canyons Blackmud et Guilcher. Ces canyons connectent la partie septentrionale de la Marge Armoricaine avec le système turbiditique Armoricain (Zaragosi *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2003),

- le BV 'Ouest Bretagne, entre l'éperon Delesse et l'éperon Bourcart (6°10'W), qui alimente la partie méridionale du système turbiditique Armoricain par le canyon de Crozon (Zaragosi *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2003),

- le BV 'Sud Bretagne', entre l'éperon Bourcart et l'éperon Folin, et dont les principaux canyons sont ceux d'Audierne et du Blavet (Zaragosi *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2003).

L'ensemble de ces réseaux de drainage assure un transfert efficace des sédiments de la plateforme vers le glacis du Golfe de Gascogne. Si les processus sédimentaires dans les canyons sont principalement gravitaires, l'énergie tidale et les ondes internes apparaissent également comme un forçage majeur de la sédimentation sur la pente continentale, à la fois dans les canyons et sur les éperons (Mas, 2004; Cunningham *et al.*, 2005; Bourillet *et al.*, 2006; Rouillard, 2006; Mavel, 2008).

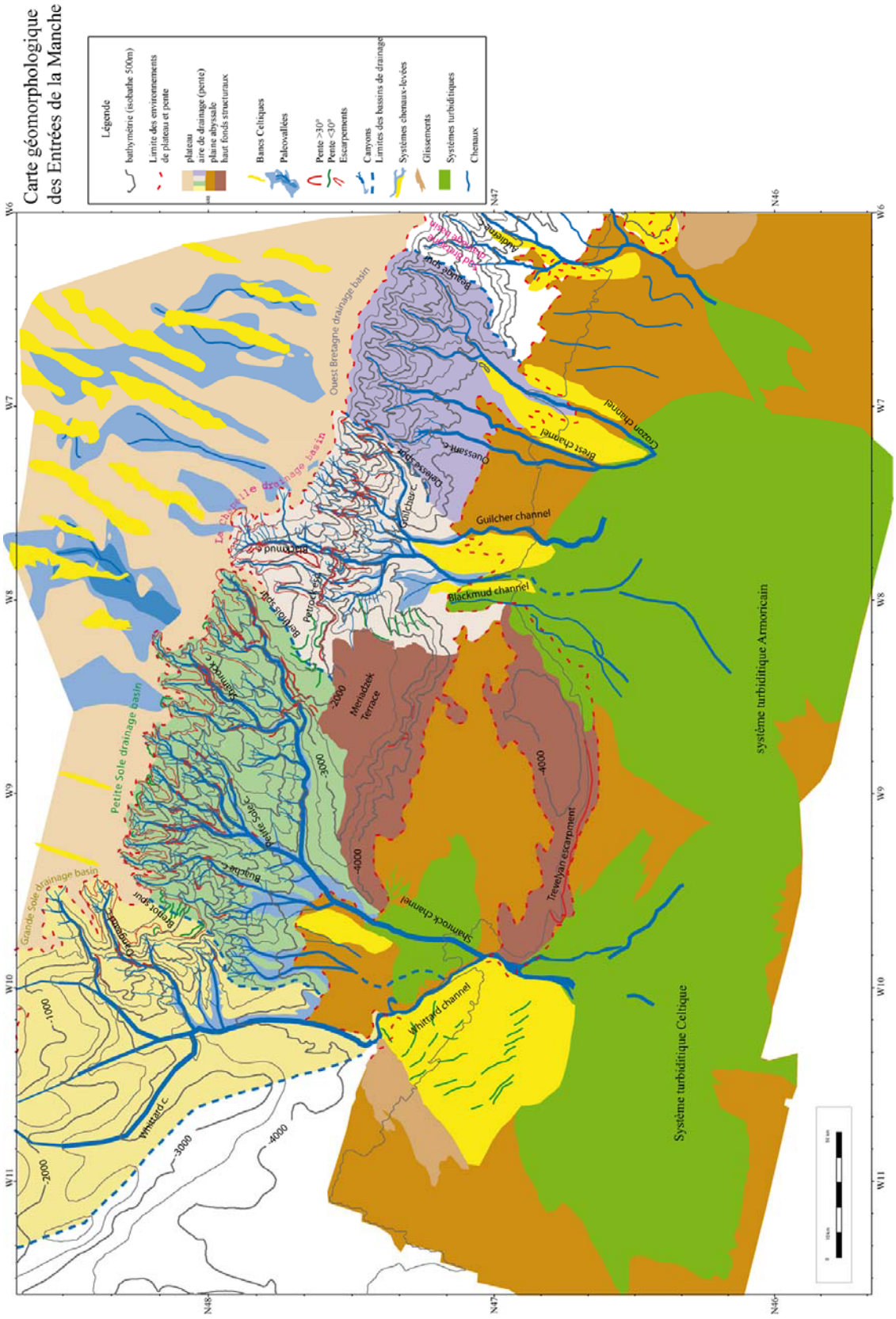


Figure I-8. Carte géomorphologique des Entrées de la Manche depuis le plateau continental et les Bancs Celtiques jusqu'au glacis et aux systèmes turbiditiques profonds (modifiée d'après Bourillet et al., 2003).

3. Le glacis et les systèmes turbiditiques profonds Celtique et Armoricain

Outre la présence de monts sous-marins, le glacis du Golfe de Gascogne se caractérise principalement par trois édifices sédimentaires majeurs, à savoir le système turbiditique Celtique, au nord, et les systèmes turbiditiques Armoricain et du Cap-Ferret, plus au sud (Figure I-1 et Figure I-8). Seuls les systèmes Celtique et Armoricain sont détaillés ici, le système du Cap-Ferret n'étant pas étudié dans ce travail.

Le système turbiditique Celtique, dont la mise en place s'initie au Miocène (Droz *et al.*, 1999), repose au pied de la Marge Celtique entre -4200 et -4900 m de profondeur (Figure I-8). D'une superficie avoisinant 30 000 km², il s'étend vers le sud-ouest en étant limité à l'est par l'Escarpement de Trevelyan, et au Sud par le Mont Biscaye (Reid and Hamilton, 1990; Droz *et al.*, 1999; Auffret *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2000). Le système Celtique est connecté à la pente de la marge Celtique par le biais des canyons puis des chenaux Whittard et Shamrock, qui assurent une connexion avec le système de Mer d'Irlande et le paléofleuve Manche (Bourillet and Loubrieu, 1995; Droz *et al.*, 1999; Zaragosi *et al.*, 2000; Bourillet *et al.*, 2003). A partir de 47°N, ces deux chenaux se rejoignent pour former un unique chenal principal se divisant à nouveau plus en aval en deux chenaux. Les apports provenant des bassins versants de la Grande Sole et Petite Sole sont donc mélangés avant d'atteindre la partie distale du système turbiditique Celtique (Zaragosi *et al.*, 2000; Zaragosi, 2001). La morphologie du système turbiditique Celtique aurait changé au cours du temps: à une période d'alimentation synchrone sur l'ensemble de la marge Celtique, aurait succédé une période de dominance du système Whittard (Droz *et al.*, 1999). Ce changement de conditions d'alimentation du bassin Celtique traduirait, selon Droz et al. (1999), un transfert de l'activité principale vers le domaine occidental de la mer Celtique dû à la mise en place des calottes de glace sur les îles Britanniques pendant le Pléistocène. Un forage au sein du système Celtique permettrait de tester cette hypothèse et, le cas échéant, de dater précisément ce transfert d'activité. Aujourd'hui, l'activité du système turbiditique Celtique est contrôlée par des apports sableux en provenance du plateau continental. Le sable, relativement grossier et riche en débris coquilliers, serait transféré du plateau continental vers les têtes des canyons par le biais des processus hydrodynamiques de marée et d'ondes internes très actifs sur la marge Celtique (Zaragosi *et al.*, 2000; Cunningham *et al.*, 2005).

Le système turbiditique Armoricain se situe dans la partie centrale du Golfe de Gascogne, au pied de la Marge Armoricaine, entre -4100 et -4900 m. de profondeur (Figure I-8). Le début de sa mise en place serait contemporaine de celle du système turbiditique Celtique (Mansor, 2004). D'une superficie d'environ 30 000 km², il est alimenté par 33 canyons se réunissant en 6 chenaux principaux et formant 2 systèmes distincts : les systèmes de Guilcher (BV La Chapelle) et de Crozon (BV Ouest Bretagne). De par ce type d'alimentation, le système turbiditique Armoricain a été défini comme un système de rampe

multi-sources (Zaragosi *et al.*, 2001). La rampe Armoricaine correspond ainsi aux systèmes canyons-chenaux-levées de Guilcher et de Crozon, auxquels il faut ajouter le système d'Audierne (Zaragosi *et al.*, 2001). L'ensemble des levées décrites au pied de la rampe Armoricaine migrent vers l'est depuis leur mise en place (Zaragosi, 2001; Mansor, 2004). C'est sur la partie distale de la rampe Armoricaine, qui correspond globalement aux lobes distaux du système Armoricain, que s'accumulent les sédiments provenant principalement, lors des derniers épisodes glaciaires, du paléofleuve Manche et plus minoritairement des fleuves sud bretons (Zaragosi *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2003). L'activité actuelle du système Armoricain est faible. Elle s'apparente, selon Zaragosi *et al.* (2001), à celle décrite pour l'éventail Celtique.

A. Glaciers et calottes glaciaires 25
1. Définitions et notions 25
2. Eaux de fonte et drainage en domaine proglaciaire 33
B. Les environnements périglaciaires : Généralités sur la dynamique fluviale 36
1. Les environnements périglaciaires 36
2. Dynamique fluviale en domaine périglaciaire 37
C. La sédimentation sur les marges océaniques : Cas des marges glaciaires - périglaciaires 43
1. Décantation des plumes turbides 43
2. Transport du sédiment en surface par radeaux de glace (*rafting processes*) : sources et dépôts associés 45
2.1. Les sources 45
2.1.1. Glaciers et Icebergs 45
2.1.2. La glace en environnement littoral 47
2.2. Les dépôts *ice-raftés* 49
3. Ecoulements gravitaires et environnements de dépôts associés 51
3.1. Les écoulements gravitaires 51
3.1.1. Les glissements en masse 51
3.1.2. Les écoulements laminaires (ou hypercontrés) 51
3.1.3. Les écoulements turbulents 51
3.2. Evolution des écoulements sur les marges glaciaires 53
4. Les systèmes turbiditiques 55
4.1. Les systèmes non-chenalisés 55
4.2. Les systèmes chenalisés 56

Chapitre II: Transferts Sédimentaires 'Continent-Océan' sur Les Marges Glaciaires - Périglaciaires : Erosion, Transport, Dépôt.

Si l'Europe de l'Ouest connaît aujourd'hui des conditions climatiques tempérées, elle a connu dans le passé, et à plusieurs reprises, des conditions climatiques beaucoup plus rigoureuses, de type périglaciaire à glaciaire. Le terme d'environnement périglaciaire est utilisé pour caractériser les environnements qui se développent sous un climat froid, où le gel joue un rôle prépondérant, et se différencie des environnements glaciaires par l'absence de glaciers (e.g. Benn and Evans, 1998). Le nord des îles Britanniques, les Alpes ou la Scandinavie ont ainsi été, au cours du Quaternaire, des environnements glaciaires *sensu stricto* alors que le sud de l'Angleterre ou la France étaient au même moment des environnements périglaciaires. L'étude des transferts sédimentaires entre le continent Européen et le Golfe de Gascogne au cours du Quaternaire implique par conséquent de considérer à la fois les environnements de type glaciaire et périglaciaire. Dans ce chapitre, nous décrivons ainsi la totalité des ensembles physiographiques concernés à l'échelle de notre étude, à savoir les glaciers et calottes de glace, les rivières et l'océan. Si nous nous attachons, pour les deux premiers compartiments, à décrire les processus d'érosion et de transport, nous nous intéressons plus particulièrement aux processus de transport et de dépôt pour la partie océanique.

A. Glaciers et calottes glaciaires

1. Définitions et Notions

Les glaciers représentent un agent géologique extrêmement puissant. En occupant seulement 10% de la surface terrestre, ils sont aujourd'hui limités aux massifs montagneux (Alpes, Himalaya, etc.) et aux régions de hautes latitudes (Islande, Svalbard, Canada, Alaska, Groenland, Antarctique, etc.) mais ont connu une plus grande extension au cours de certaines périodes géologiques, notamment lors des glaciations de l'Ordovicien-Silurien (e.g. Moreau *et al.*, 2005) ou plus récemment du Pléistocène (Ehlers and Gibbard, 2004; Ehlers and Gibbard, 2007). Durant cette dernière époque, ils recouvraient jusqu'à plus de 30% des terres émergées.

Une variété importante de glaciers est décrite à travers le monde, depuis les imposants glaciers, d'épaisseurs kilométriques, qui recouvrent la quasi-totalité du Groenland, de l'Antarctique ou encore le sud-est de l'Islande, jusqu'aux glaciers très locaux des massifs montagneux, appelées glaciers de vallée, n'atteignant que quelques dizaines de mètres d'épaisseur (ex : glacier du Vignemale, Pyrénées). Le terme de calotte de glace est utilisé pour les glaciers dont la surface excède 50 000 km² (Benn and Evans, 1998; Hambrey and Glasser, 2005). Ces calottes de glace, de par leur masse phénoménale, déforment la lithosphère sur laquelle elles reposent, abaissant littéralement les zones recouvertes jusqu'à atteindre un point d'équilibre: c'est le phénomène d'isostasie. L'isostasie peut atteindre plusieurs centaines de mètres à plus d'un kilomètre sous les calottes glaciaires les plus massives. Ce phénomène permet de comprendre la présence actuelle d'anciennes traces de hauts niveaux marins relatifs dans les séries sédimentaires Quaternaire, notamment autour des îles Britanniques. En connaissant l'amplitude des variations eustatiques, l'étude de ces haut niveaux marins relatifs permet d'estimer la déformation due à la présence d'anciennes calottes de glace et ainsi d'estimer leurs caractéristiques (e.g. Lambeck, 1996, 1997; Shennan *et al.*, 2007).

En fonction des gains et des pertes de neige et de glace, le bilan de masse du glacier évolue au cours du temps. Les apports au système glaciaire, ou accumulation, incluent l'ensemble des matériaux qui ajoutent de la masse au glacier : neige, grêle, gel, avalanches de neige ou de glace etc. Les pertes, ou ablation, se matérialisent elles sous forme de production d'eau de fonte ou d'icebergs dans la partie terminale des glaciers ainsi que par le biais de l'érosion par les vents ou encore par des phénomènes de sublimation (Figure II-1). Le bilan de masse des glaciers est donc très largement dépendant des conditions climatiques. De manière simpliste, l'ablation domine durant les mois chauds d'été (bilan hydrique du glacier négatif, sa masse diminue) alors que l'accumulation domine en hiver (bilan hydrique du glacier positif, sa masse augmente). Le taux de croissance ou de récession d'un glacier est ainsi déterminé par la différence entre les taux d'accumulation et les taux d'ablation. L'endroit où

l'accumulation et l'ablation s'annulent l'un l'autre est appelée ligne d'équilibre, les zones d'accumulation et d'ablation se trouvant respectivement au-dessus et au-dessous de cette ligne (Lliboutry, 1965; Benn and Evans, 1998; Hambrey and Glasser, 2005) (Figure II-1). Pour qu'un glacier se forme et croisse, il faut donc que l'apport de neige au-dessus de la ligne d'équilibre excède ou équilibre la perte de glace due à la fonte, à la sublimation et à l'écoulement de la masse d'eau gelée vers l'aval. Si cette ligne d'équilibre se situe actuellement au niveau de la mer au niveau des pôles, elle s'élève jusqu'à près de 2500-3000 mètres dans les Alpes, voir bien plus au niveau des tropiques (> 5000 m dans le cas du glacier du Kilimandjaro). Outre la latitude, les variations climatiques à grande échelle sont évidemment un facteur majeur, contrôlant à la fois l'altitude de cette ligne d'équilibre et la géométrie des glaciers. Lors des périodes glaciaires, cette ligne d'équilibre s'est abaissée de manière considérable, permettant aux calottes polaires ou aux glaciers des zones montagneuses plus au sud de s'étendre jusque dans la Mer Baltique, sur les Iles Britanniques ou sur l'Amérique du Nord (Ehlers and Gibbard, 2004; Ehlers and Gibbard, 2007).

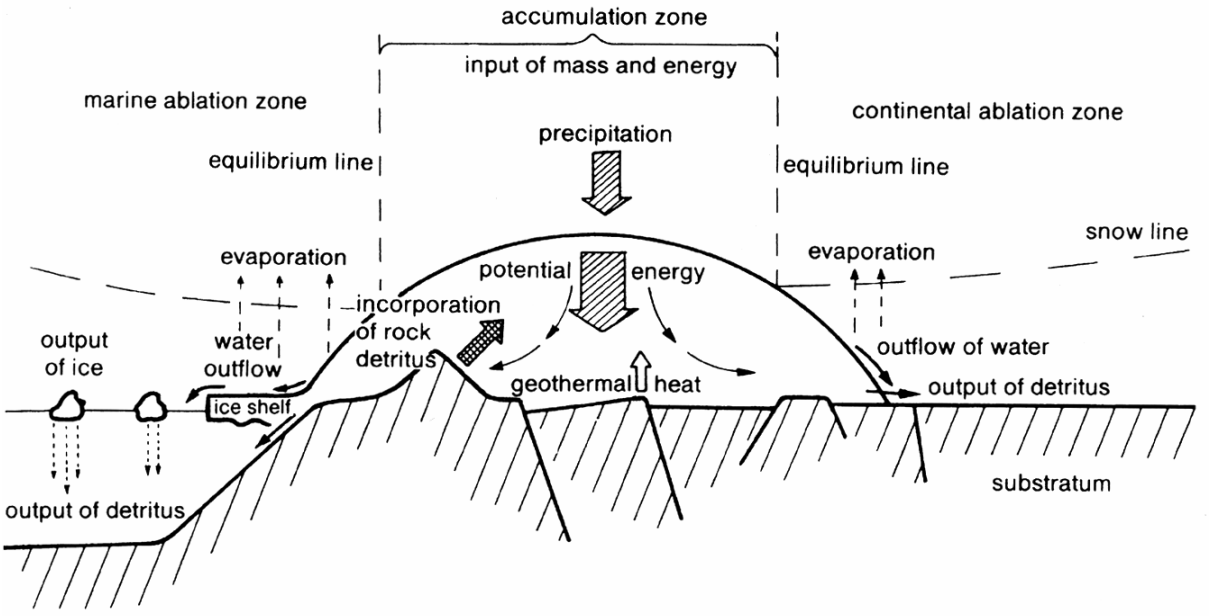


Figure II-1. Schéma conceptuel d'une calotte de glace et des entrées / sorties de masse et d'énergie (Brodzikowski and Van Loon, 1991).

La température au sein des glaciers varie à la fois verticalement et horizontalement. Les variations verticales de température dans le glacier sont fonction du flux de chaleur à la base du glacier et du gradient de température au sein de la glace, ce qui détermine le taux à laquelle la chaleur est transférée vers la partie supérieure du glacier, les températures étant plus importantes à sa base qu'à sa surface. L'épaisseur de glace, le flux géothermique, ou la chaleur liée à la friction du glacier avec le substrat et à sa déformation sont autant de facteurs qui déterminent la qualité de ce flux de chaleur à chaque endroit du glacier (Figure II-1). Le

régime thermique des glaciers est un paramètre fondamental puisqu'il régule la quantité d'eaux de fonte produite à leur base et influence directement leur pouvoir d'érosion (Lliboutry, 1965; Benn and Evans, 1998; Hambrey and Glasser, 2005).

Figure II-2. Ecoulement viscoplastique de la glace sous forme de lobes et depuis les vallées adjacentes dans une plaine de l'Axel Heidberg Island (Nord Canada - www.swisseduc.ch).

A partir de ces observations, deux principaux types de glaciers ont été définis : les glaciers à base froide (*cold-based glaciers*) et les glaciers à base chaude (*warm-based glaciers*). Contrairement aux glaciers à base froide, dont la température à la base est inférieure à la température de fusion, les glaciers à base chaude produisent des quantités d'eau de fonte très importantes (Benn and Evans, 1998). De par leur capacité d'érosion énorme, ces types de glaciers sont les plus à mêmes de sculpter les paysages dans lesquelles ils évoluent, produisant des accumulations sédimentaires conséquentes et très variées auxquelles appartiennent les moraines, les eskers et les drumlins. Ces traces d'extension passées sont encore aujourd'hui nettement visible dans les paysages d'Irlande (Bowen *et al.*, 2002; Knight, 2006; McCabe *et al.*, 2007), d'Angleterre (Clark *et al.*, 2004) ou d'Allemagne (Eissmann, 2002; Winsemann *et al.*, 2003; Ehlers *et al.*, 2004; Winsemann *et al.*, 2007) et résultent précisément de l'écoulement de la glace et du sédiment qu'elle déplace. L'écoulement de la glace résulte principalement de sa déformation. En termes mécaniques, la glace est considérée comme un corps viscoplastique (Figure II-2): elle est visqueuse car sa déformation dépend du temps ; elle est plastique parce qu'elle se déforme de façon permanente et que sa déformation ne s'annule pas lorsque les contraintes disparaissent (Francou and Vincent, 2007).

Si les glaciers avancent sous l'effet de la gravité (fluage, plis, faille etc.), leur vitesse dépend aussi de la qualité du contact entre la glace et le sol, c'est-à-dire dans quelle mesure le glacier glisse sur le substrat sur lequel il repose et déplace du sédiment (Benn and Evans, 1998; Clarke, 2005). Alors que les glaciers à bases froides avancent principalement par déformation, la majeure partie de la vitesse des glaciers à base chaude est en effet due au glissement de ces derniers sur la roche ou le sédiment, par le biais d'une fine pellicule d'eau sous pression, agissant comme un véritable lubrifiant (*basal sliding* - Figure II-3).

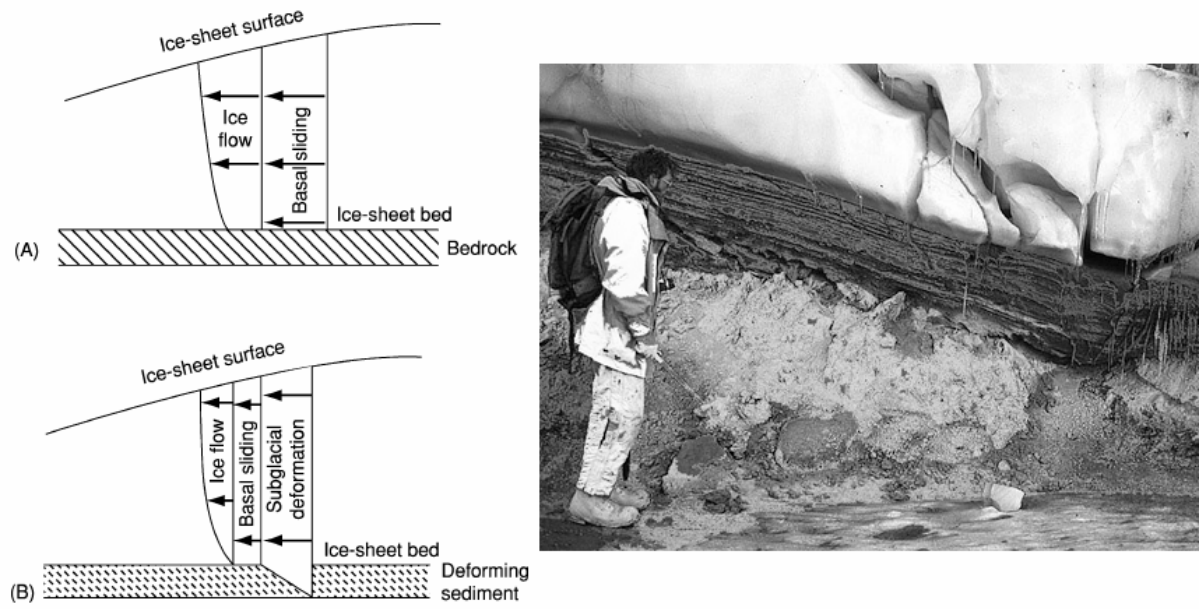


Figure II-3. (Gauche) Profils verticaux de vitesse relative à travers un glacier à base chaude (warm-based ice) évoluant (a) sur un socle rocheux, et (b) sur du sédiment (modifiée d'après Hambrey et Glasser (2005)). (Droite) Le sédiment sombre, laminé et gelé, positionné entre le sédiment grossier de couleur clair (till) et la glace matérialise l'avancée du glacier (www.swisseduc.ch).

Dans le cas d'un substrat rocheux, ce glissement induit la formation des roches moutonnées (roches lisses avec stries d'abrasion, gradins d'arrachements etc.). Dans le cas où le glacier repose sur un substrat déformable, la vitesse du glacier est aussi fonction de la vitesse de déformation de ce substrat (*subglacial deformation* - Figure II-3). Dans ces cas-là, la vitesse totale du glacier résulte de la déformation interne de la glace, du glissement de la glace sur le substrat et de la déformation même du substrat (Benn and Evans, 1998; Glasser and Hambrey, 2001). Les vitesses sont extrêmement variables d'un glacier à l'autre, les glaciers alternant même périodiquement entre des vitesses lentes et des vitesses très élevées, de l'ordre de plusieurs kilomètres par année (Hambrey and Glasser, 2005). Quand la vitesse du glacier dépasse de plusieurs magnitudes sa vitesse moyenne, on parle de *surges*. Ces

évènements peuvent durer quelques mois à quelques années (Fowler, 1987; Dowdeswell *et al.*, 1995; Gilbert *et al.*, 2002).

D'un point de vue spatial, la vitesse d'écoulement de la glace est aussi très variable : faible au niveau des zones d'accumulation, la vitesse atteint des valeurs maximales sur la marge des glaciers (Figure II-4), principalement au niveau des fleuves de glace ou *ice streams*, qui correspondent à des zones d'écoulement privilégié généralement en raison de la topographie sous-jacente (Stokes and Clark, 2001). La longueur et la largeur des fleuves de glace auraient atteint plusieurs centaines de kilomètres lors des glaciations passées (Figure II-5).

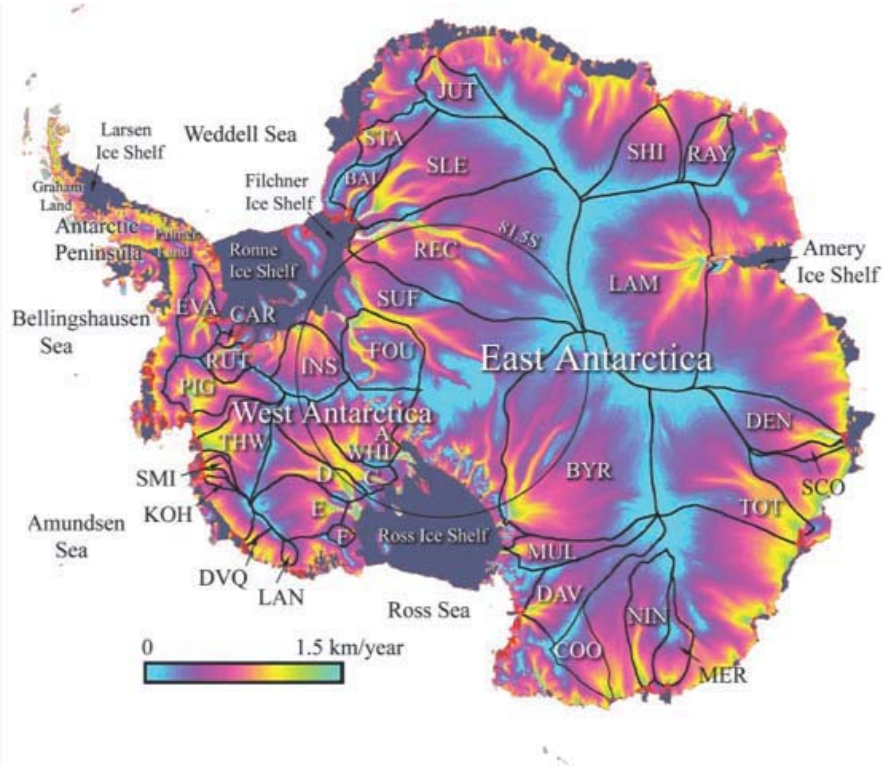


Figure II-4. Vitesse moyenne actuelle d'écoulement de la glace en Antarctique. La glace s'écoule depuis le centre de l'Antarctique (zones bleues, vitesses faibles) vers les marges (zones jaunes / vertes, vitesses élevées). Les zones jaunes / vertes correspondent à la positon des fleuves de glace.

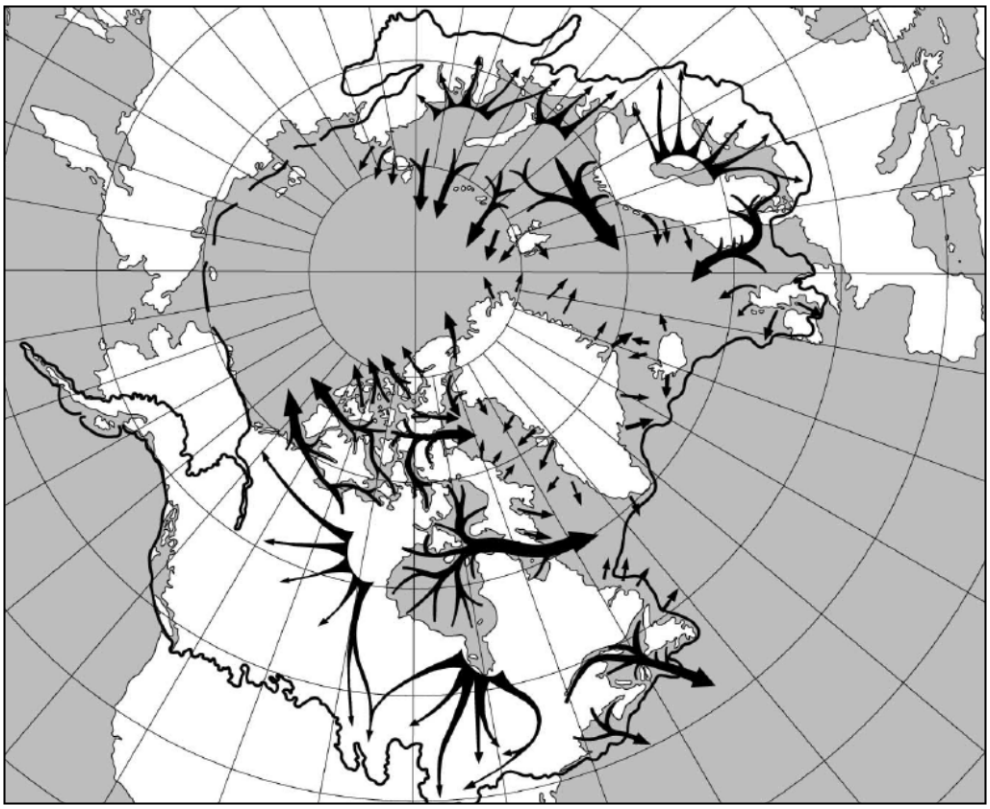


Figure II-5. Localisation des principaux fleuves de glaces (flèches noires) dans l'Hémisphère Nord lors des glaciations Pléistocènes (modifiée d'après Stokes et Clark (2001)). Leur vitesse d'écoulement maximal est estimée entre 4 et 37 km an^{-1} (Dowdeswell et al., 1995).

Ces fleuves de glace sont caractérisés par une terminaison terrestre (*terrestrial ice stream*) ou marine (*marine-based ice stream*). Dans le premier cas, le glacier s'étend dans la plaine ou dans un lac dit proglaciaire (i.e. à l'avant du glacier, appelé dans certains cas *ice-dammed lake*) alors que dans le second cas, il s'étend de manière plus ou moins importante dans la mer en produisant des icebergs (processus de vêlage) (Figure II-6).

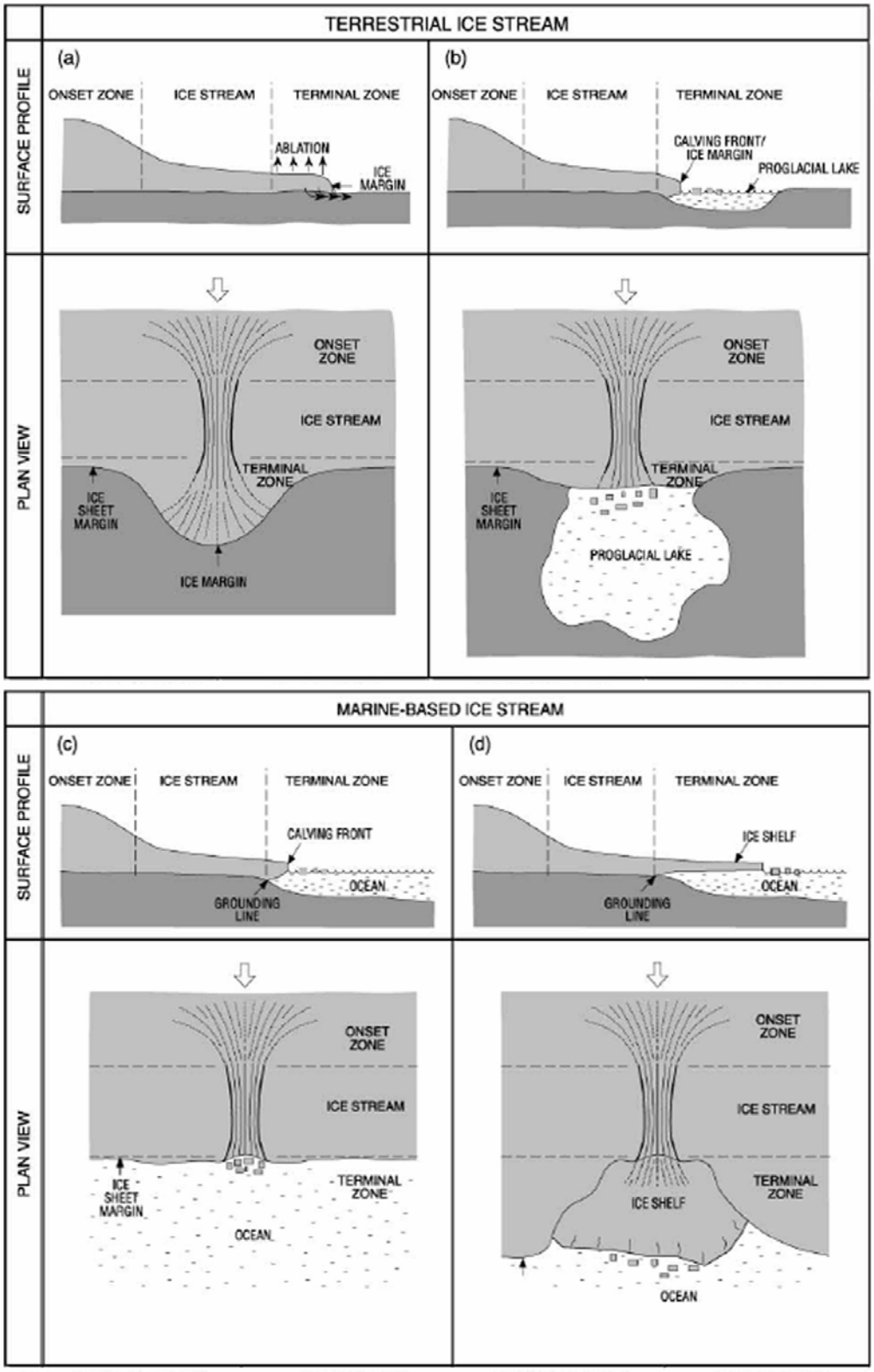


Figure II-6. Configuration conceptuelle des fleuves de glace en domaine continental (terrestrial ice stream, cas a et b) et marin (marine-based ice stream, cas c et d) (modifié d'après Stokes et Clark (2001).

A l'échelle des temps géologiques, les masses sédimentaires déplacées (*ice-marginal landforms*) et les érosions sous-glaciaires (*subglacial landforms*) sont toujours considérables et leur étude, une fois le glacier disparu, permet de reconstituer l'histoire des oscillations glaciaires au cours du temps (e.g. Ehlers, 1996; Ehlers and Gibbard, 2004). L'étude des limites de l'extension maximale des glaciers est principalement déduite de l'analyse des moraines (Figure II-7). Certaines, vieilles de plusieurs centaines de milliers d'années et témoignant de l'extension d'anciennes calottes aujourd'hui disparues, sont encore visibles dans l'ensemble des régions de l'Hémisphère Nord situées généralement par plus de 45-50°N. L'étude des érosions à l'échelle de la fabrique sédimentaire (e.g. Carr *et al.*, 2000), des striations des roches (e.g. Boulton *et al.*, 1985), des chenaux d'écoulements sous-glaciaires (*tunnel valleys*) (e.g. Huuse and Lykke-Andersen, 2000; Praeg, 2003) ou de l'orientation des champs de drumlins (e.g. Evans *et al.*, 2005; Mitchell, 2007) (Figure II-7) permet quant à elle de déterminer la direction et le sens d'écoulement de la glace ou encore la dynamique de la calotte. A partir des données de terrain, de nombreux modèles numériques sont aujourd'hui développés pour reconstruire l'activité des anciennes calottes glaciaires, permettant dès lors de globaliser leur étude et de mieux cerner leurs caractéristiques et l'origine de leurs oscillations (e.g. Boulton and Hagdorn, 2006; Lambeck *et al.*, 2006).

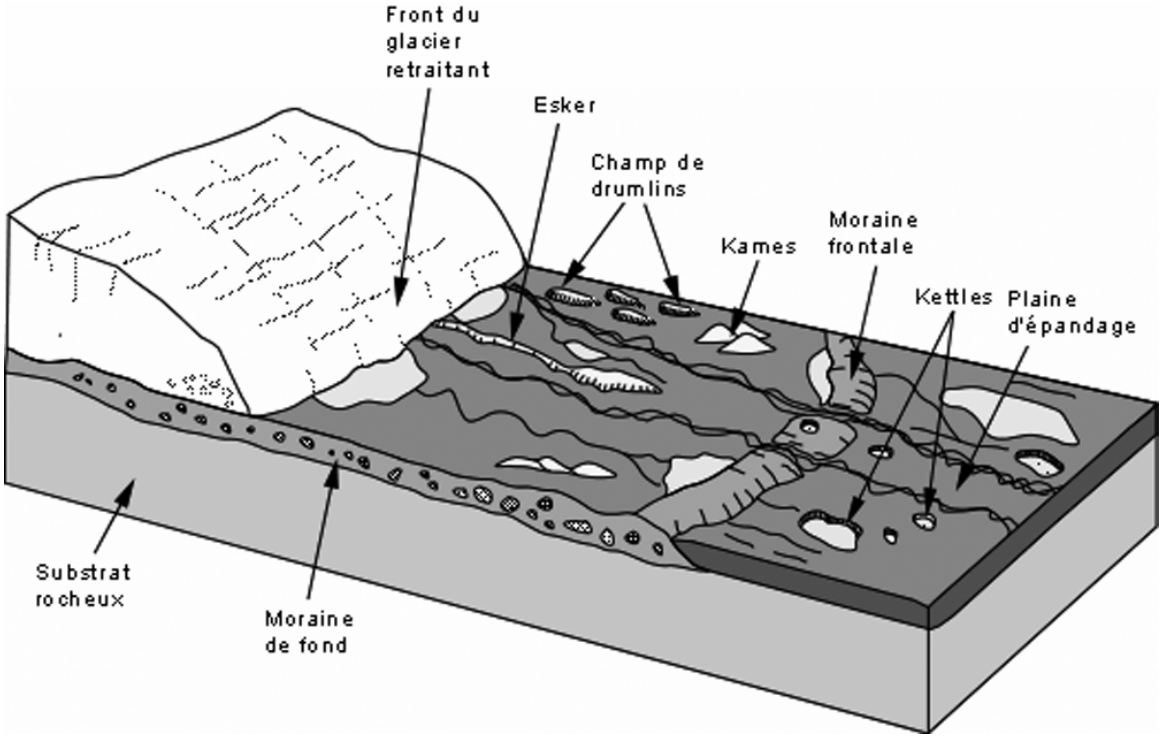


Figure II-7. Schéma conceptuel d'une marge glaciaire et ses formations sédimentaires associées (source : http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html).

2. Eaux de fonte et drainage en domaines proglaciaires

L'eau est évidemment un agent important des environnements glaciaires *sensu stricto*, particulièrement au front des glaciers, où l'ablation domine. Ces flux d'eau proviennent à la fois de la surface du glacier (*supraglacial*) ou de sa base (*subglacial*). Le flux d'eau s'échappant du front des glaciers est très variable dans le temps et dépend principalement des facteurs climatiques ou des modifications du réseau de drainage du glacier.

Dans le cas des variations climatiques, les fluctuations de production d'eaux de fonte interviennent à plusieurs échelles temporelles, se superposant les unes aux autres : à l'échelle de la journée en réponse aux variations de température du cycle diurne, à l'échelle des saisons et à l'échelle pluriannuelle lorsqu'une tendance climatique donnée induit un profond changement du bilan de masse du glacier. La production d'eaux de fonte s'intensifie en réponse aux augmentations de la température atmosphérique et du rayonnement solaire, c'est-à-dire pour chacun des cas cités précédemment respectivement le jour, au printemps et en été et lors d'une transition entre une période froide (glaciaire) et une période chaude (interglaciaire). D'un point de vue saisonnier, la production d'eaux de fonte augmente très franchement dans le courant du printemps, entre avril et juin (cas de l'hémisphère Nord) alors que la phase de « décrue », entre juin et octobre, est beaucoup plus progressive (Gilbert, 1990; Vandenberghe and Maddy, 2001).

Les fluctuations des décharges d'eaux de fonte sont aussi influencées par des modifications du réseau de drainage à l'intérieur (*englacial*) ou à la base (*subglacial*) des glaciers. Ces fluctuations sont généralement violentes et catastrophiques et sont à l'origine des vidanges de retenues d'eau sous-glaciaires ou des vidanges de lacs proglaciaires par exemple. Les lacs proglaciaires sont très fréquents le long des calottes glaciaires actuelles (Hambrey and Glasser, 2005) ou passées (Mangerud *et al.*, 2004; Svendsen *et al.*, 2004; Larsen *et al.*, 2006). Ces vidanges catastrophiques (*glacier outburst floods*) sont généralement appelées *jokühlhaups*. Ce mot d'origine islandaise désigne à l'origine les crues sous-glaciaires, générées par l'activité volcanique de l'île, et se dirigeant vers la mer à travers les vastes plaines de piémont formées par les alluvions glaciaires (sandur).

Figure II-8. Drainage des eaux de fonte au front du Child's Glacier (Alaska - http://www.swisseduc.ch)

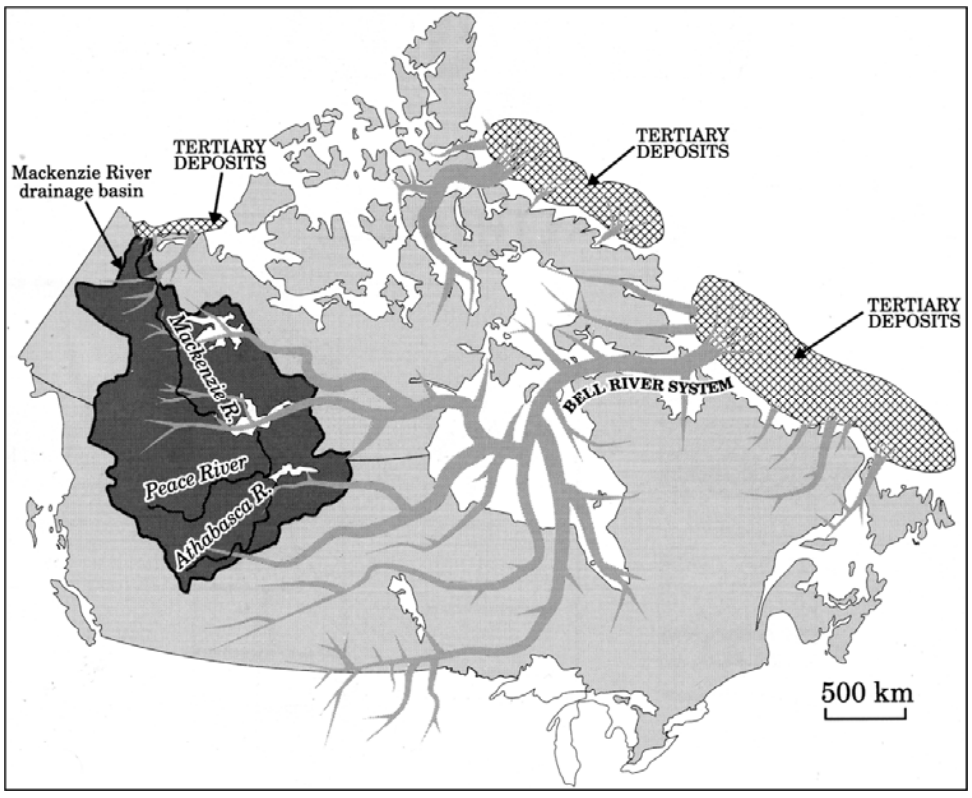


Figure II-9. Reconstruction du pré-glaciaire Bell River System (Canada) et de la modification du réseau de drainage à l'origine du réseau hydrographique actuel du McKenzie (Duk-Rodkin and Hughes, 1994).

Si les glaciers alimentent évidemment les rivières environnantes, l'eau transite également le long des calottes de glace, au sein de réseaux de drainage marginaux (*ice-marginal valleys* ou *urstromtal*), c'est-à-dire dans la dépression formée par le poids du glacier (dépression isostasique) et/ou dans l'espace disponible entre les accumulations sédimentaires présentes au front du glacier (moraines) et le glacier lui-même (Figure II-8). Dans le cas des immenses calottes de glace du Pléistocène, ces réseaux de drainage pirataient les rivières en place, le cours de celles-ci étant dévié par l'avancée de la calotte glaciaire dans les plaines. Ceci est très bien décrit dans les séries sédimentaires continentales de Pologne ou d'Allemagne, par exemple, lors des grandes glaciations de l'Elstérien ou du Saalien (Marks, 2002; Ehlers *et al.*, 2004). Les glaciations produisent également des modifications profondes et irréversibles du réseau de drainage comme ce fût le cas en Amérique du Nord lors de la transition Pliocène - Pléistocène. Le fleuve McKenzie dérive en effet de la diversion par la glace d'un paléo-ensemble hydrographique majeur, le *Bell River System*, au début du Pléistocène (Duk-Rodkin and Hughes, 1994; Lemmen *et al.*, 1994) (Figure II-9).

B. Les environnements périglaciaires : généralités et notions sur la dynamique fluviale

1. Les Environnements Périglaciaires

Les environnements périglaciaires sont des environnements où l'action du gel et du dégel modifient drastiquement, à terme, la morphologie du sol et les paysages (Washburn, 1979; Evans, 1994). Ces environnements sont principalement caractérisés par la présence d'un pergélisol (permafrost), c'est-à-dire un sous-sol gelé, de manière périodique ou permanente. L'épaisseur du pergélisol varie spatialement et temporellement et est régulée par les variations climatiques (e.g. Van Vliet Lanoë, 1989; Shur and Jorgenson, 2007). Le pergélisol peut atteindre jusqu'à 600 - 1000 mètres d'épaisseur et être permanent lorsque les températures annuelles moyennes sont inférieures à -5°C (ex : Sibérie orientale). Il est de moins grande épaisseur, et temporellement discontinu lorsque les températures annuelles sont comprises entre 0 et -5°C. De manière générale, son épaisseur est de l'ordre de 30 à 40 m par degré négatif de la température moyenne annuelle (Mackay, 1972). La fonte partielle de la couche supérieure du pergélisol en été (le mollisol ou couche active) amène à une saturation des sols en eaux, les couches inférieures étant encore gelées et donc imperméables. Cette fonte partielle est à l'origine de phénomènes érosifs importants tels que des écoulements de masse de type solifluction ou coulées de boues (Washburn, 1979; Evans, 1994). Si le gel engendre la formation de coins de glace (résultant du gel de l'eau dans des fentes de rétraction thermique), le dégel est aussi à l'origine de thermokarsts, c'est à dire d'affaissements de terrain en raison du vide laissé par la fonte de la glace (e.g. Shur and Jorgenson, 2007). Les environnements périglaciaires se caractérisent également par la présence de lœss, c'est-à-dire d'accumulations sédimentaires silteuses très bien triées issues de l'érosion éolienne. Les paysages périglaciaires sont ainsi l'héritage de nombreux processus liés au cycle gel / dégel. Ces environnements sont actuellement décrits aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord principalement (Alaska, Sibérie orientale, etc.), leur extension actuelle étant estimée à 25.10^6 km². Au cours des périodes glaciaires du Pléistocène, et pour la dernière fois il y a moins de 20 000 ans, cette surface s'est très largement étendue. L'Europe du Nord est devenue à plusieurs reprises un environnement périglaciaire typique (Van Vliet Lanoë, 1989), comme l'attestent les nombreuses figures périglaciaires et les accumulations lœssiques répertoriées en Hongrie (Ujvari *et al.*, 2008), en Allemagne (Moine *et al.*, 2008), aux Pays-Bas (Kasse *et al.*, 2007), au sud-est de îles Britanniques (Murton and Lautridou, 2003), ou encore en France dans le bassin Parisien et en Bretagne (Van Vliet and Langohr, 1981; Van Vliet-Lanoe *et al.*, 1991; Antoine *et al.*, 2003).

Figure II-10. Rivière en tresses typique des environnements périglaciaires (Copper River – Alaska – crédit photo : B. Van Vliet-Lanoe).

2. Dynamique Fluviale en domaine périglaciaire

La morphologie et la dynamique des cours d'eau en domaine périglaciaire sont très différentes de celles des fleuves et rivières des climats tempérés. En milieu tempéré, les systèmes fluviatiles montrent généralement un réseau hydrographique linéaire, au tracé bien défini et bien localisé (le lit de la rivière) qui correspond à un écoulement pérenne (Cojan and Renard, 1999; Blum and Törnqvist, 2000). Ce type de système correspond par exemple aux rivières rencontrées actuellement en France : la Loire, la Somme, la Seine, l'Yonne etc. Dans le cas des environnements périglaciaires (et glaciaires), les réseaux hydrographiques sont plus diffus, c'est-à-dire sans concentration de l'écoulement. L'écoulement se présente alors sous la forme de nappes d'eau instables et s'exprime par des systèmes complexes de chenaux plus ou moins sinueux, incisés et anastomosés (Figure II-10). On parle de chenaux en tresses (*braided river*) lorsque la sinuosité (i.e. le rapport de la distance entre deux points parcourue au fond du chenal sur celle parcourue en ligne droite) est faible (<1,5) et que les chenaux sont multiples, et de réseau anastomosé lorsque la sinuosité de ces chenaux multiples dépasse 1,5. De tels systèmes sont rencontrés dès lors que l'écoulement n'est plus pérenne, c'est-à-dire que des périodes de crues ponctuent la dynamique du cours d'eau, et que la charge solide du fleuve est importante (e.g. Cojan and Renard, 1999; Blum and Törnqvist, 2000). Plus précisément, ils se mettent en place au moment où la charge solide (sédiment) du fleuve prend le pas sur la charge liquide (eau), c'est-à-dire que la compétence n'est plus assez importante pour

transporter rapidement la charge solide vers l'aval (Schumm and Kahn, 1972; Blum and Törnqvist, 2000). Les systèmes en tresses les plus importants sont actuellement décrits en contrebas des glaciers comme en Alaska (Yukon River, Copper River etc.) (Figure II-10), au sud de la Nouvelle-Zélande (Waimakariri River), au Canada ou encore dans l'Himalaya, c'est-à-dire dans des régions périglaciaires caractérisées par des massifs jeunes où l'érosion est maximale.

De nombreuses reconstitutions montrent l'alternance de réseaux linéaires et de réseaux en tresses dans les séries sédimentaires fluviatiles qui recouvrent plusieurs cycles glaciaires – interglaciaires, particulièrement dans les régions où alternent des conditions tempérés et des conditions périglaciaires à l'échelle des temps géologiques (Blum and Törnqvist, 2000; Mol *et al.*, 2000; Vandenberghe, 2008). Une telle évolution des séquences fluviatiles est très bien décrite pour les fleuves européens comme la Loire (Blum and Törnqvist, 2000), la Somme (Antoine, 1994; Antoine *et al.*, 2000; Antoine *et al.*, 2007), la Seine (Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2000), la Meurthe et la Moselle (Cordier *et al.*, 2004; Cordier *et al.*, 2006), l'Escaut (Vandenberghe and De Smedt, 1979), le Rhin et la Meuse (Blum and Törnqvist, 2000; Törnqvist *et al.*, 2000; Wallinga *et al.*, 2004; Busschers *et al.*, 2007), la Tamise (Gibbard, 1985; Bridgland, 1995) ou encore le Vecht (Vandenberghe and Woo, 2002) (Figure II-11).

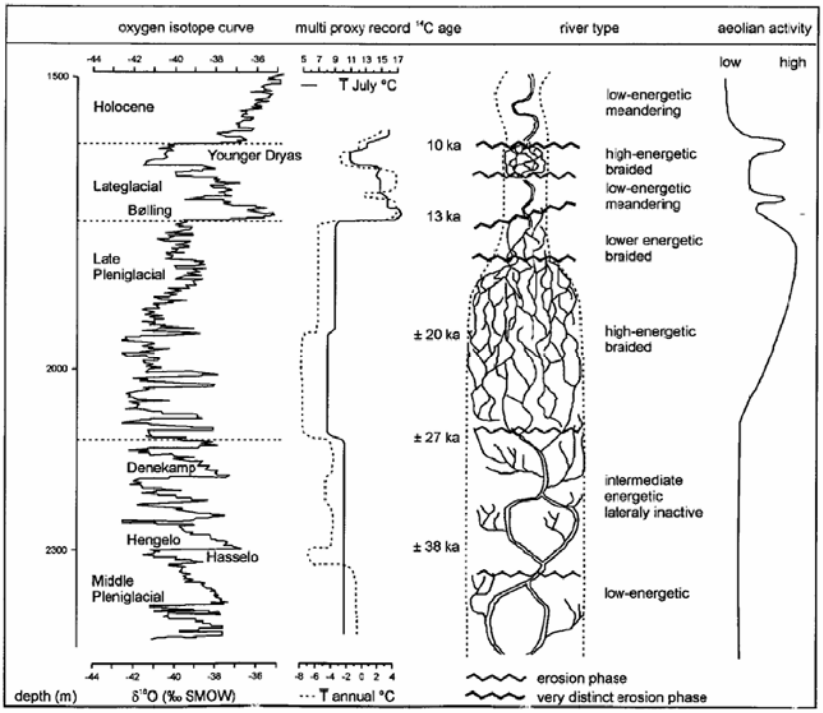


Figure II-11. Evolution du réseau hydrographique (au centre) dans la vallée de la Vecht (Pays-Bas) au cours de la dernière transition glaciaire / interglaciaire (d'après Vandenberghe et Woo (2002)).

Dans l'ensemble des rivières précédemment citées, les reconstructions stratigraphiques révèlent que les réseaux linéaires et les réseaux en tresses correspondent respectivement aux périodes interglaciaires et glaciaires. Ceci indique que le rapport entre la charge solide et la charge liquide est faible (charge liquide >> charge solide) durant les périodes interglaciaires, et fort (charge solide >> charge liquide) durant les périodes glaciaires (Figure II-12). Cette transition est rapide et s'effectue dès l'entrée en glaciation (e.g. Vandenberghe, 2008). En réponse à la chute importante du niveau marin et du niveau de base, la rivière incise son propre lit (érosion/dégradation). Cette incision provoque une augmentation significative de la charge solide, également favorisée par la diminution significative de la végétation (rhexistasie) qui contribue à une déstabilisation accrue des berges (Van Vliet-Lanoe *et al.*, 1991). La rivière passe alors progressivement à un régime en tresses nourri des volumes sédimentaires précédemment érodés (aggradation). Au moment des transitions glaciaire - interglaciaire, le processus inverse se met en place et la rivière retrouve une chenalisation linéaire une fois les conditions interglaciaires développées et le niveau marin remonté (e.g. Blum and Törnqvist, 2000; Vandenberghe and Maddy, 2001; Vandenberghe, 2008). La succession de ces périodes de dégradation et d'aggradation est à l'origine de la mise en place des terrasses fluviatiles très largement décrites dans les rivières européennes telles que la Somme par exemple (e.g. Antoine *et al.*, 2007).

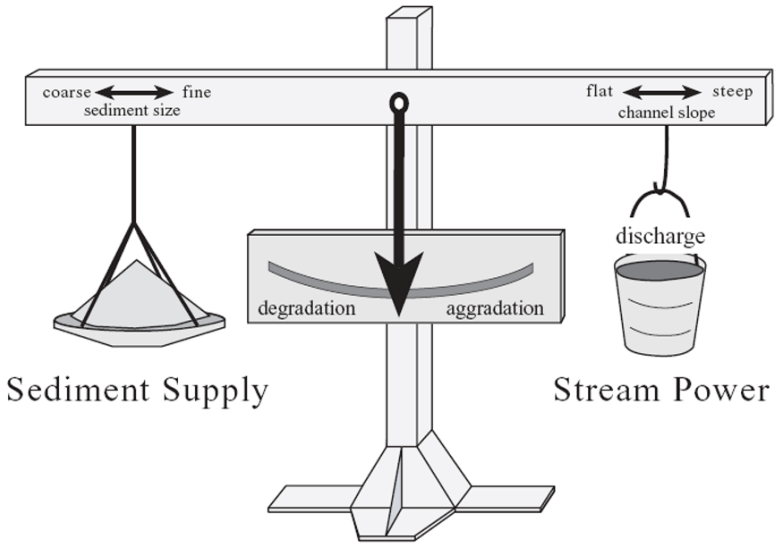


Figure II-12. Schéma conceptuel de l'adaptation des rivières (aggradation ou dégradation / incision) en fonction du rapport de force entre la capacité de transport (stream power) et les apports sédimentaires (sediment supply). L'aggradation du chenal intervient lorsque les apports sédimentaires sont supérieurs à la capacité de transport de la rivière (Blum and Törnqvist, 2000).

Outre l'incision du fleuve, les variations hydrologiques d'ordre saisonnière de l'activité des fleuves périglaciaires favorisent et entretiennent la mise en place de réseaux en tresses, la charge solide étant délivrée en masse et de manière discontinue :

▪ Le débit liquide des rivières alimentées par les glaciers est très variable en fonction des saisons, avec une activité minimale lors de la période hivernale et une activité maximale en période estivale (e.g. Gilbert, 1990; Hill *et al.*, 2001; Vandenberghe and Maddy, 2001; Kumar *et al.*, 2002). Ce type de régime hydraulique caractérise actuellement, par exemple, les rivières du nord-ouest du continent Nord-Américain alimentées par les glaciers du Canada ou de l'Alaska. Le cas de la Lillooet River (Colombie-Britannique, Canada), rivière de taille moyenne alimentée par le glacier du même nom (*Lillooet Icecap*), est illustré dans la Figure II-13. Pour cette rivière, la montée en charge intervenant au cours du printemps peut être extrêmement brutale, le débit pouvant décupler en l'espace de quelques jours. En réponse à cette augmentation brutale de la charge liquide du fleuve (fonte du glacier et de la neige accumulée dans le bassin versant) et donc de l'érosion, la charge solide augmente significativement au printemps. La succession de tels épisodes au cours du temps, associée à l'incision due à la baisse du niveau marin, provoque, à l'échelle géologique, une augmentation importante du volume sédimentaire dans le fleuve propice à la mise en place d'un réseau en tresse,

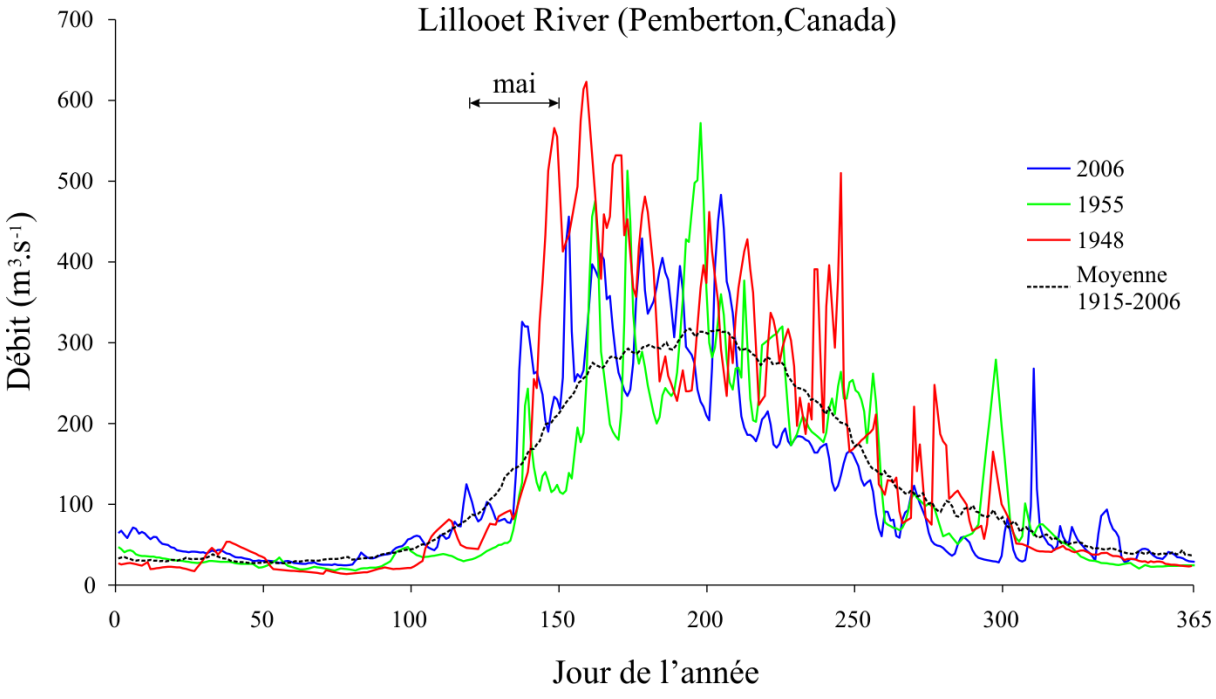


Figure II-13. Evolution annuelle du débit liquide de la Lillooet River à Pemberton (Canada) au cours des années 1948, 1955 et 2006. Noter l'augmentation brutale du débit au cours du mois de mai (Données acquises sur http://www.wsc.ec.gc.ca/hydat/H2O).

▪ Associée à l'incision, l'existence de phénomènes d'embâcle et de débâcle dans les environnements périglaciaires favorise aussi la mise en place et l'entretien de réseaux hydrographiques en tresses. Cette dynamique provoque aussi des apports sédimentaires massifs et discontinus. En raison des températures basses qui règnent dans les environnements périglaciaires, la prise en glace des fleuves en hiver conduit à des phénomènes d'embâcle, c'est-à-dire à l'obstruction du cours d'eau par la glace. Cette obstruction intervient principalement dans les parties des rivières où la profondeur diminue significativement ou encore aux endroits où la sinuosité du fleuve augmente. Si les phénomènes d'embâcle sont typiques des fleuves périglaciaires durant la totalité de l'hiver, il n'est cependant pas rare d'observer de tels épisodes à des latitudes plus basses lors des hivers les plus rigoureux.

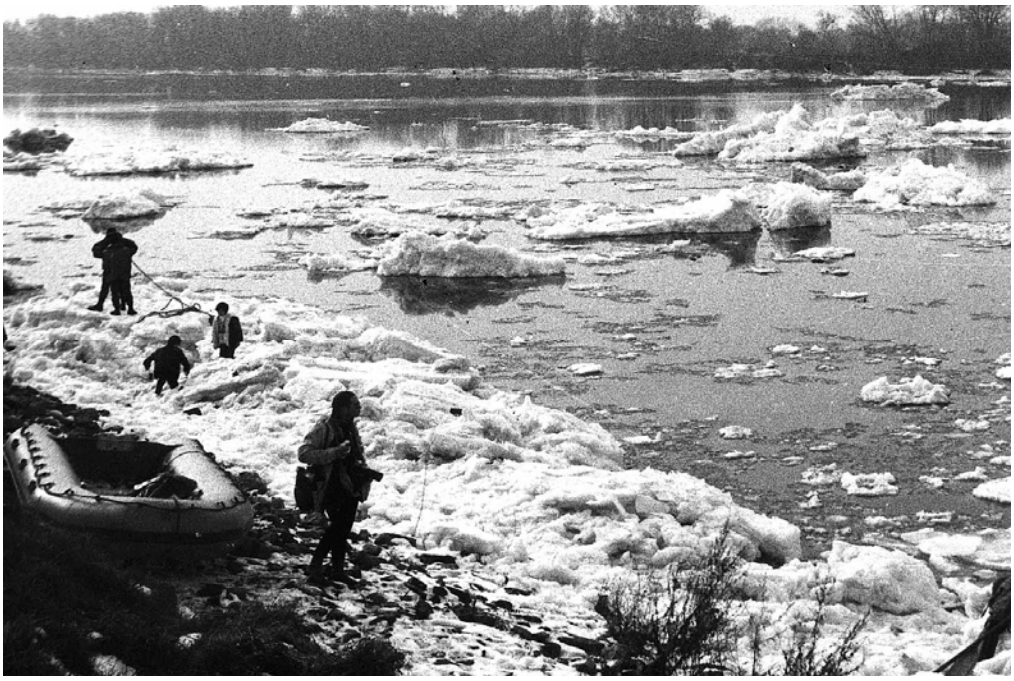


Figure II-14. Embâcle de la Loire à Nantes en février 1985 (crédit photo : B. Van Vliet-Lanoe).

La Loire a ainsi connu à plusieurs reprises, sur plusieurs dizaines de kilomètres et pendant quelques jours, une prise en glace et un embâcle massif lors des hivers 1684, 1731, 1879, 1895, 1963 et 1985 (Figure II-14). Une page du « Journal Illustré » daté 2 mars 1895, caricature ainsi la foule traversant la Loire au milieu d'énormes blocs de glaces et il est raconté qu'au petit âge glaciaire, certains ponts de Paris se seraient brisés par la force de l'embâcle de la Seine. A l'inverse, la débâcle, c'est-à-dire la rupture de l'embâcle, intervient après un radoucissement significatif des températures. Les fleuves ont alors une charge en matériau solide considérable et leur puissance est énorme, gonflée par la fonte du couvert de neige. Les périodes de débâcle sont intrinsèquement brutales et violentes mais la violence de celles-ci, en particulier au niveau du flux d'eau délivré à la mer, dépend également de la

configuration géographique du fleuve, particulièrement dans le cas des fleuves de grande extension. En effet, dans l'hémisphère nord, un fleuve périglaciaire de grande taille qui s'écoule du Sud vers le Nord connaît généralement des débâcles plus énergétiques qu'un fleuve similaire mais s'écoulant du Nord vers le Sud. Dans le cas d'un fleuve s'écoulant du Sud vers le Nord, la partie aval du fleuve se libère des glaces en dernier. Celle-ci joue alors un rôle de bouchon pour l'ensemble des eaux qui s'accumulent dans la partie amont du bassin versant et la plaine d'inondation est alors particulièrement développée. Au moment où la débâcle gagne l'embouchure du fleuve, la décharge est donc catastrophique, toute l'eau stockée en amont de ce bouchon étant libérée brusquement vers la mer. Ce type de débâcle est commun pour les grands fleuves russes qui s'étendent sur plus de 4000 km du Sud vers le Nord tels que l'Ob, l'Ienisseï ou la Lena (e.g. Giret, 2007). Une telle dynamique est également décrite au nord du Canada, au niveau du fleuve McKenzie (Hill *et al.*, 2001).

La dynamique des rivières en domaine périglaciaire est par conséquent complexe et varie d'une région à l'autre en fonction du climat, de la proximité et de l'influence de calottes de glace, de la configuration géographique des rivières, etc. Quoiqu'il en soit, les volumes sédimentaires mis en jeu à l'échelle des rivières périglaciaires et de leur bassin versant, sous le contrôle des variations climatiques et eustatiques, sont conséquents.

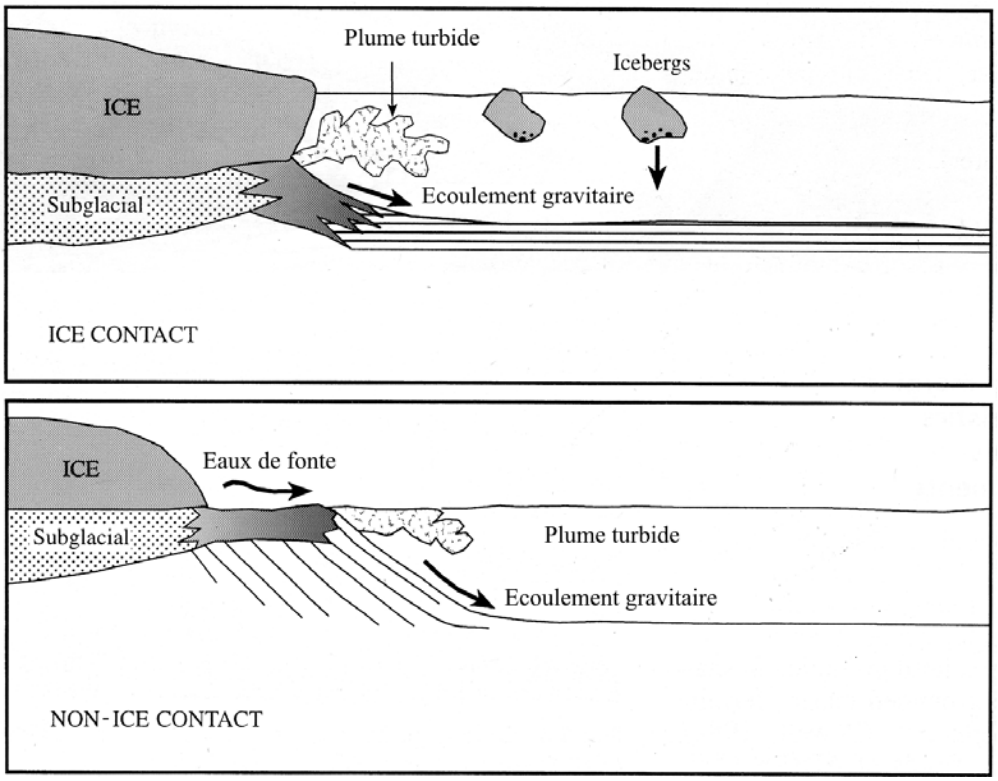


Figure II-15. Schéma conceptuel des modalités de transfert sédimentaire en fonction de la qualité du contact entre un glacier et l'océan (modifié d'après Benn et Evans (1998)).

C. La sédimentation sur les marges océaniques : cas des marges glaciaires - périglaciaires

La sédimentation sur les marges glaciaires - périglaciaires se différencie de la sédimentation océanique *classique* par l'influence, plus ou moins directe et importante, des glaciers environnants et par des processus de dépôt très particuliers liés aux eaux de fonte et à la glace. Actuellement décrite aux hautes latitudes (Antarctique, Groenland, Svalbard, Alaska etc.), la sédimentation dite glaciomarine se caractérise notamment par des accumulations sédimentaires conséquentes, de quelques mètres par milliers d'années au minimum dans les environnements profonds et/ou distaux (Andrews and Syvitski, 1994; Andrews, 2007) jusqu'à plus d'une dizaine de mètres par an au débouché de certains glaciers actuels (Powell, 1983; Andrews and Syvitski, 1994; Gilbert *et al.*, 2002; Curran *et al.*, 2004). Les processus sédimentaires dans ces environnements dépendent de la qualité du contact, direct (*ice contact*) ou indirect (*non-ice contact*) entre le glacier et le domaine marin. Les sédiments d'origine glaciaire peuvent en effet être directement injectés dans le domaine marin si le glacier y pénètre (*water-terminating ice margins* ou *tidewater glaciers*) ou bien transiter sur le continent, par les rivières, lorsque le glacier est plus continental (Figure II-15). Si une multitude de processus sédimentaires particuliers caractérisent chacun de ces environnements (e.g. Dowdeswell, 1987; Benn and Evans, 1998), nous ne décrirons ici que deux aspects de la sédimentation glaciomarine, à savoir les phénomènes de plumes turbides et la sédimentation ice-raftée (Figure II-15). En effet, seuls ces processus peuvent s'exprimer jusque dans les bassins océaniques tels que le Golfe de Gascogne. Parallèlement à ces processus, nous introduirons également les écoulements gravitaires (Figure II-15) et les environnements de dépôt associés, communs eux à l'ensemble des marges océaniques du globe.

1. Décantation des plumes turbides

L'eau douce (~ 1000 kg m^{-3}) étant par définition moins dense que l'eau de mer (~ 1030 kg m^{-3}), l'eau de fonte issue des glaciers tend à rester en (ou à remonter vers la) surface lors de son introduction dans le domaine marin, pour créer ce qu'on appelle communément une plume (*meltwater plumes* ou *overflow*) (Figure II-15 et Figure II-16). Ainsi, avec une concentration en sédiment jusqu'à 30 kg m^{-3}, l'eau douce introduite dans le milieu marin conserve une densité suffisamment faible pour surnager et se propager en surface grâce à son caractère hypopycnal. Cette caractéristique, combinée à des débits généralement conséquents, permet une extension relativement large des plumes turbides dans le domaine marin. Les plumes turbides sont considérées comme le principal agent de transport des particules fines (argiles, silt) dans les environnements glaciomarins (Dowdeswell, 1987; Syvitski *et al.*, 1988; Benn and Evans, 1998).

Figure II-16. Plume turbide au front du glacier Kronebreen (Spitzberg - modifiée d'après O'Cofaigh et Dowdeswell, 2001).

La sédimentation liée à la présence de ces plumes s'effectue par décantation, les particules contenues dans la plume chutant par gravité à travers la masse d'eau. La vitesse de chute est principalement fonction de la taille (et de la forme) des particules et le comportement des particules argileuses est fortement influencé par la floculation. La floculation intervient très rapidement après l'arrivée de la masse d'eau dans le domaine marin puisqu'une salinité de 3-4 ‰ suffit pour que les particules commencent à s'agréger (e.g. Curran *et al.*, 2004).

Les accumulations sédimentaires issues de ces plumes turbides décroissent de manière exponentielle depuis la source et sont difficilement identifiables dans les séries océaniques (Andrews and Syvitski, 1994). En effet, alors que les plumes forment des dépôts individualisés matérialisés par des lamines souvent granoclassées dans les environnements glaciomarins peu profonds de type fjords (Powell, 1983; Dowdeswell *et al.*, 2000; O'Cofaigh and Dowdeswell, 2001), l'expression de ces dépôts dans le domaine océanique profond est beaucoup plus difficile à reconnaître, les particules étant généralement redistribuées par les courants océaniques tout au long de leur chute vers les grands fonds. Ces dépôts s'expriment alors sans granoclassement particulier. Ces dépôts très fins s'identifient alors par de forts taux de sédimentation et par le caractère glaciomarin du dépôt, indirectement déduit de la présence de particules ice-raftées (Hesse *et al.*, 1997; Tripsanas and Piper, 2008).

2. Transport du sédiment en surface par radeaux de glace (rafting processes) : sources et dépôts associés

Les sédiments dits ice-raftés (*raft* = radeau), c'est-à-dire transportés sur la surface de la mer par la glace et déposés par décantation après fonte de cette dernière, sont une composante majeure de la sédimentation en domaine glaciaire et périglaciaire (e.g. Ruddiman, 1977; Gilbert, 1990; O'Cofaigh and Dowdeswell, 2001). Le terme IRD (*Ice-Rafted Detritus*) est communément utilisé dans la littérature pour décrire les particules déposées par ce type de processus. Nous l'utilisons tout au long de cette étude.

Les icebergs et la glace de mer sont les principaux agents à l'origine de cette sédimentation (Gilbert, 1990). Deux types de processus, dits passifs et actifs, sont à l'origine de l'incorporation de sédiment dans la glace. Dans le cas des processus passifs, la glace est uniquement un agent de transport, les particules qu'elle contient ayant été apportées par des processus variés tels que des processus éoliens ou volcaniques. Les particules se déposent alors à la surface des glaciers ou sur la glace de mer avant de transiter, respectivement par la voie des icebergs ou de radeaux de glace, à la surface de la mer. Dans le cas des processus actifs, le sédiment est directement incorporé dans la glace lors de sa création ou de son écoulement. Si les processus passifs peuvent localement ou épisodiquement représenter une source importante de sédiment (environnements périglaciaires / glaciaires sous influence volcanique), les volumes de sédiment incorporés dans la glace par les processus actifs sont globalement plus conséquents (Gilbert, 1990). Nous décrivons ici les processus d'incorporation dans le cas des glaciers, puis de la glace formée en milieux fluviales ou littorales, avant de discuter des dépôts sédimentaires ice-raftés à proprement parlé.

2.1. Les sources

2.1.1. Glaciers et Icebergs

Les glaciers étant un des agents majeurs de l'érosion terrestre, les volumes sédimentaires contenus dans les masses glaciaires continentales peuvent être conséquents. La glace incorpore le sédiment de manière passive lorsque la surface de la masse glaciaire se voit recouverte de sédiment issu de processus colluviaux ou éoliens, ou de manière active lors de son écoulement sur un substrat rocheux ou meuble (Anderson *et al.*, 1980; O'Cofaigh *et al.*, 2007) (Figure II-17). La quantité de sédiment incorporée à la base d'un glacier dépend directement du régime thermique de ce dernier. En effet, la base des glaciers à base froide (*cold-based glaciers*) est constituée d'un mélange de glace et de sédiment pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur en arrivant à la mer. Le sédiment contenu à la base des glaciers à base chaude (*warm-based glaciers*), ou à la base des larges extensions des calottes de glace sur la mer (*floating ice shelves*), est quant à lui souvent déposé par fonte avant le vêlage en mer (Piper, 1976; Dowdeswell, 1987).

Figure II-17. Particules détritiques de taille centimétrique (2 à 5 cm) incorporées dans la glace. Les structures allongées matérialisent la déformation importante de la glace à la base du glacier (http://www3.hi.is).

Le vêlage est un phénomène continu et la quantité d'icebergs produits, très variable, dépend de l'activité du glacier : le vêlage s'accélère lors d'une augmentation de vitesse du glacier (*surge*) et / ou un retrait de la marge glaciaire (Benn *et al.*, 2007). Les icebergs peuvent atteindre des tailles considérables (> 600 mètres d'épaisseur) à en croire les traces de labourage (*ploughing* – cf. Figure II-20) laissées par leur passage sur les marges océaniques profondes (Lien *et al.*, 1989; O'Cofaigh *et al.*, 2002; Bellec *et al.*, 2008; Metz *et al.*, 2008). Ils sont un excellent vecteur de transport du sédiment : tout en transitant à la surface de la mer, ils fondent et se délestent progressivement de l'ensemble des particules sédimentaires qu'ils contiennent. Puisque leur durée de vie peut atteindre plusieurs années (selon leur taille et leur vitesse de fonte), les icebergs rejoignent facilement le domaine hauturier et constituent la source principale des dépôts ice-raftés décrits dans les séries sédimentaires océaniques (Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988; Gilbert, 1990; Andrews, 2000).

2.1.2. La glace en environnement littoral

L'environnement littoral, depuis l'embouchure des fleuves jusqu'aux plages, est un milieu où la glace de mer est susceptible de se former, au moins saisonnièrement. De nombreux processus actifs et passifs d'incorporation de sédiment dans la glace sont décrits (Gilbert, 1990).

Du point de vue des processus d'incorporation actif, les sédiments peuvent se retrouver incorporés à la glace de mer lorsque celle-ci entre en contact avec le sédiment sous-jacent. Un tel mécanisme se produit actuellement aux hautes latitudes, sur les zones intertidales très développées (ex : Terre de Baffin, archipel Arctique Canadien). Chaque cycle de marée augmente alors la quantité de sédiment dans la glace de mer (Gilbert, 1990). Un second processus implique l'emprisonnement dans la glace en formation des particules fines en suspension dans la colonne d'eau. Les minuscules cristaux de glace en formation s'agrègent les uns aux autres en incorporant les particules sédimentaires (Reimnitz *et al.*, 1993; Eicken *et al.*, 1997; Reimnitz, 2000; Dethleff, 2005).

Figure II-18. Slush-ice en formation sur une rivière Canadienne. Ces formations arrondies, parfois appelées pancake ice, mesurent jusqu'à plus d'un mètre de diamètre et finissent par recouvrir la totalité de la surface.

Cette formation de glace, nommée *slush-ice* ou *frazil-ice*, se produit classiquement au débouché des fleuves arctiques lors des premières tempêtes polaires de l'hiver (septembre). Ces tempêtes induisent à la fois une remise en suspension des particules fines et un refroidissement significatif et rapide de la colonne d'eau, au point que celle-ci atteigne un état

supercritique, c'est-à-dire que l'eau reste liquide bien que sa température soit inférieure au point de congélation (Reimnitz, 2000; Morse *et al.*, 2006). Les concentrations en sédiment dans la glace nouvellement formée sont généralement inférieures à quelques grammes par litre (Dionne, 1984; Reimnitz and Kempama, 1987) mais les masses sédimentaires exportées vers le large par ce biais sont conséquentes : 5 à 8 millions de tonnes lors de l'hiver 2001-2002 sur le seul plateau continental de la Mer de Beaufort (Eicken *et al.*, 1997).

Un troisième processus d'incorporation actif du sédiment dans la glace intervient au moment de la formation de glace au fond des rivières. Les cristaux de glace en suspension dans le courant s'ancrent littéralement au lit de la rivière. Cette glace est appelée *anchor-ice* (ou glace ancrée) (Figure II-19) et se forme généralement dans des rivières peu profondes, plus particulièrement lors des nuits ventées et lorsque le ciel est dégagé, le bilan radiatif étant alors le plus propice à sa formation (Dayton *et al.*, 1969; Reimnitz and Kempama, 1987; Reimnitz *et al.*, 1987; Kempama *et al.*, 2001). Une fois les accumulations de glace devenues trop importantes, ces dernières se décrochent du fond par densité et remontent vers la surface, permettant à des pans entiers du lit de la rivière d'être transportés vers l'aval. C'est le naturaliste anglais Charles Lyell (1854) qui décrivit le premier le transit de sable et de galets contenus dans de la glace à la surface de rivières du nord de l'Ecosse. La formation de glace ancrée a depuis aussi été décrite dans les grands lacs américains (Kempama *et al.*, 2001) ou au niveau des plages arctiques, jusqu'à près de 20 mètres de profondeur sur le plateau continental de la Mer de Beaufort (Sadler and Serson, 1981; Reimnitz *et al.*, 1987).

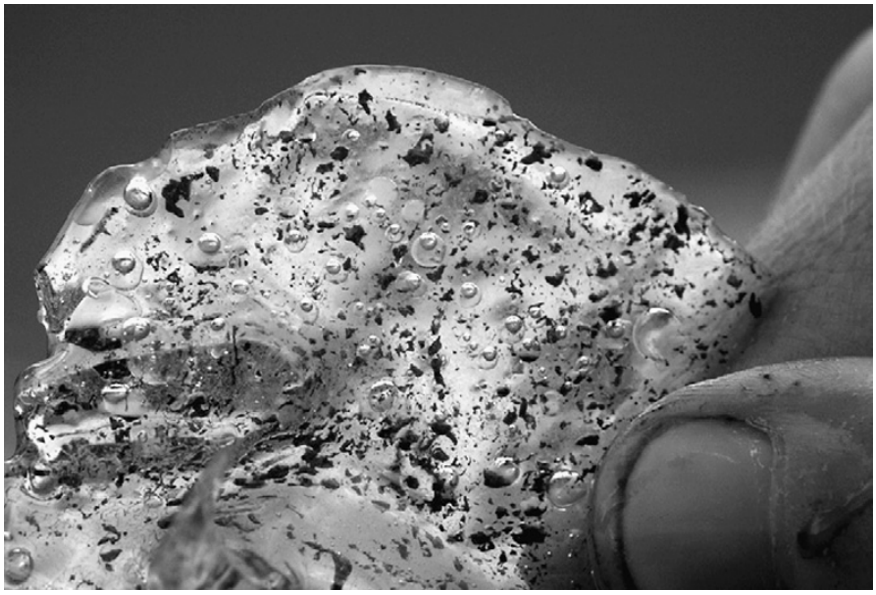


Figure II-19. Glace ancrée (anchor-ice) de fond de rivière et chargée de particules sédimentaires (modifiée d'après Cook et al.(2007)).

Du point de vue des processus passifs, les processus éoliens et volcaniques sont couramment décrits dans la littérature mais d'autres plus complexes interviennent, notamment au niveau des zones intertidales (Gilbert, 1990). L'action conjuguée de la marée montante et de la houle induit en effet à la glace de mer littorale d'être recouverte par des sédiments initialement en suspension dans la colonne d'eau et projetés par l'action des vagues. Au printemps, des phénomènes de remontée d'eau à travers la glace fragilisée par les premiers beaux jours permettent aux argiles et aux sables d'être déposés sur la glace. De tels phénomènes ont été observés aux hautes latitudes, sur des zones intertidales très étendues, lorsque la marée monte rapidement. L'accumulation moyenne de sédiment sur la glace peut alors atteindre 1 cm à chaque cycle de marée (Dionne, 1984; Gilbert, 1990). Les phénomènes de crues dans les fleuves sont aussi à l'origine du recouvrement de la glace par du sédiment (e.g. Hill *et al.*, 2001).

2.2. Les dépôts ice-raftés

Le dépôt des particules incorporées dans la glace intervient lors la fonte de celle-ci, une fois les IRD relâchés dans la colonne d'eau (Figure II-20). Le dépôt se produit par décantation, et l'identification des dépôts ice-raftés au sein des séries sédimentaires est complexe. Une particule détritique est considérée comme ice-raftée avec une relative certitude seulement lorsqu'elle est trop grossière pour pouvoir avoir été transportée par le processus sédimentaire à l'origine du dépôt dans laquelle elle se trouve (Gilbert, 1990; Clark *et al.*, 2000). La difficulté à discriminer l'origine ice-raftés des dépôts atteint son paroxysme dans les environnements glaciaires côtiers, de type fjords, où des dépôts ice-raftés de plusieurs origines (icebergs, *frazil-ice*, *anchor-ice,* etc.) se mêlent aux dépôts littoraux classiques (Powell, 1983; O'Cofaigh *et al.*, 2002).

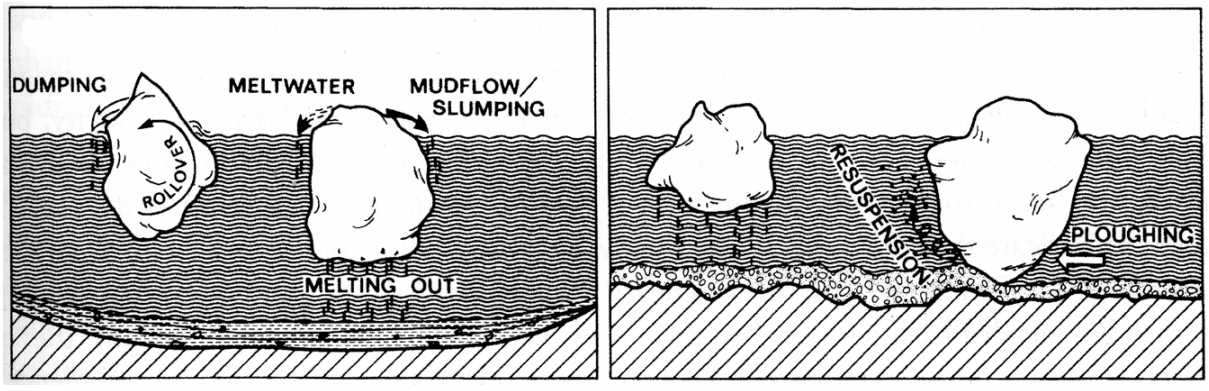


Figure II-20. Modèle de dépôt des IRD par fonte des icebergs. La fonte de ces derniers les déstabilise, provoquant à terme leur retournement (rollover). Ce processus permet aux sédiments incorporés à la glace de manière passive d'être relargués à la mer (Vorren et al., 1983).

Dans le domaine hauturier, toute particule détritique supérieure à 150 µm isolée dans une matrice plus fine est assimilée à un IRD et interprétée comme l'empreinte sédimentaire du passage d'un iceberg riche en sédiment sur la zone d'étude (Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988; McCave and Hall, 2006). La limite à 150 µm est une limite arbitraire qui assure la pertinence de cette dernière interprétation. Les particules supérieures à cette taille rejoignent en effet les fonds océaniques très rapidement, en quelques heures ou jours (Dietrich, 1982) alors que les IRD de petite taille peuvent dériver au gré des courants sur des distances considérables avant de se déposer. Quoiqu'il en soit, toutes les tailles de grains sont susceptibles d'être incorporées à la glace. En effet, excepté dans le cas de la formation de *frazil-ice*, les processus d'incorporation précédemment décrits ne sont pas sélectifs en termes de granularité des particules incorporées. La granularité des IRD ne dépend donc pas du processus à l'origine de leur incorporation, mais uniquement de l'environnement sédimentaire, et donc de la qualité du stock sédimentaire disponible où l'incorporation du sédiment dans la glace a eu lieu (Gilbert, 1990).

La reconnaissance des niveaux ice-raftés et la reconstruction des flux d'IRD dans le domaine océanique sont aujourd'hui couramment utilisées pour corréler des carottes marines et appréhender le degré d'instabilité des marges glaciaires voisines (e.g. Clark *et al.*, 2000; Knutz *et al.*, 2001; Knutz *et al.*, 2007; Peck *et al.*, 2007; Cosma *et al.*, 2008). Ces auteurs postulent que plus les flux d'IRD sont importants, plus la calotte glaciaire est instable. De nombreux travaux montrent cependant qu'une telle approche est réductrice car la présence et la quantité d'IRD au fond des océans dépend de nombreux facteurs (Piper, 1976; Gilbert, 1990; Andrews, 2000; Clark *et al.*, 2000) : le flux d'IRD délivré par un iceberg dépend en effet de sa teneur en particules sédimentaires (qui dépend elle-même du type de glacier et du type de substrat érodé) et de sa vitesse de fonte. Ainsi, au gré des fluctuations latitudinales des fronts climatiques, et sans changement significatif de la production d'icebergs par les glaciers environnants, le flux d'IRD à l'échelle régionale peut radicalement changer. L'hypothèse d'un important contraste climatique longitudinal dans l'Atlantique Nord est d'ailleurs aujourd'hui formulée pour expliquer les fortes disparités d'abondances en IRD décrites entre l'Est et l'Ouest de l'Atlantique durant certaines débâcles d'icebergs de la dernière période glaciaire (Naughton *et al.*, soumis). Les corrélations des niveaux sédimentaires riches en IRD entre des bassins océaniques éloignés doivent donc être effectuées avec prudence.

3. Ecoulements Gravitaires et Environnements de Dépôts Associés

3.1. Les écoulements gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables de transporter les sédiments, sous l'action principale de la gravité, depuis les plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales. Ces processus gravitaires, décrits sur l'ensemble des marges océaniques du globe, ont fait l'objet de nombreuses classifications (Middleton and Hampton, 1973; Mulder and Cochonat, 1996; Shanmugam, 2000; Mulder and Alexander, 2001). Trois mécanismes de transport principaux sont distingués : les glissements en masse, les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

3.1.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse (ou instabilités) correspondent au déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'une surface de cisaillement. Les dépôts résultants conservent la structure d'origine des sédiments, mais sont plus ou moins affectés par des déformations de type translationnelles (*slides*) ou rotationnelles (*slumps*). Ces déstabilisations prennent généralement naissance au niveau du rebord des plateaux continentaux et sur les pentes continentales, où les accumulations sédimentaires sont les plus importantes et les pentes les plus fortes.

3.1.2. Les écoulements laminaires (ou hyperconcentrés)

Ces écoulements se caractérisent par la présence d'une matrice qui assure une cohésion entre les particules en mouvement et par des concentrations et des viscosités très élevées empêchant tout développement de la turbulence. Plusieurs types d'écoulements sont décrits en fonction de la taille et de la concentration du sédiment transporté, de la matrice et de la présence de fluide : les écoulements hyperconcentrés, les coulées de débris (*debris flows*), les écoulements granulaires (*grain flows*), les écoulements fluidisés (*fluidized flows*), et les écoulements liquéfiés (*liquefied flows*) (e.g. Mulder and Alexander, 2001).

3.1.3. Les écoulements turbulents

Ces écoulements sont caractérisés par le maintien en suspension des particules par des phénomènes de turbulence au sein d'un fluide ambiant de moindre densité. La concentration des particules au sein de ces écoulements particulaires est très variable mais reste inférieure à 9 % du volume total. Sous le terme d'écoulements turbulents sont rassemblés, suivant le mode et la durée d'alimentation en particules, les bouffées turbides et les courants de turbidité, ainsi que les courants hyperpycnaux.

▪ Contrairement aux bouffées turbides, les courants de turbidité correspondent à un écoulement de fluide avec une alimentation prolongée ou continue par l'arrière. Les courants de turbidité ont ainsi une durée de vie beaucoup plus longue, pouvant atteindre quelques semaines. Le dépôt résultant du passage d'un courant de turbidité est appelé turbidite. La séquence de dépôt la plus classiquement utilisée pour décrire les turbidites est la séquence de Bouma (1962). Cette séquence matérialise la diminution d'énergie du courant de turbidité en un point donné et correspond à la succession verticale de cinq faciès distincts nommés, de la base vers le sommet et suivant un granoclassement normal, Ta, Tb, Tc, Td et Te (Figure II-21). Le terme inférieur de la séquence, Ta, est le plus grossier (sable) et correspond à un dépôt d'écoulement concentré, contrairement aux termes sus-jacents qui correspondent aux dépôts d'écoulements turbulents (Mulder et Alexander, 2001). Les termes Tb et Tc, plus fins, montrent des structures dynamiques particulières : des laminations planes sont observés au sein du terme Tb, et le terme Tc, constitué de sables très fins ou de silts, présente lui des stratifications obliques et/ou des convolutes. Le terme Td est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Enfin, le terme Te correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure. Il est souvent très difficilement différenciable de la reprise de la sédimentation hémipélagique. La séquence de Bouma, rarement observée dans son intégralité, est couramment tronquée de ses termes inférieurs ou supérieurs. Dans les années 80, les modèles de Stow et Shanmugam (1980) et Lowe (1982) viennent affiner et compléter la description des séquences turbiditiques (Figure II-21), respectivement dans le cas des séquences fines issues des courants turbiditiques de faible densité (*fine-grained turbidites* ou turbidites argilo-silteuses) et des séquences grossières issues des courants de haute densité (*coarse-grained turbidite* ou turbidites sableuses). En effet, la séquence de Bouma se révèle uniquement applicable aux turbidites constituées de sédiment allant des sables moyens aux argiles.

▪ Les courants hyperpycnaux correspondent au prolongement en mer de l'écoulement turbide d'un fleuve au cours d'une forte crue lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour générer un mélange d'une densité supérieure à celle de l'eau de mer (Normark and Piper, 1991; Mulder and Syvitski, 1995). Le mélange d'eau douce et de sédiment s'écoule alors sur le fond et génère un écoulement gravitaire turbulent hyperpycnal. Les hyperpycnites présentent classiquement un granoclassement inverse, correspondant à la montée en charge, surmonté d'un granoclassement normal, correspondant à la décrue. La présence de ce granoclassement inverse à la base de la séquence de dépôt est un critère distinctif des hyperpycnites (Mulder *et al.*, 1998; Mulder *et al.*, 2001).

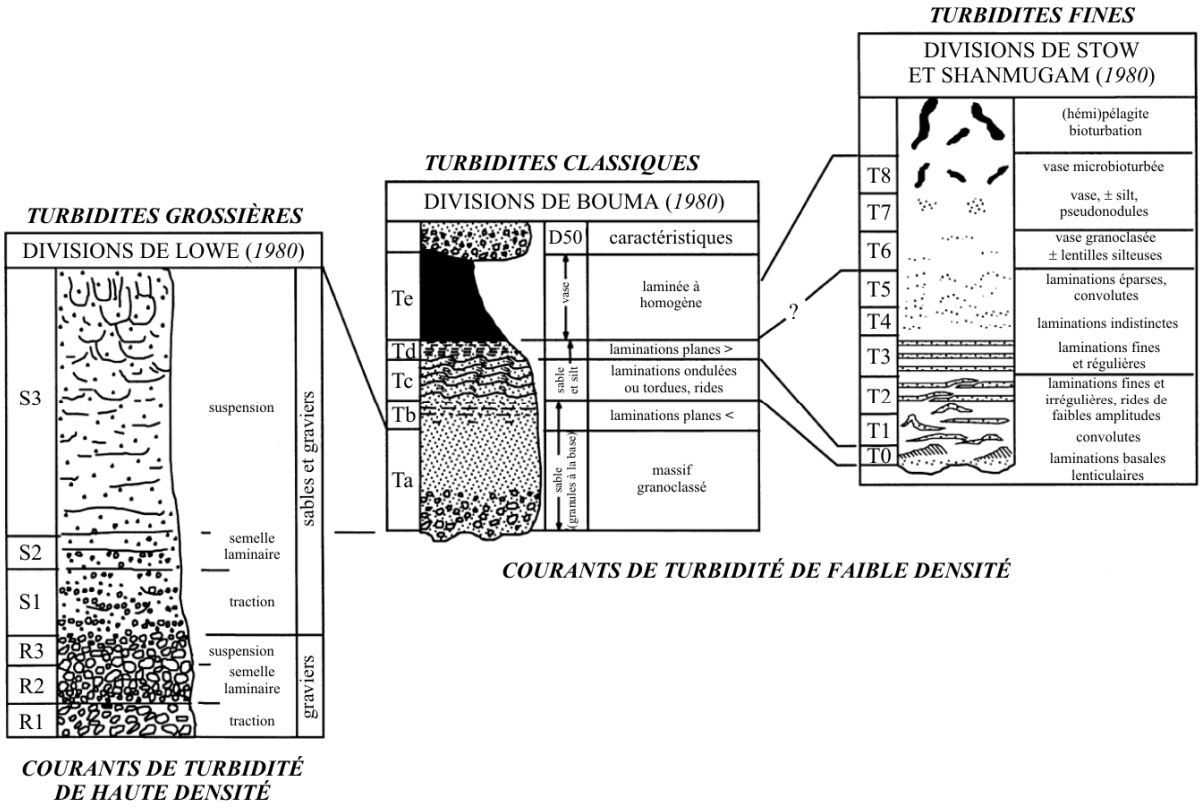


Figure II-21. Description des séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (d'après Shanmugan (2000)).

3.2. Evolution des écoulements sur les marges glaciaires

Au cours d'un écoulement gravitaire, les caractéristiques hydrodynamiques ne sont pas figées (Middleton and Hampton, 1973). Le volume et la dynamique de l'écoulement se modifient tout au long de son parcours. L'écoulement peut ainsi passer d'un état laminaire à un état turbulent, ou vice versa, suite à la perte ou au gain de fluide et/ou de charge solide et en fonction des modifications de la topographie. Les dépôts décrits en un site ne reflètent donc que localement l'état de l'écoulement.

Au niveau des marges glaciaires, les écoulements peuvent évoluer de manière assez complexe. Les écoulements gravitaires causés par l'injection violente et massive d'eau de fonte des glaciers peuvent se dissocier (Figure II-22). Une première partie de l'écoulement continue à s'écouler sur la fond et une seconde remonte vers la surface pour créer une plume mésopycnale, c'est-à-dire une plume turbide s'élevant progressivement entre le fond et la surface (*lofted column*) (Sparks *et al.*, 1993; Hesse *et al.*, 1997). Ce type de processus intervient lorsqu'une la masse volumique de l'écoulement (eau douce chargée de sédiment) devient plus faible que celle du fluide ambiant (eau de mer), du fait de la perte progressive des particules de l'écoulement par dépôt (Sparks *et al.*, 1993).

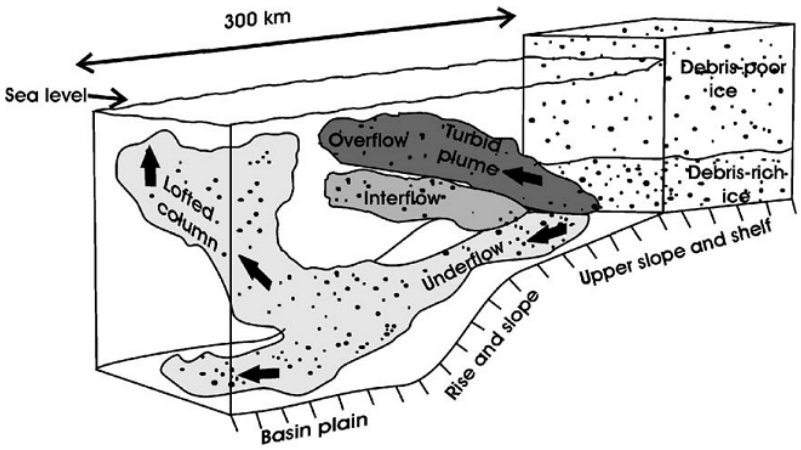


Figure II-22. Représentation schématique du processus de renverse de densité (lofted column) d'un écoulement gravitaire (underflow) sur les marges glaciaires (d'après Hesse et Khodabakhsh (2006)).

Reconnus une première fois en laboratoire à l'aide d'expériences analogiques (Sparks *et al.*, 1993), ces processus ont été depuis mis en évidence en Mer du Labrador par la description d'un empilement de vases turbiditiques fines, granoclassées et riches en IRD (Hesse *et al.*, 2004; Hesse and Khodabakhsh, 2006). La présence d'IRD au sein de ces niveaux granoclassés implique en effet que le dépôt de matériel turbiditique fin se produise très lentement, à partir de nuages turbides mésopycnaux encore très concentrés. Pour les écoulements gravitaires plus classiques, les IRD s'intercalent entre les niveaux turbiditiques (Cremer, 1989; Hesse and Khodabakhsh, 2006; Zaragosi *et al.*, 2006) (Figure II-23).

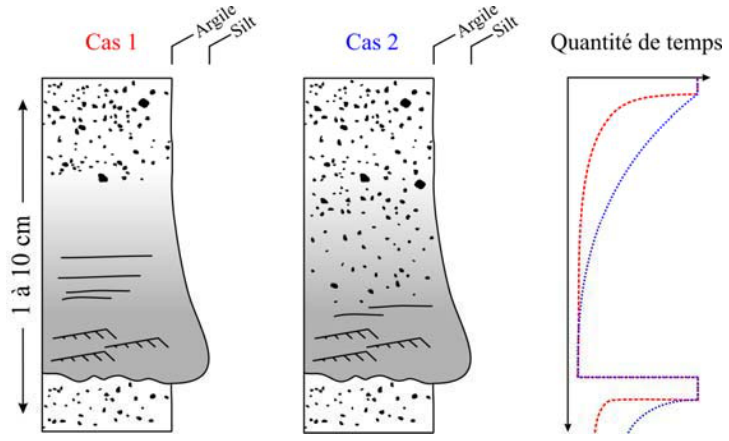


Figure II-23. Schéma conceptuel du dépôt d'IRD dans un niveau turbiditique mis en place par un processus de débordement classique (cas 1, Zaragosi et al. (2006) et dans un dépôt turbiditique associé à un processus de lofting (cas 2, Hesse et al. (2004)). La durée de mise en place de la partie supérieure de la turbidite, plus important dans le cas 2 que dans le cas 1, permet l'incorporation d'IRD au sein de la séquence turbiditique.

4. Les systèmes turbiditiques

Les processus gravitaires sont à l'origine de grands systèmes de dépôt profonds : les systèmes turbiditiques. La combinaison entre la taille et la géométrie du bassin versant avec la nature de la source sédimentaire conduit à une très grande diversité de ces systèmes profonds, et ce aussi bien dans l'ancien que dans l'actuel (Reading and Richards, 1994; Stow and Mayall, 2000). On distingue généralement deux principaux modes d'organisation : les systèmes non chenalisés et les systèmes chenalisés.

4.1. Les systèmes non chenalisés

Les systèmes non chenalisés, peu matures, sont généralement générés par des instabilités de pente. L'architecture de ces systèmes est peu évoluée et se limite à une ou plusieurs cicatrice(s) d'arrachement en amont, une zone de transit sédimentaire plus ou moins importante, et une zone de dépôt de forme lobée dans la partie aval (*debris-flow*). Ces systèmes sont très communs sur les marges glaciaires, particulièrement au débouché des fleuves de glace, où les apports sédimentaires sont extrêmes (Figure II-24). Ils sont alors appelés *through-mouth fan* (e.g. Dowdeswell *et al.*, 2002; Dowdeswell *et al.*, 2008).

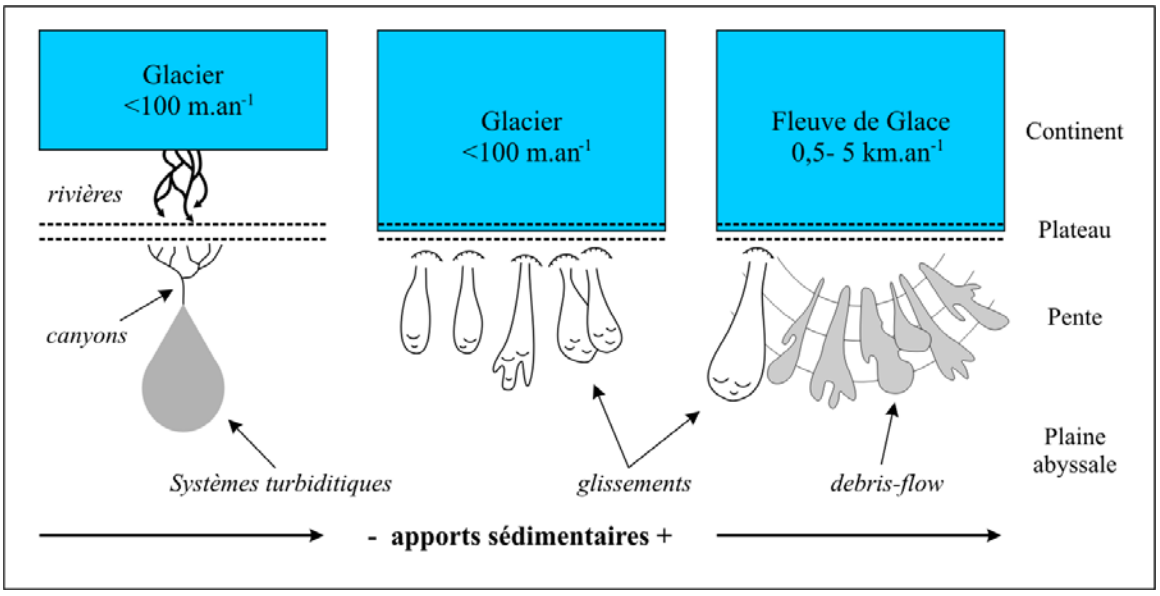


Figure II-24. Schéma conceptuel de l'architecture des marges continentales influencées par la présence d'une calotte glaciaire (modifiée d'après Dowdeswell et al. (2002)). Les forts apports sédimentaires au débouché des fleuves de glace sont à l'origine d'édifices sédimentaires composés d'une accumulation de debris-flow ou « through-mouth fan ».

4.2. Les systèmes chenalisés

Les systèmes chenalisés, beaucoup plus matures, se développent à l'aval d'une source d'apport en sédiments relativement abondante et régulière. Ils sont décrits sur l'ensemble des marges océaniques, depuis les hautes (e.g. NAMOC, Klaucke *et al.*, 1998) jusqu'aux basses latitudes (e.g. Zaïre, Babonneau *et al.*, 2002). Ils se composent principalement de trois éléments architecturaux élémentaires (Figure II-25):

▪ Le canyon, incisant plus ou moins profondément le rebord du plateau continental. En phase d'activité, les canyons constituent une voie de transit privilégiée pour les particules depuis le plateau continental vers le bassin profond (e.g. Shepard, 1981).

▪ Le système chenal-levées, qui se développe dès la sortie du canyon. Il s'agit d'une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit (*by-pass*), d'érosion (essentiellement sur le fond du chenal), et de dépôt (essentiellement sur les levées).

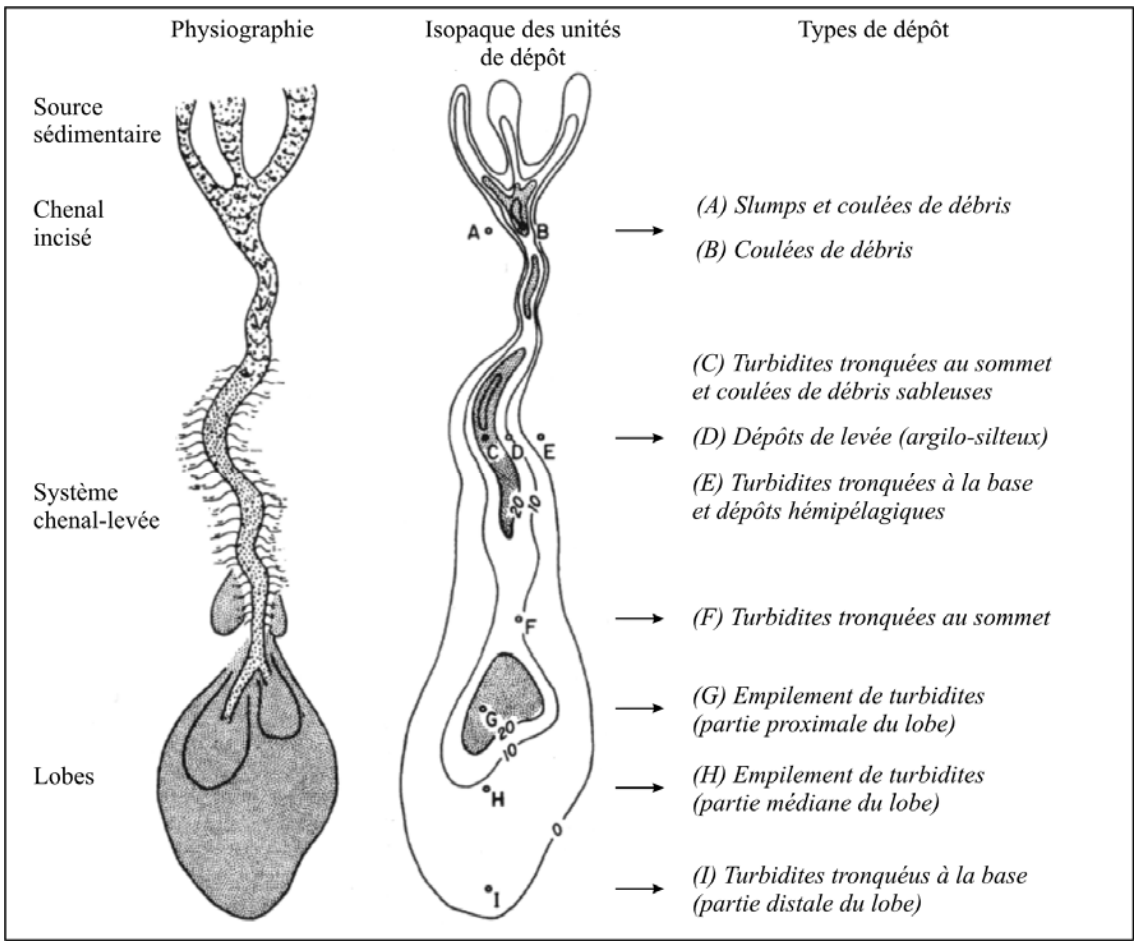


Figure II-25. Schéma conceptuel d'un système chenal-lobe et dépôts associés (modifiée d'après Galloway (1998)).

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Généralement en érosion dans leur partie amont, les chenaux passent ensuite à une morphologie de type dépositionnelle en raison de la diminution de pente et la perte associée de l'énergie des écoulements turbiditiques. Leur morphologie est aussi fortement influencée par la nature des apports sédimentaires. Les chenaux transportant du matériel grossier (sables et graviers) sont généralement larges, rectilignes et ne construisent que peu ou pas de levées. Ils sont donc très peu marqués topographiquement (Komar, 1969; Clark *et al.*, 1992; Galloway, 1998). Les chenaux profonds, généralement étroits, profondément creusés, sinueux voir méandriformes et présentant des levées bien développées transportent généralement du matériel plus fin (Komar, 1969; Babonneau *et al.*, 2002).

Les levées turbiditiques se développent latéralement aux chenaux et constituent d'importantes accumulations sédimentaires, avec une extension latérale jusqu'à 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal (Damuth *et al.*, 1995) et une épaisseur totale pouvant atteindre jusqu'à 1500 m dans les systèmes turbiditiques de l'Amazone ou de l'Indus (Damuth *et al.*, 1995; Kenyon *et al.*, 1995). Elles présentent un flanc interne très raide, soumis à l'érosion par les courants et les déstabilisations, alors que le flanc externe est caractérisé par des pentes très faibles où les processus de dépôt dominent. A l'échelle du dépôt, les levées sont constituées d'un empilement de dépôts de granularité généralement fine (des argiles aux sables fins), organisés en séquences et interprétés comme des termes Tc, Td et Te de la séquence de Bouma (Hesse and Chough, 1980; Piper and Deptuck, 1997; Migeon, 2000; Gervais *et al.*, 2001; Ducassou, 2006). Les levées sont en effet construites par débordements successifs de la partie sommitale, diluée et turbulente, des écoulements turbiditiques circulant dans les chenaux (Figure II-26). Deux processus de débordement sont décrits : dans le premier cas, le débordement s'effectue lorsque la hauteur de l'écoulement est supérieure à la hauteur de la levée (*overbank / flow spilling*) ; dans le second cas, le débordement se produit à la faveur d'un brusque changement de direction du chenal, sous l'action de la force centrifuge (flow stripping, Piper and Normark, 1983). Les levées droite et gauche (en regardant vers l'aval) présentent généralement une dissymétrie importante qui reflèterait l'action sur les écoulements de la force de Coriolis (Komar, 1969). On distingue aussi fréquemment sur les levées des structures particulières comme des dunes géantes (*sediment waves*), des failles rotationnelles, des sillons d'érosion et des chenaux secondaires (Normark *et al.*, 1980; Migeon *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2000; Nakajima and Satoh, 2001; Normark *et al.*, 2002).

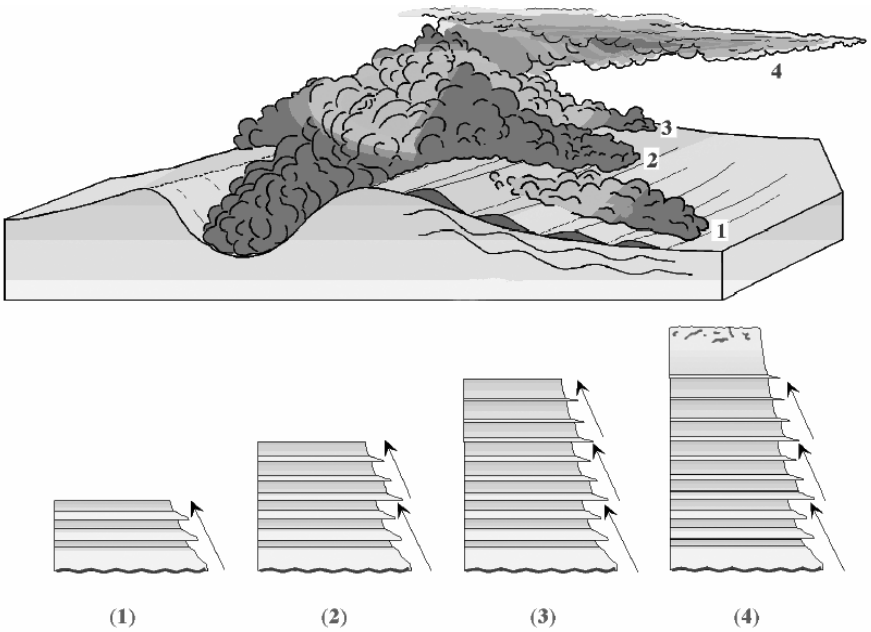


Figure II-26. Schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2 et 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du « nuage turbiditique » (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.

Contrairement aux chenaux où alternent érosion et dépôt, les levées enregistrent la dynamique des écoulements gravitaires de façon quasi-continue sur de longues périodes de temps et apparaissent ainsi comme des sites idéals pour étudier l'évolution des systèmes turbiditiques (Bouma, 2001; Skene and Piper, 2006; Nakajima and Itaki, 2007). Nous montrerons dans cette étude qu'elles représentent également des sites privilégiés pour étudier à haute résolution l'évolution des paléoenvironnements en amont des systèmes turbiditiques du fait de la dilatation du signal par les forts taux d'accumulations (Toucanne *et al.*, 2008).

▪ Les lobes, mis en place au débouché du complexe chenal-levée, constituent le terme le plus distal des systèmes turbiditiques. Principalement sableux du fait de l'appauvrissement relatif de la fraction fine des écoulements gravitaires par les processus de débordement décrits ci-dessus, ils ont été une première fois décrits, dans les séries fossiles, comme des corps non chenalisés, tabulaires et présentant une continuité latérale importante. L'étude détaillée de la surface du lobe distal du Mississippi a depuis révélé une réelle complexité de ces formations, avec des systèmes de chenaux distributaires et une morphologie de surface dendritique (Twichell *et al.*, 1991). L'architecture interne des lobes a été plus récemment décrite. Elle est constituée de l'accumulation de plusieurs sous-unités lobées (Gervais *et al.*, 2004) et la chenalisation apparaît importante au sein de ces formations (Bonnel *et al.*, 2005).

A. Variabilité climatique et eustatique Pléistocène et Holocène 63
1. Les changements climatiques : origines et processus 64
1.1. Cycles orbitaux : cyclicité glaciaire-interglaciaire 66
1.1.1. Théorie astronomique des paléoclimats 66
1.1.2. Notions au sujet des glaciations Quaternaire 68
1.2. Variabilité climatique millénaire intra-glaciaire 69
1.2.1. Cycles de Dansgaard-Oeschger et Evènement de Heinrich 69
1.2.2. Origine de la variabilité climatique glaciaire 72
1.3. La variabilité climatique millénaire au cours des déglaciations 75
2. La variabilité eustatique ou 'glacio-eustatisme' 76
B. Calottes glaciaires et glaciers en Europe au cours des glaciations Pléistocènes 79
1. Le Complexe du Cromérien 79
2. La glaciation Elstérienne 80
3. La glaciation Saalienne 82
4. La glaciation Weichselienne 83
C. Le Paléofleuve Manche : Etat des connaissances et empreinte des glaciations 91

Chapitre III: Cadre Spatio-Temporel : Le Climat de l'Europe au cours du Pléistocène

Dans ce chapitre, nous restituons de façon synthétique l'état des connaissances concernant les variations climatiques et glacio-eustatiques survenues au cours du Pléistocène. Une synthèse concernant les forçages climatiques et l'extension des calottes de glace en Europe est proposée par la suite. L'histoire du Fleuve Manche, intimement liée aux calottes de glace et que nous discuterons tout au long de cette étude, est introduite à la fin de ce chapitre.

Les âges présentés dans ce chapitre, et tout au long de l'étude, sont donnés, sauf précision, en âges calendaires. Les âges obtenus par la méthode des datations radiocarbones, notés $^{14}C\ ka^{*}\ BP$ (*Before Present* = année 1950), sont en effet transformés en âges calendaires, notés généralement *cal. ka BP*, afin d'être comparables aux dates obtenues dans les carottes de glace par exemple. Dans le souci d'alléger la lecture, ces âge seront simplement notés *ka*.

[*] ka = kilo-années = 1000 ans.

A. Variabilité climatique et eustatique Pléistocène et Holocène

Ce travail s'inscrit dans une étude globale des conditions paléoenvironnementales et sédimentaires du Golfe de Gascogne au cours des derniers 1,2 Ma, c'est-à-dire durant la seconde partie du Quaternaire.

La terminologie et la classification stratigraphique du Quaternaire font toujours débat (e.g. Gibbard and Van Kolfschoten, 2005). Les termes Pléistocène et Quaternaire, souvent confondus, sont synonymes d'âge glaciaire mais contrairement au Pléistocène, le Quaternaire inclut l'interglaciaire actuel : l'Holocène. Le Quaternaire, qui englobe donc l'ensemble du Pléistocène et l'Holocène, fait ainsi référence à la période climatique qui a débuté il y a environ 2,6 Ma. Cette période est marquée par la succession d'oscillations climatiques extrêmes et l'initiation de glaciations majeures sur l'Hémisphère Nord (Gibbard and Cohen, 2008) (Figure III-1). La limite Pliocène - Pléistocène correspond à l'heure actuelle à l'évènement magnétique de Gauss - Matuyama (Suc *et al.*, 1997; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005; Gibbard and Cohen, 2008). Cet évènement coïncide en effet avec les premiers apports majeurs de matériels ice-raftés aux latitudes moyennes de l'Atlantique Nord, preuve de la présence de calottes de glace majeures sur l'Hémisphère Nord (Shackleton *et al.*, 1984; Shackleton, 1997).

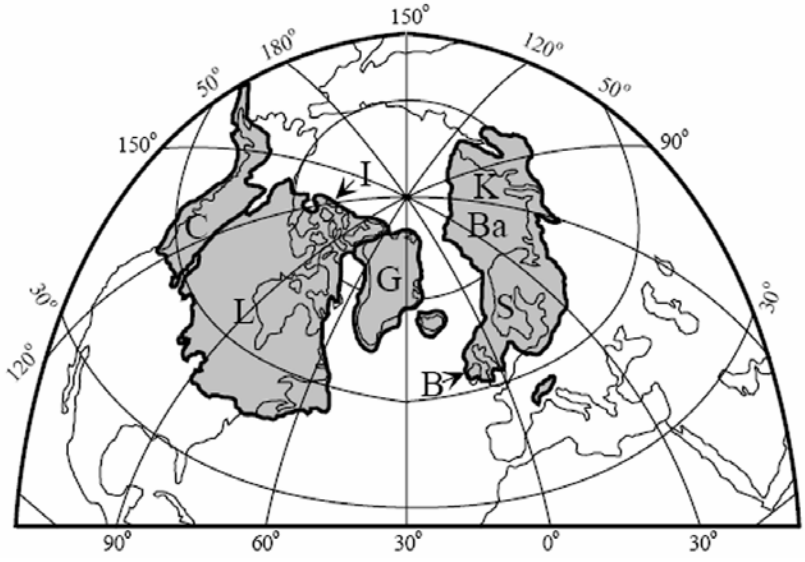


Figure III-1. Localisation des calottes de glace sur l'Hémisphère Nord au cours des glaciations Pléistocènes. C : Cordilleran Ice Sheet, L : Laurentide, I : Innutian, G : Greenland, B : British, S : Scandinavian, Ba : Barents, K : Kara (modifié d'après Clark et al., 2002).

Bien qu'encore débattues, les principales subdivisions du Pléistocène (Inférieur, Moyen, Supérieur) ont été clarifiées en 1996 par la commission INQUA / ICS *Working Group on*

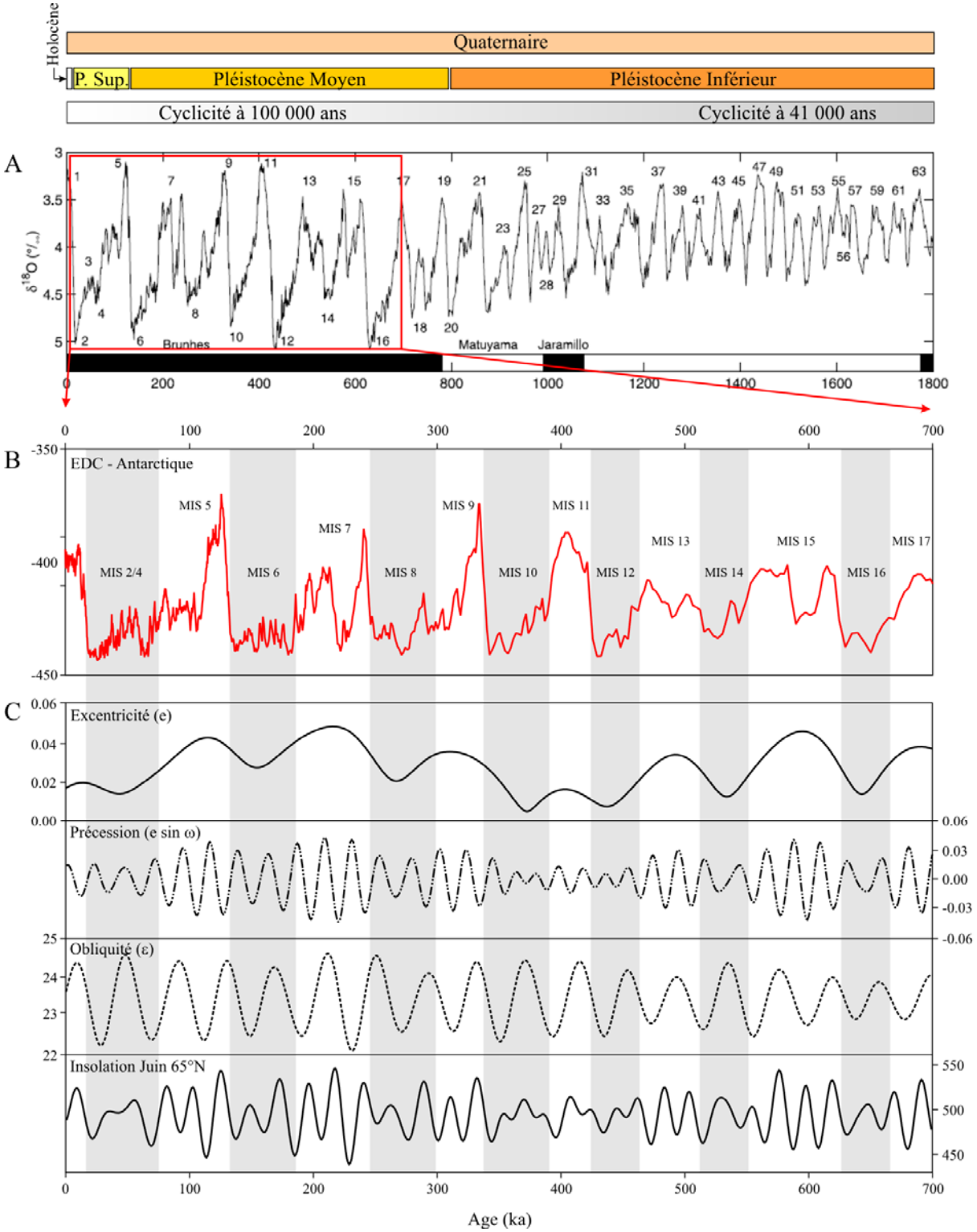
Major Subdivision of the Pleistocene (Richmond, 1996). La base et le sommet du Pléistocène Moyen ayant été fixés respectivement vers 780 000 et 130 000 ans (Richmond, 1996; Gibbard and Cohen, 2008), notre étude s'étend donc de la fin du Pléistocène Inférieur à l'actuel.

1. Les changements climatiques : origines et processus

Les séries sédimentaires continentales, souvent discontinues et de faible résolution temporelle, ont depuis longtemps permis la mise en évidence de changements climatiques de grande amplitude au cours du Quaternaire (e.g. Zagwijn, 1973). C'est l'étude des accumulations sédimentaires marines et des carottes de glace des pôles qui a permis une reconstitution détaillée et continue des modifications des compositions atmosphériques et océaniques du passé. Les successions climatiques de type glaciaire - interglaciaire ponctuant le Quaternaire ont ainsi été décrites par l'étude isotopique des glaces des pôles (Johnsen *et al.*, 1992; EPICA, 2004) et des sédiments marins (Imbrie, 1984; Shackleton, 2000; Huybers and Wunsch, 2004; Lisiecki and Raymo, 2005). Ces enregistrements sont à l'origine d'une échelle stratigraphique isotopique dont la dernière en date, proposée suite au projet SPECMAP (Imbrie, 1984; Martinson *et al.*, 1987), est celle de Lisiecki et Raymo (2005), nommée LR-04. Cette courbe isotopique de référence a été établie à partir de la compilation de 57 courbes isotopiques issues de carottes sédimentaires réparties à travers le monde. Ces enregistrements ont été datés par méthodes radiométriques absolues $^{230}Th/^{234}U$ et ^{14}C et sur la base des cyclicités orbitales (*orbital tuning*). Cette chronologie isotopique étant la plus récente et la plus détaillée, nous l'utilisons tout au long de ce travail (Figure III-2).

L'ensemble des reconstitutions montre que les changements climatiques du Quaternaire sont essentiellement cycliques. Deux types de cyclicité ont été mis en évidence : des cycles longs, de premier ordre, avec une périodicité de la centaine à la dizaine de milliers d'années, dus à des variations de mouvement et de position des planètes (cycles de Milankovitch) ; et des cycles courts, d'échelle millénaire, appelés « cycles de Dansgaard-Oeschger » (Dansgaard *et al.*, 1993), dont l'origine est encore débattue.

Figure III-2. Variations climatiques majeures de la seconde moitié du Quaternaire (terminologie selon Gibbard et Cohen, (2008)) et comparaison des principaux enregistrements, à savoir (A) la courbe isotopique de référence (LR-04) issue du rapport isotopique de l'oxygène dans les foraminifères benthiques de 57 carottes marines réparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005) et (B) l'enregistrement isotopique du Deutérium (δD - ‰) de la carotte de glace EDC prélevée en Antarctique (EPICA, 2004). Ces variations climatiques, parfaitement en phase dans les deux enregistrements, sont le reflet des (C) variations quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre, à l'origine des variations significatives d'insolation (Watt/m²) à la surface du globe (modifiée d'après Berger (1978) et Laskar et al. (2004)).


Holocène
Quaternaire
P. Sup.
Pléistocène Moyen
Pléistocène Inférieur
Cyclicité à 100 000 ans
Cyclicité à 41 000 ans
A
δ18O (‰)
Brunhes
Matuyama
Jaramillo
B
EDC - Antarctique
MIS 2/4
MIS 5
MIS 6
MIS 7
MIS 8
MIS 9
MIS 10
MIS 11
MIS 12
MIS 13
MIS 14
MIS 15
MIS 16
MIS 17
C
Excentricité (e)
Précession (e sin ω)
Obliquité (ε)
Insolation Juin 65°N
Age (ka)

1.1. Cycles orbitaux : cyclicité glaciaire-interglaciaire

1.1.1. Théorie astronomique des paléoclimats

Le climat du Quaternaire est caractérisé par la succession de périodes interglaciaires, chaudes, et de périodes glaciaires, froides. La récurrence de ces périodes climatiques au cours du Quaternaire a été mise en évidence par les travaux du géologue américano-suisse Louis Agassiz (XIX^{ème} siècle) qui décrit dès 1840 les traces d'anciennes oscillations glaciaires en Ecosse. La théorie astronomique des climats développée par Milankovitch (1920) et complétée par Hays et al. (1976) et Berger (Berger, 1977, 1978, 1988) permet d'expliquer ces changements climatiques à la fois cycliques et globaux. Elle repose sur l'étude des variations quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre. Ces paramètres sont au nombre de trois : l'excentricité, l'obliquité et la précession (Figure III-2 et Figure III-3).

▪ L'Excentricité (e) correspond au degré d'aplatissement de l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil dans le plan orbital de la Terre ou plan de l'écliptique. L'attraction du Soleil donne au premier ordre un mouvement elliptique à la rotation de la Terre mais l'attraction gravitationnelle des autres planètes du système solaire sur la Terre tend, dans un second ordre, à déformer cette ellipse. Chaque planète, suivant sa position et son éloignement à la Terre, contribue ainsi à faire varier l'excentricité de la Terre au cours du temps. Ses variations résultent de la combinaison de signaux de périodes voisines de 100 000 ans et de 400 000 ans.

▪ L'Obliquité (ε) caractérise l'inclinaison de l'axe de la rotation de la Terre par rapport au plan de écliptique. L'obliquité terrestre évolue suite à des perturbations planétaires mais est aussi contrainte par les forces gravitationnelles exercées par le Soleil et la Lune qui tendent à faire tourner et précesser l'axe de rotation de la Terre (comme une toupie) autour de cette perpendiculaire à l'écliptique. La combinaison de ces deux effets induit une oscillation de l'obliquité terrestre de l'ordre de 1,3° autour d'une valeur moyenne de 23.5° (actuellement, l'angle est de 23°27'). La période principale de ces oscillations est de 41 000 ans. La variation de l'inclinaison de l'axe de la Terre agit sur la quantité d'énergie reçue par la Terre selon les saisons. Plus l'angle est important, plus l'écart saisonnier sera grand.

▪ La Précession climatique (ω), ou précession des équinoxes, est responsable de la longueur et de l'amplitude des saisons et résulte de deux mouvements de précession (axiale et de l'ellipse). La précession axiale décrit le mouvement circulaire de l'axe de rotation de la Terre autour d'un cercle à partir du centre de la Terre. Elle induit un changement de direction de l'axe de la Terre au cours du temps. La précession de l'ellipse décrit le mouvement de rotation de l'ellipse de l'orbite de la Terre sur elle-même, et résulte du changement de position des axes long et court de l'ellipse. La combinaison de ces deux mouvements induit

une variation de la position des équinoxes (moment où le jour et la nuit sont d'égale durée) et des solstices d'été (jour le plus long de l'année) et d'hiver (jour le plus court de l'année) sur l'orbite terrestre au cours du temps. Ces deux mouvements combinés ramènent à 22 000 ans la périodicité de la précession des équinoxes qui, combinée à la variation de l'excentricité de l'orbite de la Terre fait varier la distance Terre-Soleil, et donc la quantité d'énergie reçue par la Terre, suivant deux périodes, 19 000 ans et 23 000 ans. Pour l'hémisphère nord et dans les positions extrêmes, c'est-à-dire lorsque le solstice d'été a lieu à l'aphélie (dans le plus grand axe de l'ellipse) et le solstice d'hiver a lieu à la périhélie (dans le plus petit axe de l'ellipse), la différence d'énergie reçue entre l'été et l'hiver est faible (été frais / hiver doux) alors que dans le cas contraire l'écart saisonnier est important (été chaud / hiver froid). Ce phénomène est amplifié par le paramètre d'excentricité. Ainsi, plus l'excentricité sera forte (ellipse aplatie), plus les écarts saisonniers pourront être importants.

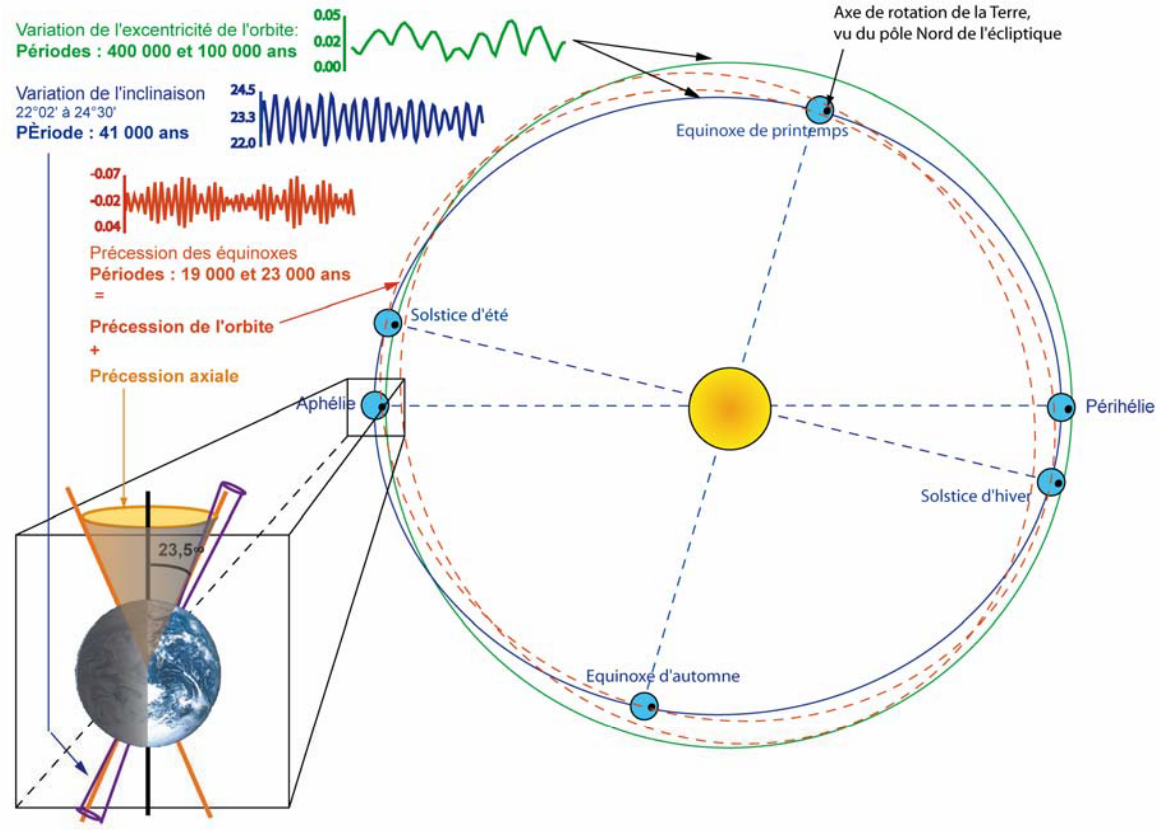


Figure III-3. Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. Evolution de l'excentricité, de la précession climatique et de l'obliquité (d'après Berger, 1988 / dessin : Cyril Langlois, http://planet-terre.enslyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-milankovitch-2005-09-27.xml).

L'ensemble de ces paramètres, et plus précisément leur combinaison, affecte l'insolation et produit d'importantes variations de la répartition des énergies sur la Terre. Bien que le couplage mécanique et thermique entre l'atmosphère et l'océan joue un rôle de régulation et de rééquilibrage de ces perturbations, ces variations astronomiques sont à l'origine de l'évolution des climats.

1.1.2. Notions au sujet des glaciations Quaternaire

Les périodes glaciaires sont caractérisées par la croissance significative de calottes de glace depuis les hautes latitudes, indiquant que l'accumulation de neige et de glace durant ces périodes est très largement supérieure à la fonte ou à l'ablation (Ruddiman, 2001). Partant du constat que seule la succession d'étés frais, provoquant une fonte seulement partielle de la neige et de la glace accumulées l'hiver, pouvait donner naissance à des calottes de glace massives, les scientifiques du XIX^{ème} et XX^{ème} siècle conclurent que l'insolation d'été aux hautes latitudes contrôlait la croissance des calottes glaciaires. La théorie astronomique des paléoclimats de Milankovitch (1920) confirme cette hypothèse, démontrant que les glaciations interviennent lorsque l'insolation d'été aux hautes latitudes est faible.

Si la Terre a connu des épisodes de glaciation tout au cours de son histoire, notamment durant la période de l'Ordovicien-Silurien (e.g. Moreau *et al.*, 2005), l'épisode de glaciations Pléistocène ne débute qu'il y a environ 2,6 Ma et les causes de son initiation restent très controversées (e.g. Raymo and Huybers, 2008). La fermeture tectonique de l'isthme de Panama (Keigwin, 1982), l'élévation de la chaîne Himalayenne et du Tibet (Raymo *et al.*, 1988), la restriction du flux d'eau entre l'Indonésie et l'Australie (Cane and Molnar, 2001), la modulation de l'obliquité (Maslin *et al.*, 1998) ou encore des changements dans la stratification de l'océan Pacifique Nord (Sigman *et al.*, 2004; Haug *et al.*, 2005) sont autant d'hypothèses pour expliquer l'initiation des glaciations Pléistocène, cette dernière s'inscrivant en tout cas dans un refroidissement progressif des climats entamé il y a 4 Ma (Shackleton and Hall, 1984; Raymo, 1994).

Au cours du Pléistocène, la cyclicité glaciaire - interglaciaire a évolué, passant d'une cyclicité de ~40 000 ans à ~100 000 ans il y a environ 900 000 ans. Cette transition, appelée Révolution du Pléistocène Moyen (MPR), correspond à la mise en place de calottes de glace massives jusqu'aux latitudes moyennes de l'Hémisphère Nord lors des périodes glaciaires. Ces calottes étaient confinées aux hautes latitudes dans la première partie du Pléistocène. Les cycles glaciaire-interglaciaire montrent une évolution asymétrique après la révolution du Pléistocène. Après une période interglaciaire d'une durée relativement courte (~10 000 ans), le volume de glace s'accroît très progressivement : c'est l'entrée en glaciation. La glaciation atteint son paroxysme en 60 000 à 90 000 ans environ. La transition entre la période glaciaire et l'interglaciaire suivant est relativement rapide et dure généralement moins de 10 000 ans.

Ces transitions, appelées Terminaisons, interviennent lorsque les paramètres orbitaux induisent un réchauffement climatique et rendent l'ablation très largement supérieure à l'accumulation de glace. Ces réchauffements interviennent lorsque l'excentricité et l'obliquité augmentent et que la précession devient faible (solstice d'été en périhélie) puisque cette combinaison orbitale entraîne une forte augmentation de l'insolation d'été dans l'Hémisphère Nord. Plus les paramètres d'obliquité (faible) et de précession (forte) sont en phase, plus la transition glaciaire-interglaciaire est rapide (Ruddiman, 2003, , 2006).

L'origine de la MPR reste elle aussi très largement discutée (Lisiecki and Raymo, 2007; Raymo and Huybers, 2008) puisqu'elle intervient sans aucun changement apparent du forçage majeur que représente l'insolation (Clark *et al.*, 2006). Si la domination progressive de l'excentricité (à la période de 100 000 ans) sur l'obliquité est une hypothèse largement utilisée pour expliquer la MPR, d'autres hypothèses ont été émises : extension de la calotte antarctique sur l'océan (Raymo *et al.*, 2006), recouvrement de l'augmentation d'insolation dans les deux hémisphères (Schulz and Zeebe, 2006), accroissement de la stabilité de la calotte Laurentide dû à l'érosion du régolithe Nord-Américain (Clark and Pollard, 1998) ou encore augmentation de la capacité des calottes de glace à résister aux maxima d'insolation (Raymo, 1997; Huybers, 2006; Bintanja and Van De Wal, 2008). Les travaux récents de Huybers et Wunsch (2005) et Huybers (2007) montrent de manière assez surprenante que l'obliquité pourrait expliquer à elle seule la cyclicité à ~40 000 ans du Pléistocène Inférieur et la cyclicité à ~100 000 ans du Pléistocène Moyen et Supérieur. Ces auteurs démontrent en effet que la quasi-totalité des Terminaisons correspondent à des périodes d'obliquité élevée. Ils affirment par ailleurs que la durée des glaciations postérieures à la révolution du Pléistocène équivaut non pas à un cycle d'excentricité de 100 000 ans mais à 2 ou 3 cycles (80 000-120 000 ans) du paramètre d'obliquité. Ces résultats corroborent en partie ceux d'Imbrie et al. (1993) et de Maslin et Ridgwell (2005) qui suggèrent que la variation d'insolation induite par la variation de l'excentricité est trop faible pour directement induire la cyclicité glaciaire - interglaciaire observée après la révolution du Pléistocène.

1.2. Variabilité climatique millénaire intra-glaciaire

1.2.1. Cycles de Dansgaard-Oeschger et Evènement de Heinrich

L'étude des rapports isotopiques des carottes de glace du Groenland a révélé que des oscillations climatiques rapides, d'une durée moyenne de 1000 à 3000 ans et d'amplitude supérieure à la moitié de celle d'un cycle glaciaire-interglaciaire, ont ponctué la dernière période glaciaire (Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1997). Ces variations climatiques, qui ont significativement marqué la circulation océanique (Rasmussen *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 2002; Rahmstorf, 2002) et la végétation (Sanchez Goni *et al.*, 2002), sont regroupées sous le nom de cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O), les phases froides et

chaudes étant respectivement appelées stades et interstades de Dansgaard-Oeschger (Broecker and Denton, 1989; Dansgaard *et al.*, 1993; Bond and Lotti, 1995) (Figure III-4).

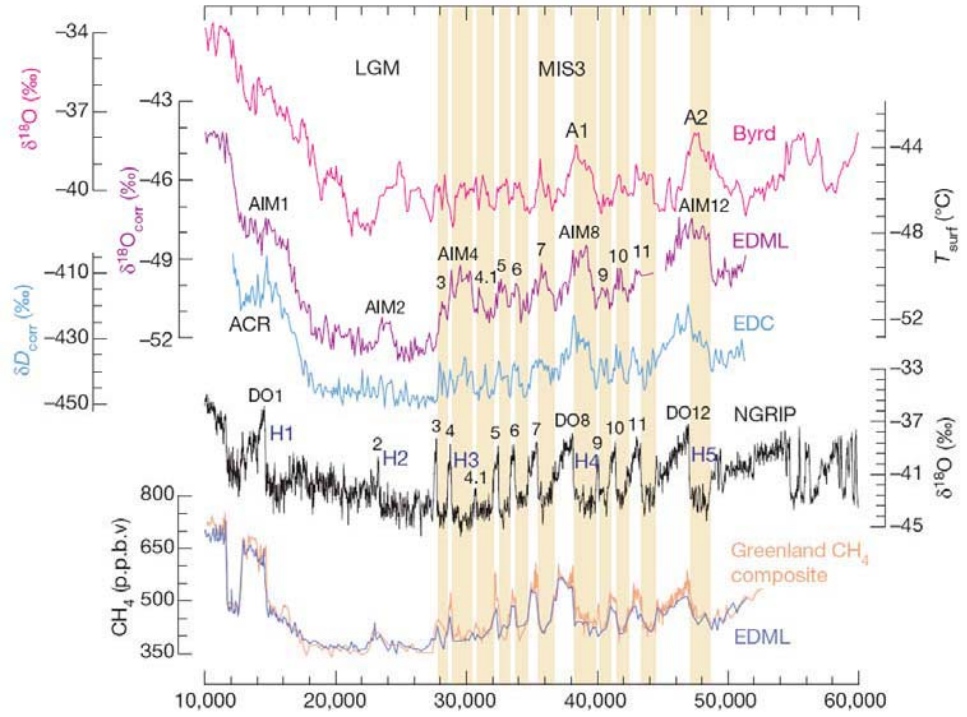


Figure III-4. Corrélation de la variabilité climatique enregistrée au cours de la dernière période glaciaire dans les carottes de glace Antarctique (EDML, EDC et Byrd) et Groenlandaise (NGRIP) (EPICA, 2006). Les interstades (chauds) de Dansgaard-Oeschger (D/O) sont numérotés de 1 à 12 sur la courbe isotopique de NGRIP. Les stades (froids) s'intercalent entre les interstades. Les évènements de Heinrich (H1 à H5) précèdent les interstades les plus marqués. Les bandes jaunes soulignent la simultanéité des stades D/O au Groenland avec des réchauffements significatifs en Antarctique.

Cette cyclicité est marquée par des refroidissements sévères et récurrents (période de retour de 7000 à 10 000 ans en moyenne) appelés évènements de Heinrich (Heinrich, 1988) (Figure III-4). La succession de stades et interstades D/O entre deux évènements de Heinrich définit un cycle de Bond (Bond *et al.*, 1993). Les évènements de Heinrich, d'une durée moyenne de 1000 à 2000 ans (Elliot *et al.*, 1998; Elliot *et al.*, 2001), sont à l'origine de dépôts riches en grains détritiques grossiers, ou IRD (*Ice-Rafted Detritus*), issus de décharge d'icebergs. Les IRD sont décrits dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord et dans les mers nordiques lors de chacun des stades D/O (Rasmussen *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 1998; Elliot *et al.*, 2001) mais ils sont observés jusqu'à des latitudes beaucoup plus basses uniquement lors des évènements de Heinrich (Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1993; Andrews, 2000; Scourse *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001; Hemming, 2004). Une première fois contraint dans la ceinture latitudinale dite de Ruddiman

(55°N-40°N) (Ruddiman, 1977), les niveaux de Heinrich (*Heinrich Layers* – HL) ont depuis été décrits jusqu'au Sud de la Péninsule Ibérique (e.g. Lebreiro *et al.*, 1996; Bard *et al.*, 2000), preuve de l'amplitude majeure des débâcles d'icebergs associées à ces évènements. Outre l'étude géochimique des IRD (Grousset *et al.*, 1993; Grousset *et al.*, 2001), l'étude pétrographique permet d'identifier les calottes mises en jeu dans ces évènements. Les carbonates dolomitiques et les débris volcaniques sont ainsi reconnus comme des marqueurs distinctifs d'icebergs provenant respectivement des calottes Laurentide (Andrews and Tedesco, 1992; Bond *et al.*, 1992; Hemming, 2004) et Islandaise (Bond and Lotti, 1995; Lackschewitz and Wallrabe-Adams, 1997; Knutz *et al.*, 2001; Hemming, 2004).

Les cycles de Bond et la cyclicité D/O sont intimement liés à la circulation profonde de l'Atlantique Nord (Figure III-5). Les volumes conséquents d'eau douce injectée dans l'océan lors des débâcles massives d'icebergs diminuent successivement la salinité des eaux de surface (Cortijo *et al.*, 1997; Cortijo *et al.*, 2005) et la formation d'eau profonde de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water* ou NADW), provoquant un ralentissement de la circulation thermohaline (Rahmstorf, 1995; Vidal *et al.*, 1997; Clark *et al.*, 2002; Elliot *et al.*, 2002; McManus *et al.*, 2004; Praetorius *et al.*, 2008). La redistribution océanique de l'énergie calorifique depuis les basses latitudes vers les hautes latitudes, par le biais du Gulf Stream et de la Dérive Nord-Atlantique, est dès lors ralentie, provoquant un sévère refroidissement du climat sur l'Europe (Vaillant, 1988; Bond *et al.*, 1992; Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1993; Broecker, 1994; Vidal *et al.*, 1997; Zaragosi *et al.*, 2001; Sanchez Goni *et al.*, 2002; Naughton *et al.*, 2007).

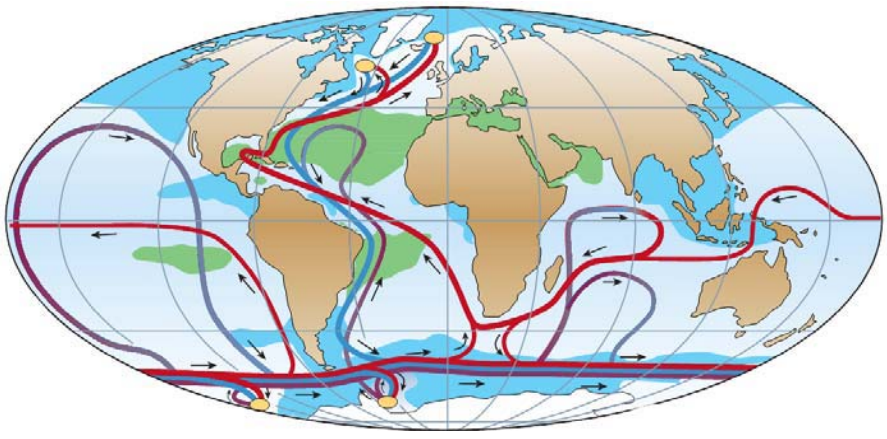


Figure III-5. Schéma de la circulation thermohaline globale (Rahmstorf, 2002). Les lignes rouges représentent les masses d'eaux de surface circulant vers les hautes latitudes en redistribuant l'énergie calorifique accumulée aux basses latitudes ; les ronds jaunes correspondent aux centres de formation d'eaux profondes. Deux des principaux centres de formation d'eaux profondes se situent dans l'Atlantique Nord. A cet endroit, les eaux de surface en provenance du Gulf Stream et de la Dérive Nord Atlantique plongent pour former les eaux profondes Nord Atlantique (North Atlantic Deep Water ou NADW).

Les icebergs et l'eau de fonte semblent aussi affecter directement la formation d'eau profonde à des latitudes plus basses, notamment en Méditerranée. Alors que le climat froid qui se développe sur l'Europe au cours des stades D/O favorise la circulation thermohaline en Méditerranée et les échanges hydrologiques avec l'Atlantique (Cacho *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2000; Voelker *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2007), les eaux de fontes pénétrant à travers le détroit de Gibraltar provoquent une diminution temporaire (<1000 ans) de la formation des eaux de fond dans le Golfe du Lion et de la circulation profonde méditerranéenne (Sierro *et al.*, 2005).

Si l'Atlantique Nord subit la conséquence directe des évènements de Heinrich, il apparaît qu'une grande partie du globe voit aussi son climat modifié durant ces périodes. Des changements climatiques importants sont ainsi observés dans l'Atlantique équatorial (Arz *et al.*, 1998; Adegbie *et al.*, 2003; Jullien *et al.*, 2007), dans l'Atlantique Sud (Kanfoush *et al.*, 2002), dans l'océan Indien (Sicre *et al.*, 2005) ou encore dans l'océan Pacifique (Thunell and Mortyn, 1995; Lund and Mix, 1998). Les enregistrements climatiques continentaux tels que les spéléothèmes de la grotte de Hulu en Chine (Wang *et al.*, 2001; Wang *et al.*, 2002), les sédiments lacustres de Floride (Grimm *et al.*, 1993; Grimm *et al.*, 2006) et du lac Baïkal (Grygar *et al.*, 2006) ou encore les séries lœssiques sibérienne et chinoise (Porter and Zhisheng, 1995; Evans *et al.*, 2003) suggèrent également des changements climatiques majeurs durant ces intervalles, traduisant des téléconnections rapides entre les différents compartiments climatiques (Alley and Clark, 1999).

1.2.2. Origine de la variabilité climatique glaciaire

De nombreux mécanismes sont invoqués pour expliquer les variations climatiques rapides du dernier épisode glaciaire (e.g. Broecker, 2000). Les liaisons interhémisphériques, qui permettent d'expliquer les conséquences globales de ces évènements sur le climat de la Terre, sont communément mises en avant. Les théories reposent notamment sur le fait que les stades D/O et les évènements de Heinrich correspondent à des réchauffements du climat en Antarctique (Blunier *et al.*, 1998; EPICA, 2006), ce qui suggère que le déficit de chaleur sur l'Hémisphère Nord pourrait engendrer un gain de chaleur dans l'Hémisphère Sud. A l'échelle de la cyclicité de Dansgaard-Oeschger, un hémisphère se réchauffe à l'encontre de l'autre : c'est l'effet *bipolar see-saw* (Stocker, 1998). Autre résultat majeur obtenu récemment par comparaison des carottes de glace de l'Hémisphère Nord et de l'Hémisphère Sud : l'amplitude des réchauffements en Antarctique dépend de la durée des évènements froids au Nord (EPICA, 2006). L'ensemble de ces travaux arrive donc à la même conclusion : l'origine des variations climatiques observées à l'échelle du globe est due à des perturbations de la circulation océanique profonde de l'Atlantique qui modifient les échanges calorifiques entre les océans. L'apport d'eau douce aux zones de formation d'eau profonde atlantique apparaît donc comme un levier fondamental. Ceci est d'autant plus important que même des

changements mineurs du flux d'eau douce à l'océan provoquent des changements profonds de la circulation océanique (Rahmstorf, 1995; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Rahmstorf, 2002; Rahmstorf *et al.*, 2005). Voila donc comment pourrait s'expliquer la cyclicité D/O (e.g. Seidov and Maslin, 2001) : les stades D/O et les flux d'eau douce associés réduisent le courant NADW et induisent un refroidissement au Nord. L'énergie calorifique non distribuée au Nord entraîne un flux de chaleur accrue dans l'Hémisphère Sud. Ce réchauffement provoque une fonte partielle des glaces au Sud qui conduit à un ralentissement du courant profond Antarctique. A la faveur des transferts calorifiques, la NADW retrouve alors de la vigueur et l'Hémisphère Nord se réchauffe à son tour, conduisant à un interstade D/O. La fonte associée à ce réchauffement provoque à nouveau un retour à des conditions froides (stades D/O) au Nord par la voie précédemment décrite. Au sein de cette cyclicité, les évènements de Heinrich pourraient intervenir lorsqu'un seuil du volume d'eau douce apporté à l'océan est atteint.

D'autres mécanismes, plus locaux et généralement focalisés sur la calotte Laurentide, sont invoqués pour expliquer la mise en place des évènements de Heinrich. Deux types de mécanismes déclencheurs sont utilisés : les forçages internes et les forçages externes aux calottes de glace.

Les premiers mécanismes suggèrent que des facteurs internes aux calottes glaciaires induisent des effondrements (*surges*) périodiques de ces dernières, et sont à l'origine des débâcles d'icebergs massives propres aux évènements de Heinrich (MacAyeal, 1993; Alley and Macayeal, 1994; Clarke *et al.*, 1999). Un tel modèle (numérique) a été proposé par MacAyeal (1993) : dans un première phase, appelée *binge phase*, l'accumulation progressive de glace au niveau de la Laurentide provoque un accroissement significatif de sa masse. Une fois une masse critique atteinte, le substrat sous-glaciaire, non-consolidé et déformable, agit comme un lubrifiant qui permet l'effondrement de la calotte. C'est la phase appelée *purge phase*. Selon MacAyeal (1993), la masse critique de la calotte correspond au moment où le flux de chaleur géothermique, particulièrement élevé au niveau du craton nord-américain (Bouclier Canadien), n'est plus suffisamment évacué vers la surface en raison de l'épaisseur du glacier, provoquant dès lors une fonte de la base de la calotte favorable à sa dislocation. Si la périodicité estimée à 7000 ans du modèle *binge-purge* de la calotte Laurentide paraît en adéquation avec la périodicité des évènements de Heinrich, le modèle proposé par MacAyeal (1993) est cependant contesté car il n'explique pas la dislocation concomitantes des calottes européenne, islandaise ou groenlandaise, elles-aussi particulièrement réactives à ces évènements climatiques (e.g. McCabe and Clark, 1998; Hemming, 2004).

La concomitance de l'évolution des calottes de l'Hémisphère Nord lors des évènements de Heinrich est à la base des théories reposant sur un forçage externe pour expliquer ces évènements. Les forçages externes nécessitent néanmoins d'être suffisamment conséquents

pour supplanter le volume et l'inertie des masses glaciaires impliquées (MacAyeal, 1993). Bond *et al.* (1997) suggèrent par exemple que les variations périodiques (1500 ans) du flux d'énergie solaire à la surface de la Terre, identifiées comme une source potentielle de la variabilité climatique Holocène, pourraient expliquer les variations climatiques rapides observées au cours du dernier épisode glaciaire. D'autres travaux proposent que des variations du niveau marin (eustatisme, marnage etc.) (Broecker, 2000; Arbic *et al.*, 2004) ou de la température océanique (Broecker, 2000) pourraient expliquer la dislocation des calottes glaciaires. Hulbe (1997) et Hulbe *et al.* (2004) arguent notamment en faveur d'une dislocation du prolongement de ces calottes continentales sur la mer (*ice shelves*) qui provoquerait une déstabilisation totale de ces dernières et expliquerait ainsi les débâcles récurrentes d'icebergs dans l'Atlantique Nord. Les *ice shelves* sont en effet considérés par ces auteurs comme de véritables points d'ancrages favorisant la stabilité des calottes de glace.

Les oscillations climatiques rapides du dernier épisode glaciaire sont donc toujours très largement discutées et les travaux actuels, outre les modélisations (e.g. Siddall *et al.*, 2006b), s'attachent à déceler de telles oscillations dans les périodes glaciaires précédentes, afin d'en préciser les causes. De tels évènements sont clairement identifiés au cours des MIS 6, 8 et 10 (e.g. Lototskaya and Ganssen, 1999; McManus *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 2002; de Abreu *et al.*, 2003; Martrat *et al.*, 2004; Mojtahid *et al.*, 2005; Martrat *et al.*, 2007; Siddall *et al.*, 2007) et les comparaisons effectuées sembleraient indiquer une intensification de la variabilité climatique rapide tout au long des quatre derniers cycles climatiques (Martrat *et al.*, 2007). Le sujet est cependant loin d'être clos dans la mesure où les mécanismes déclencheurs restent encore très mal compris.

1.3. Variabilité climatique millénaire au cours des déglaciations

La variabilité climatique au cours des périodes du retrait des calottes de glace, c'est-à-dire lors des transitions glaciaire – interglaciaire ou Terminaisons, est importante (e.g. Alley and Clark, 1999). L'étude détaillée de la Terminaison I, qui correspond à la transition entre la dernière période glaciaire et l'Holocène, révèle des variations climatiques importantes alors que les paramètres orbitaux devraient conduire à un réchauffement global et continu dès 23 ka. La Terminaison I est en effet marquée par deux refroidissements majeurs : l'évènement de Heinrich 1 (entre 18 et 16 ka) et le Younger Dryas (centré à ~13 ka), séparés par la période chaude du Bölling-Alleröd (centré sur ~14,5 ka) (Alley and Clark, 1999). De la même façon, un dernier évènement froid intervient au cœur de l'Holocène vers 8,2 ka (Clarke *et al.*, 2004).

L'influence des eaux de fonte sur la circulation océanique et le climat apparaît ici aussi inéluctable. De nombreux auteurs démontrent en effet que le Younger Dryas et l'évènement daté à 8,2 ka correspondent à des vidanges brutales de lacs proglaciaires situés en périphérie de la calotte Laurentide dans le Golfe du Mexique par le biais du Mississippi ou dans l'Atlantique Nord par l'intermédiaire de l'Hudson ou du Saint Laurent, (Broecker *et al.*, 1989; Clarke *et al.*, 2004; Broecker, 2006). Comme expliqué précédemment, ces vidanges d'eaux douces provoqueraient un net ralentissement de la circulation thermohaline en Atlantique, conduisant à un refroidissement brutal du climat.

De telles *pauses* semblent se produire au cours des Terminaisons précédentes (e.g. Lototskaya and Ganssen, 1999; Gouzy *et al.*, 2004; Siddall *et al.*, 2006a) et la comparaison de chacune d'elle révèlent que la stabilité du climat au cours de ces périodes dépend fortement de la vigueur de la circulation thermohaline et de la rapidité de la déglaciation (e.g. Carlson, 2008).

2. *Variabilité eustatique ou 'glacio-eustatisme'*

Les changements climatiques sont à l'origine d'importantes variations du niveau global (eustatique) des océans (e.g. Lambeck *et al.*, 2002a). De manière évidente, chacune des périodes glaciaires correspond à un bas niveau marin : le volume d'eau piégé sous forme de glace diminue le volume d'eau libre et donc le niveau eustatique. Lors de la Terminaison suivante, le stock de glace diminue au profit du stock d'eau libre : le niveau eustatique remonte. Du fait du volume conséquent de glace stocké sur les continents lors des périodes glaciaires (~50 000 000 km^3 sur l'Hémisphère Nord il y a environ 20 000 ans (Ruddiman, 2001)), l'amplitude des oscillations du niveau marin, principalement reconstruites grâce à l'étude des enregistrements isotopiques continus des carottes marines, atteint plus de 100 mètres au cours d'un cycle glaciaire – interglaciaire (e.g. Imbrie, 1984; Bassinot *et al.*, 1994; Skene, 1998; Shackleton, 2000; Waelbroeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003) (Figure III-6).

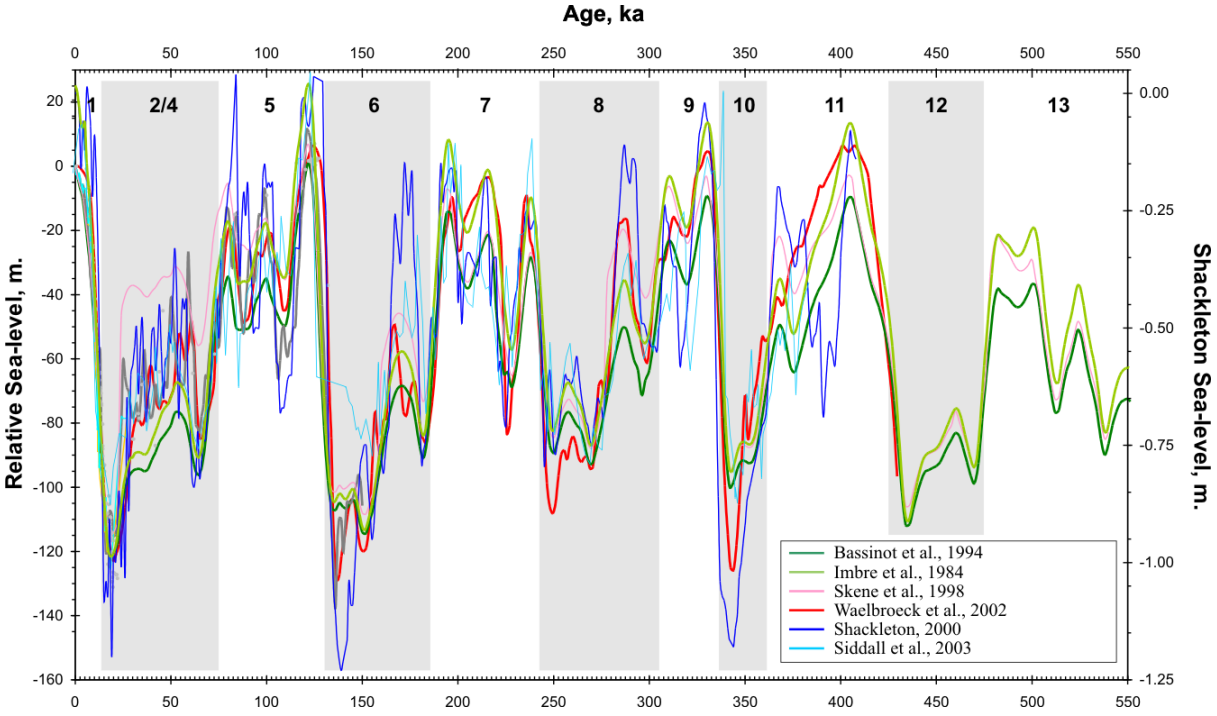


Figure III-6. Variations du niveau de la mer au cours des derniers 550 000 ans (modifiée d'après Jouet, 2007). Les cycles de 100 000 ans (1er ordre), matérialisés par des variations de l'ordre de 100 mètres, prédominent mais des cycles de 40 000 et 20 000 ans se surimposent clairement à ce cycle de premier ordre, avec des variations métriques à décamétriques.

Surimposées à ces variations majeures d'une cyclicité de 100 000 ans, des variations pouvant atteindre une trentaine de mètres sont aussi observées en réponse aux cycles climatiques de 40 000 et 20 000 ans (Figure III-6), démontrant ainsi l'étroite relation entre les paramètres orbitaux et le volume de glace. Ces variations interviennent également en réponse à la variabilité climatique millénaire décrite dans les MIS 3 et 2. De telles variations ont été

mises en évidence grâce aux isotopes de l'oxygène en Mer Rouge (Siddall *et al.*, 2003), aux récifs coralliens de la Barbade (Fairbanks, 1989; Cutler *et al.*, 2003) et de Papouasie Nouvelle-Guinée (Yokoyama *et al.*, 2001; Chappell, 2002; Lambeck *et al.*, 2002b; Cutler *et al.*, 2003) ou encore grâce à l'étude très haute résolution de la construction récente (via l'étude des cycles de progradation / rétrogradation) de la marge du Golfe du Lion (Jouet, 2007).

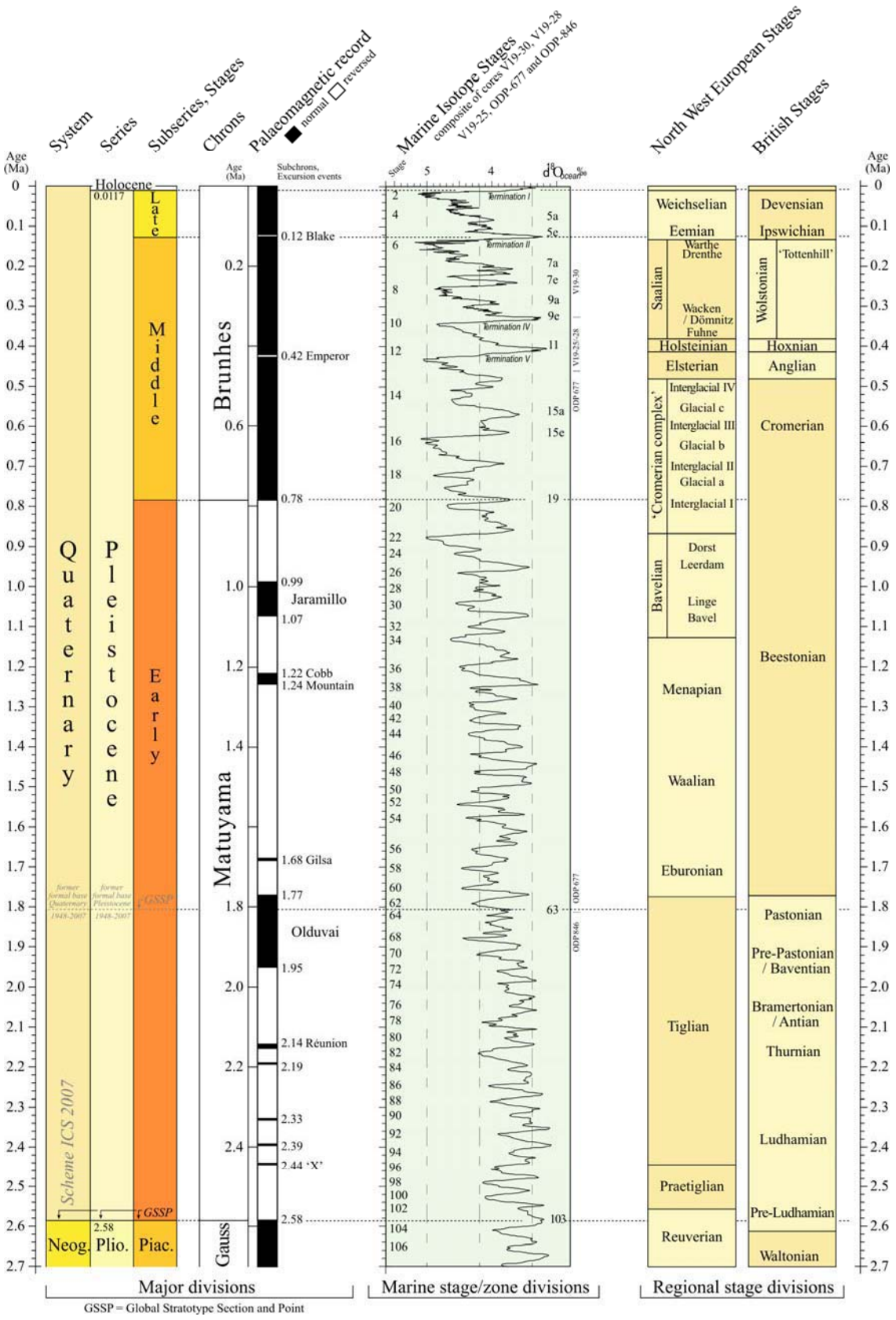


Figure III-7. Chronologie du Quaternaire et proposition de corrélation des principales subdivisions de la stratigraphie continentale avec la chronologie isotopique marine (modifiée d'après Gibbard and Cohen, 2008).

B. Calottes glaciaires et glaciers en Europe au cours des glaciations Pléistocènes

Parallèlement aux subdivisions stratigraphiques du Pléistocène reconnues à l'échelle globale, des stratigraphies régionales sont proposées sur la base d'associations polliniques ou mammaliennes issues des séries sédimentaires continentales (fluviatiles, lacustres, glaciaires etc.) (Gibbard and Van Kolfschoten, 2005; Litt, 2007; Gibbard and Cohen, 2008). Cependant, la reconstitution complète de ces séquences stratigraphiques et leurs inter-comparaisons sont complexes du fait de la discontinuité de ces dépôts à la fois dans le temps et dans l'espace (e.g. Lowe and Walker, 1997). Bien que chacune d'elles démontre une succession d'épisodes glaciaires et interglaciaires, la corrélation des stratigraphies régionales, entre elles et avec la stratigraphie isotopique marine, reste encore largement débattue (e.g. Bassinot *et al.*, 1994; Bowen, 1999; Vandenberghe, 2000; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005; Nitychoruk *et al.*, 2006; Litt, 2007; Gibbard and Cohen, 2008). La chronologie des glaciations Européennes au cours du Pléistocène, dont les extensions sont principalement déduites de l'étude des moraines frontales, est ainsi continuellement revisitée (Ehlers, 1996; Ehlers and Gibbard, 2004; Ehlers and Gibbard, 2007). Nous présentons ici un résumé des connaissances concernant les glaciations Pléistocène du nord-ouest de l'Europe. La chronologie adoptée est celle récemment proposée par Gibbard et Cohen (2008) (Figure III-7). Les résultats de notre travail permettront d'affiner la corrélation entre la stratigraphie continentale en Europe et la stratigraphie isotopique marine pour les derniers 1,2 millions d'années (Note 2 et Note 3).

1. Le Complexe du Cromérien

Les séries sédimentaires continentales des Pays-Bas révèlent l'existence de périodes froides dès le stage Tiglien (~2.4 Ma) mais les premières preuves d'une présence de glace dateraient du Complexe du Cromérien et plus particulièrement des glaciaires dits B et C (Laban, 1995; Laban and Van den Meer, 2004). L'origine des blocs rocheux erratiques (basaltes et laves de type *rhomb-porphyres – Hattem layers*) retrouvés dans les séries néerlandaises semble indiquer que la calotte s'étendait depuis la chaîne Scandinave (Laban and Van den Meer, 2004). Les dépôts glacigéniques du *Happisburgh Till* et du *Corton Till*, respectivement situés dans les comtés du Norfolk et du Suffolk (e.g. Clark *et al.*, 2004), et ceux des environs de Bristol (Andrews *et al.*, 1984), constituent la première preuve d'une glaciation Pléistocène dans les Iles Britanniques. Longtemps attribuée à l'Elstérien, la mise en place de ces formations est aujourd'hui corrélée au glaciaire B du Complexe du Cromérien (Bowen, 1999; Clark *et al.*, 2004). Au regard de la chronologie proposée par Gibbard et Cohen (2008), la première glaciation majeure du Pléistocène en Europe (*Don Glaciation*) correspondrait ainsi au MIS 16, dont les limites inférieures et supérieures sont respectivement datées à 676 et 621 ka (Lisiecki and Raymo, 2005). Si cette glaciation semble majeure, l'alimentation continue du delta dit de l'Eridanos dans le bassin de Mer du Nord au cours du Cromérien par le fleuve du même nom (ou *Baltic River system*, Bijlsma, 1981) indique que

les calottes Scandinave et Britannique n'étaient pas connectées (Overeem *et al.*, 2001), laissant alors la possibilité aux fleuves centre européens de s'écouler à travers la Mer du Nord. Plus à l'Est, la partie nord de l'Oural accueillait également une imposante calotte de glace à cette époque comme semble le montrer la minéralogie de blocs rocheux issus des séries sédimentaires des Pays-Baltes et du sud-ouest de la Russie (Gluschenkova et al., 1995).

2. La glaciation Elstérienne

La glaciation Elstérienne apparaît comme la glaciation majeure du Pléistocène (Ehlers and Gibbard, 2004) (Figure III-8). Les marges sud des calottes Britannique et Scandinave atteignent alors respectivement la partie nord du bassin de la Tamise en Angleterre (Bowen, 1999; Clark *et al.*, 2004; Pawley *et al.*, 2008) et les régions de la Thuringe et de la Saxe en Allemagne (Ehlers, 1996; Ehlers *et al.*, 2004). Des blocs rocheux en provenance de Scandinavie et déposés jusqu'à des altitudes de 400 à 500 mètres au pied des Monts Métallifères, au sud de la Saxe, témoignent de l'amplitude de cette glaciation (Ehlers *et al.*, 2004). Les massifs montagneux des Tatras (Carpates), des Sudètes et des Monts Métallifères constituent alors une limite physique à l'avancée vers le sud de la calotte Scandinave, dont la vitesse maximale est estimée entre 600 et 900 $m.an^{-1}$ par Junge (1998). L'étude sismique des formations géologiques de Mer du Nord révèle l'existence de nombreuses érosions glaciaires (*tunnel valleys*), suggérant à la fois la présence de glace en Mer du Nord et l'union des calottes Britannique et Scandinave lors de la période Elstérienne (Huuse and Lykke-Andersen, 2000b, 2000a; Carr, 2004). L'union des calottes Britannique et Scandinave en Mer du Nord implique une importante réorganisation des réseaux de drainage des fleuves centre ouest européens (Gibbard, 1988; Ehlers *et al.*, 2004) et la création d'un lac glaciaire dans le bassin de Mer du Nord entre la partie sud de la calotte et l'anticlinal Weald-Artois (Smith, 1985; Gibbard, 1988; Gibbard, 1991; Bridgland and Gibbard, 1997; Cohen *et al.*, 2005). Si l'origine et la chronologie de l'ouverture de l'anticlinal Weald-Artois et de la formation du détroit du Pas-de-Calais sont encore largement débattues (Gibbard, 1995; Meijer and Preece, 1995; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000), de nombreux auteurs considèrent toutefois que la rupture de l'anticlinal Weald-Artois daterait de la glaciation Elstérienne et du débordement du lac glaciaire précédemment évoqué (Smith, 1985; Gibbard, 1988, 1995; Cohen *et al.*, 2005; Gupta *et al.*, 2007).

La corrélation de la glaciation Elstérienne avec la stratigraphie isotopique marine est encore très discutée. Elle dépend principalement de la corrélation des conditions tempérées de l'Holsteinien, c'est-à-dire l'interglaciaire suivant la glaciation Elstérienne, avec le MIS 11 (de Beaulieu and Reille, 1995; Vandenberghe, 2000; de Beaulieu *et al.*, 2001; Schreve *et al.*, 2002; Nitychoruk *et al.*, 2006) ou le MIS 9 (Auguste *et al.*, 2003; Geyh and Müller, 2005; Geyh and Müller, 2007; Litt, 2007). (Figure III-9) La glaciation Elstérienne est néanmoins souvent corrélée avec le MIS 12 (Bowen, 1999; Gibbard and Cohen, 2008) (Figure III-7).

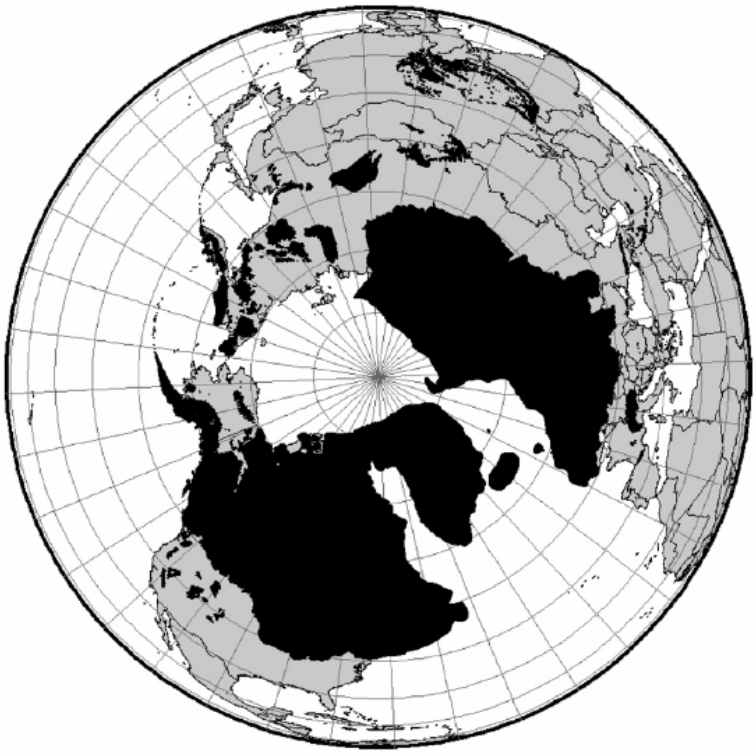


Figure III-8. Extension maximale des calottes Laurentide et Européenne (surfaces noires) sur l'Hémisphère Nord au cours de la glaciation Elstérienne (Ehlers and Gibbard, 2007).

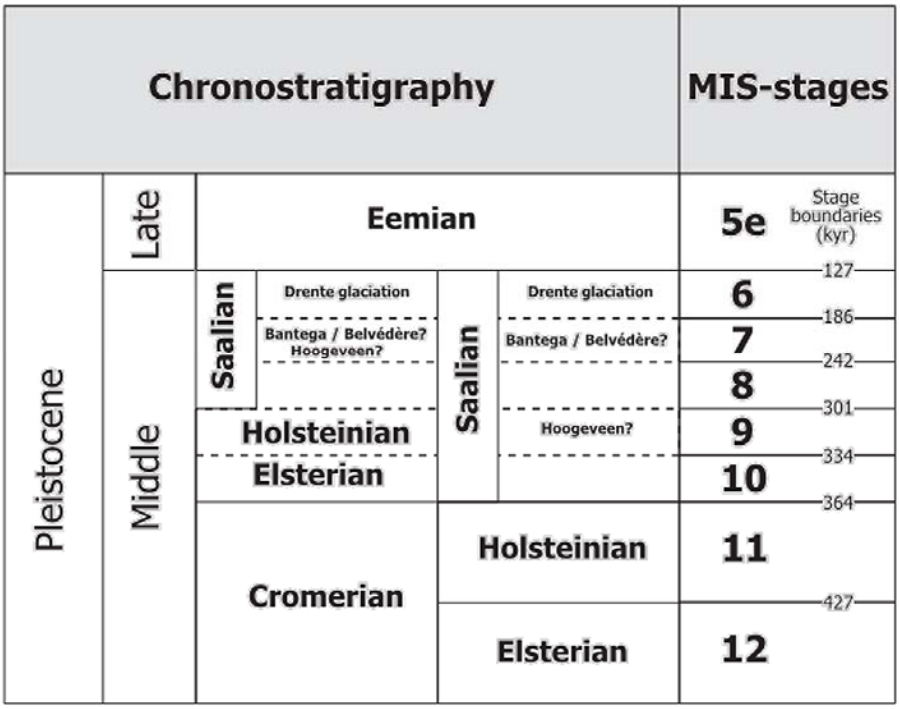


Figure III-9. Propositions de corrélation de la stratigraphie continentale européenne avec la stratigraphie isotopique marine (Busschers et al., 2008).

3. La glaciation Saalienne

Le Saalien, qui marque la partie supérieure du Pléistocène Moyen, est défini comme la période de temps comprise entre les périodes tempérées (interglaciaires) de l'Holsteinien et de l'Eémien, généralement corrélées avec le MIS 11 et le MIS 5 (e.g. Vandenberghe, 2000; Gibbard and Cohen, 2008). Le Saalien englobe ainsi les glaciations des MIS 10, 8 et 6 (Gibbard and Cohen, 2008). Le Saalien comprend la seconde plus importante glaciation du Quaternaire après la glaciation Elstérienne (Ehlers and Gibbard, 2004). L'étude des formations glacigéniques de l'ouest de la Russie (e.g. Svendsen *et al.*, 2004), de Scandinavie (Sejrup *et al.*, 2000; e.g. Mangerud, 2004), d'Europe Centrale (Pologne, Allemagne, Pays-Bas etc.) (e.g. Laban, 1995; e.g. Ehlers *et al.*, 2004; Laban and Van den Meer, 2004; Winsemann *et al.*, 2007), de Mer du Nord (e.g. Carr, 2004) et des Iles Britanniques (e.g. Clark *et al.*, 2004) révèlent en effet la présence d'une calotte de glace majeure sur le nord-ouest de l'Europe durant cet intervalle (Figure III-10).

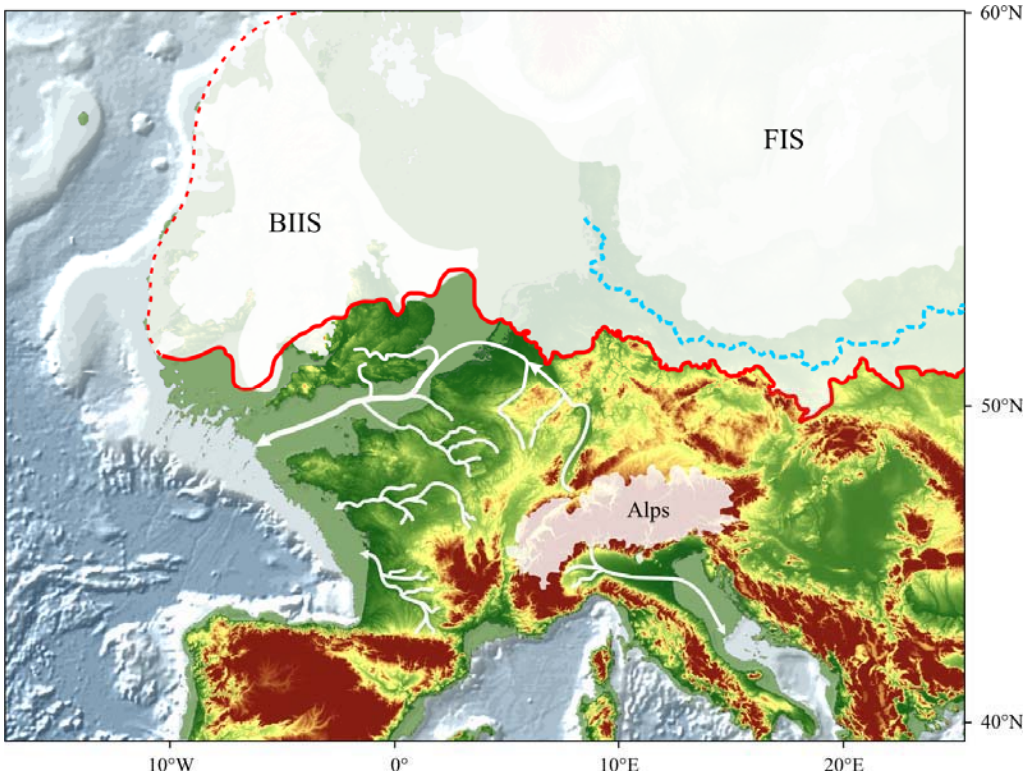


Figure III-10. Reconstruction paléogéographique de l'Europe lors de la glaciation Saalienne (modifié d'après Gibbard, 1988; Ehlers et al., 2004). La limite rouge représente l'extension maximale de la calotte de glace lors de la glaciation du Drenthe et la limite bleue représente la limite de l'avancée glaciaire lors de l'épisode du Warthe. L'extension des calottes Britannique et Fennoscandienne au Dernier Maximum Glaciaire (surfaces blanches) est présentée à titre de comparaison.

Dans le détail, cette glaciation est classiquement découpée en 2 avancées glaciaires successives : les glaciations du Drenthe et du Warthe (Figure III-10), selon la chronologie des séries continentales néerlandaises proposée par Zagwijn (1973), respectivement corrélées avec l'*Older Saalian glaciation* et le *Younger Saalian glaciation* dans la chronologie propre aux dépôts glacigéniques d'Europe centrale (Ehlers, 1990; Ehlers *et al.*, 2004). La glaciation du Drenthe montre une extension relativement proche de celle de la glaciation Elstérienne (Ehlers and Gibbard, 2004) alors que les reconstructions paléogéographiques proposés par Ehlers (1990) et Ehlers et al. (2004) suggèrent que les calottes Britannique et Scandinave étaient isolées lors de la glaciation du Warthe, laissant ainsi la possibilité aux fleuves centre européens de s'écouler au travers de la Mer du Nord. Puisqu'aucune preuve de sédiment ou de sol d'origine interglaciaire n'a été identifiée au sein des séquences glacigéniques Saalienne d'Europe Centrale (Ehlers *et al.*, 2004) et qu'aucun hiatus n'est observé entre ces séquences et les dépôts interglaciaires sus-jacents de l'Eémien (Van Leeuwen *et al.*, 2000; Beets and Beets, 2003), il apparaît que les glaciations successives du Drenthe et du Warthe ont eu lieu au sein de la période glaciaire précédent l'Eémien, c'est-à-dire lors du MIS 6 (Busschers *et al.*, 2008; Gibbard and Cohen, 2008). Si l'étude des sédiments marins des marges Ouest et Nord Scandinave révèle l'avancée d'une calotte glaciaire au cours des glaciations du MIS 10, 8 et 6 (Dahlgren *et al.*, 2002; Nygard *et al.*, 2005; Rise *et al.*, 2005), la chronologie des glaciations du Drenthe et du Warthe semble indiquer que l'extension de la marge sud de la calotte Européenne vers la Pologne, l'Allemagne ou les Pays-Bas n'a été effective que lors du MIS 6. Nous discuterons de la chronologie des glaciations du Drenthe et du Warthe à la lumière des résultats obtenus de notre étude (Note 2).

4. La glaciation Weichselienne

Contrairement aux glaciations Elstérienne et Saalienne, la chronologie et l'extension des calottes glaciaires en Europe au cours de la glaciation Weichselienne sont relativement bien contraintes, particulièrement dans sa partie supérieure (< 40 ka) grâce à la possibilité de dater les séquences sédimentaires par la méthode des datations radiocarbones. La glaciation Weichselienne est la dernière glaciation connue en Europe. Elle succède à l'Eémien et précède l'interglaciaire actuel, et est donc directement corrélée aux MIS 4, MIS 3 et MIS 2 (Gibbard and Cohen, 2008). Si la corrélation avec la stratigraphie isotopique marine suggère que cette dernière glaciation débute à 71 ka (base du MIS 4 - Lisiecki and Raymo, 2005), le début du Weichselien est généralement proposée vers 116 ka dans les stratigraphies continentales. Le Weichselien Inférieur est dès lors corrélé avec les MIS 5d, c, b et a, et l'Eémien est limité au MIS 5e (e.g. Turon, 1984; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005).

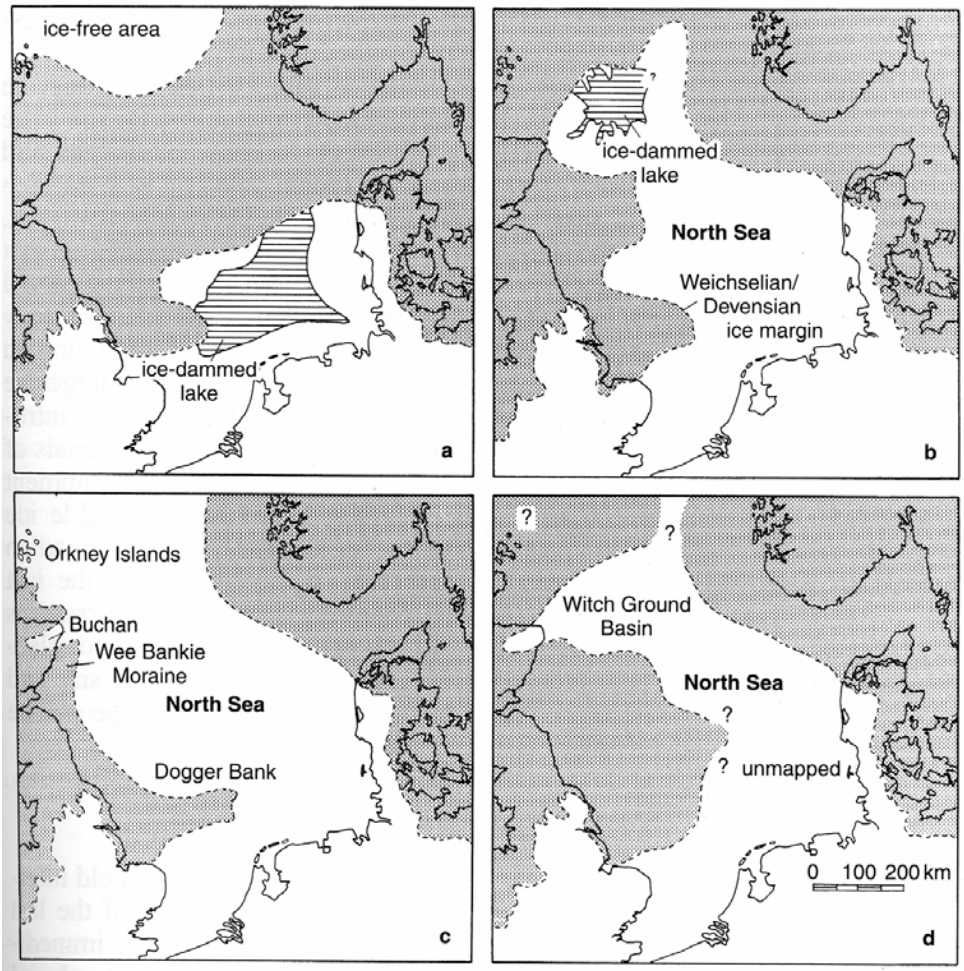


Figure III-11. Différentes interprétations de l'occupation de la glace dans le bassin de Mer du Nord au cours de la glaciation Weichselienne : (a) Valentin (1957); (b) Jansen (1976); (c) Long et al. (1988) ; (d) Ehlers et Wingfield (1991) (modifiéed'après Benn et Evans (1998)).

Si les calottes Britannique et Scandinave connaissent une période de moins grande ampleur durant le MIS 3, elles progressent de manière importante au cours du MIS 4 et du MIS 2, particulièrement après ~35 ka (Sejrup *et al.*, 2000; Houmark-Nielsen and Kjær, 2003; Clark *et al.*, 2004; Mangerud, 2004; Bradwell *et al.*, 2008). De nombreuses reconstructions paléogéographiques centrées sur la Mer du Nord au cours de la glaciation Weichselienne montrent cette dernière soit englacée (Valentin, 1957; Jansen, 1976; Boulton *et al.*, 1985; Bowen, 1991; Bowen *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2004), soit au contraire libre de toute glace (Boulton *et al.*, 1977; Long *et al.*, 1988; Sejrup *et al.*, 1994) (Figure III-11). C'est seulement récemment que l'union des calottes Britannique et Scandinave en Mer du Nord a été confirmée et datée du MIS 2, vers 30 - 25 ka (Figure III-12), datant par la même occasion l'extension maximale de la calotte Européenne lors de la dernière glaciation (Carr *et al.*, 2000; Sejrup *et al.*, 2000; Carr, 2004; Mangerud, 2004; Boulton and Hagdorn, 2006; Carr *et al.*, 2006; Bradwell *et al.*, 2008). Les travaux de McCabe et al. (2007a) sur l'ouest de l'Irlande

confirment cette chronologie, en montrant que la partie occidentale de la calotte Européenne était particulièrement bien développée entre 30 et 25 ka.

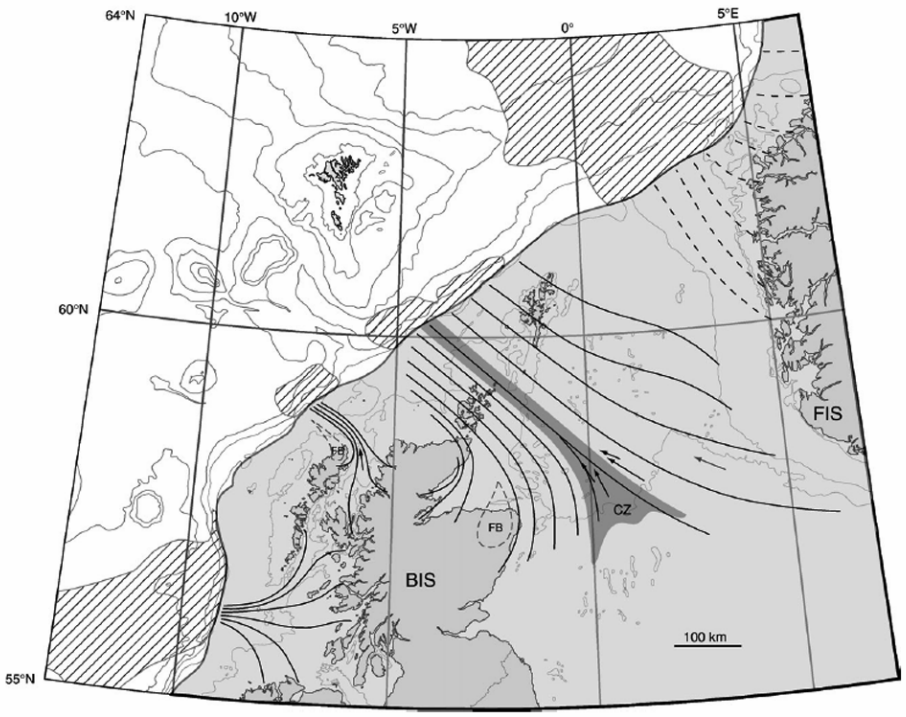


Figure III-12. Reconstruction de l'union des calottes de glace (gris) britanniques (BIS) et fennoscandienne (FIS) en Mer du Nord entre 30 et 25 ka (modifiée d'après Bradwell et al., 2008). Les accumulations sédimentaires importantes (through-mouth fan – zone rayés obliques) sur la marge environnante matérialisent le débouché des 'fleuves de glace' (cf. les lignes d'écoulements de la glace).

La multiplication des reconstructions paléogéographiques des calottes Britannique (e.g. Bowen *et al.*, 1986; Eyles and McCabe, 1989; McCabe and Clark, 1998; Bowen *et al.*, 2002; Clark *et al.*, 2004; McCabe *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2007b) et Scandinave (e.g. Sejrup *et al.*, 2000; Houmark-Nielsen and Kjær, 2003) rend difficile la synthèse de la dynamique glaciaire européenne au cours des derniers 30 ka. De plus, l'avancée significative des calottes Britannique et Scandinave jusqu'aux latitudes moyennes (environ 53°N) entre 30 et 20 ka implique que les marges sud fonctionnaient en régime de glacier à base tempérée (*warm-based ice*) et étaient dès lors particulièrement sensibles aux variations des conditions environnementales (e.g. Boulton *et al.*, 1985; Boulton *et al.*, 2001; Boulton and Hagdorn, 2006) (Figure III-13). La reconstruction des oscillations glaciaires, et particulièrement celles des langues glaciaires d'extension réduite, peuvent ainsi relater des évènements locaux ou régionaux, délicats à interpréter dans le contexte des variations climatiques rapides du MIS 2.

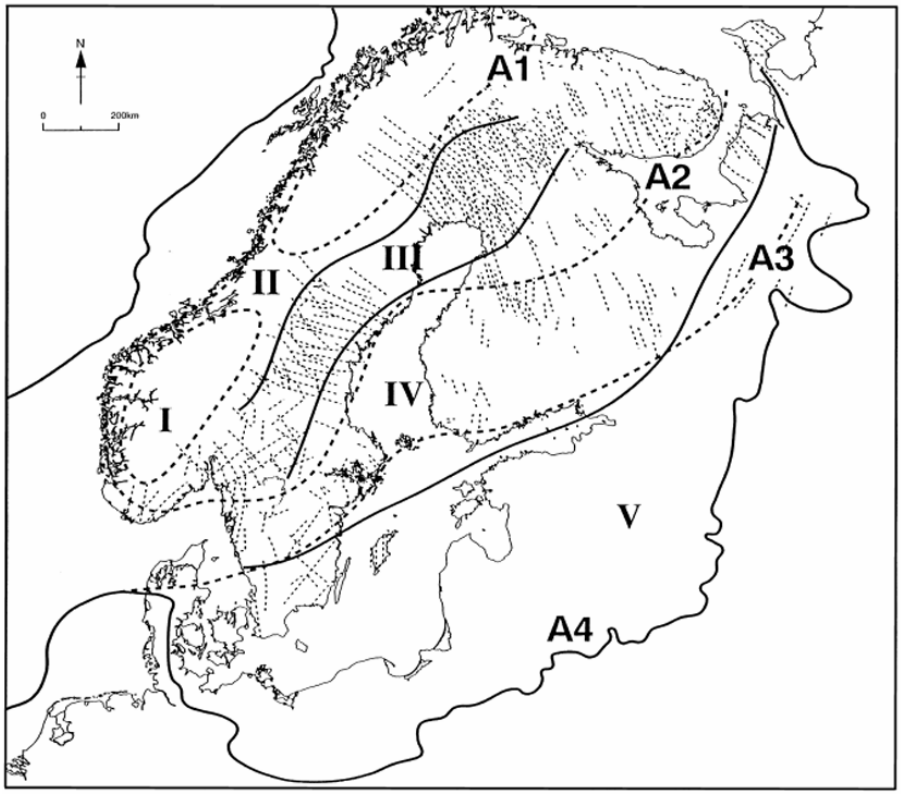


Figure III-13. Fonctionnement de la calotte Fennoscandienne au cours de la glaciation Weichselienne (les lignes pointillées épaisses matérialisent la croissance de la calotte, depuis A1 –nucleus- à A4 –extension maximum-) à partir de l'étude des générations de linéations (lignes pointillées fines) d'âges supérieurs à l'extension maximale de la calotte. L'absence de linéations dans les zones I et II indiquent des températures froides (basal-freezing / production d'eau de fonte nulle) à la base du glacier tout au long de la période glaciaire. La même observation dans la zone 5 indique que la température à la base de la calotte était continuellement au dessus du point de fusion (basal-melting / production d'eau de fonte importante). Les linéations observées dans les zones III et IV indiquent l'alternance de ces conditions à la base du glacier, en fonction de son extension (Boulton et al., 2001). La zone V alimente l'urstromtal et les réseaux fluviatiles des plaines d'Europe Centrale.

Néanmoins, les reconstructions des oscillations glaciaires du glacier de Mer d'Irlande dans le bassin de Mer d'Irlande et sur le plateau de la Mer Celtique récemment proposées par McCabe *et al.* (2005; 2007b) et O'Cofaigh et Evans (2007) apparaissent en accord avec de nombreuses reconstructions proposées autour des calottes Britannique (e.g. Wilson *et al.*, 2002; Bateman *et al.*, 2008; Bradwell *et al.*, 2008) et Scandinave (e.g. Mangerud, 2004; Nygard *et al.*, 2004; Rinterknecht *et al.*, 2006). Dans le but de décrire les oscillations majeures des calottes glaciaires européennes au cours de la dernière glaciation, nous décrirons donc majoritairement les oscillations du glacier de Mer d'Irlande. Les références aux oscillations décrites hors du bassin Irlandais permettront d'étendre la reconstruction proposée ici à l'échelle de l'Europe.

Si personne ne conteste l'existence d'une langue de glace majeure, directement raccordée à la calotte Britannique, au sein du bassin de Mer d'Irlande au cours de la dernière période glaciaire, la chronologie et l'extension de celle-ci jusque dans la Mer Celtique font une fois de plus débat (Eyles and McCabe, 1989; Scourse and Furze, 2001; Bowen *et al.*, 2002; McCabe *et al.*, 2005). Scourse *et al.* (1990) et Scourse (1991) ont été les premiers à suggérer une avancée conséquente du glacier de Mer d'Irlande jusqu'aux Iles Scilly (49°58' N) au cours de la dernière glaciation. Depuis, des simulations numériques (e.g. Boulton and Hagdorn, 2006) et des études de terrain réalisées à la fois sur les Iles Scilly (Hiemstra *et al.*, 2006) et sur le sud de l'Irlande et en Mer Celtique (O´Cofaigh and Evans, 2001b, 2001a; Evans and Cofaigh, 2003; O'Cofaigh and Evans, 2007) confirment l'extension du glacier de Mer d'Irlande jusqu'au cœur de l'actuelle Mer Celtique, précisément jusqu'à 49°30' N. La physiographie de la terminaison glaciaire reste cependant énigmatique. Alors qu'Eyles et McCabe (1989) défendent la thèse d'une langue de glace largement connectée à la mer du fait d'une dépression isostatique marquée, Scourse et Furze (2001) suggèrent plutôt que celle-ci était très majoritairement continentale et que sa connexion avec la mer était peu importante et de courte durée.

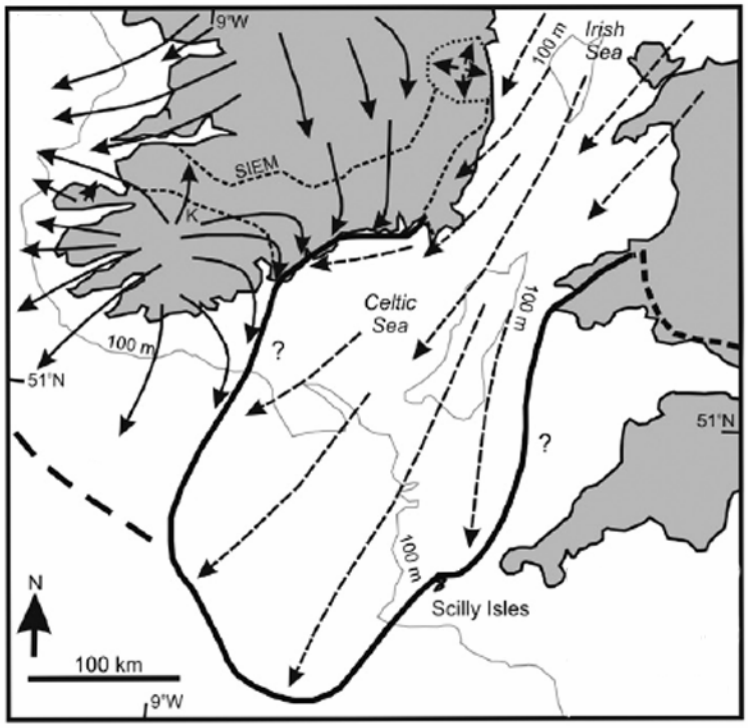


Figure III-14. Reconstruction de l'extension maximale du glacier de Mer d'Irlande en Mer Celtique vers 23 ka. Les flèches matérialisent la direction et le sens d'écoulement de la glace (modifiée d'après O'Cofaigh et Evans, 2007).

D'un point de vue chronologique, O'Cofaigh et Evans (2007) suggèrent que l'actuelle Mer Celtique était majoritairement libre de glace entre 41 et 24 ka et que l'avancée du glacier

de Mer d'Irlande sur les Iles Scilly a eu lieu vers 23 ka, corroborant ainsi les premières datations proposées par Scourse (1991). Cette oscillation majeure aurait été un évènement rapide et de courte durée, liée à la dynamique interne du glacier (en relation à son substrat) plutôt qu'à une réponse continue au forçage climatique (Scourse, 1991; O'Cofaigh and Evans, 2007). Ceci pourrait expliquer le déphasage entre l'oscillation du glacier de Mer d'Irlande vers 23 ka et l'avancée majeure des calottes Britannique et Scandinave en Mer du Nord entre 30 et 25 ka (e.g. Bradwell *et al.*, 2008). Bradwell *et al.* (2008) suggèrent par ailleurs que les calottes Britannique et Scandinave soient à nouveau isolées après 25 ka, laissant ainsi la Mer du Nord libre de glace.

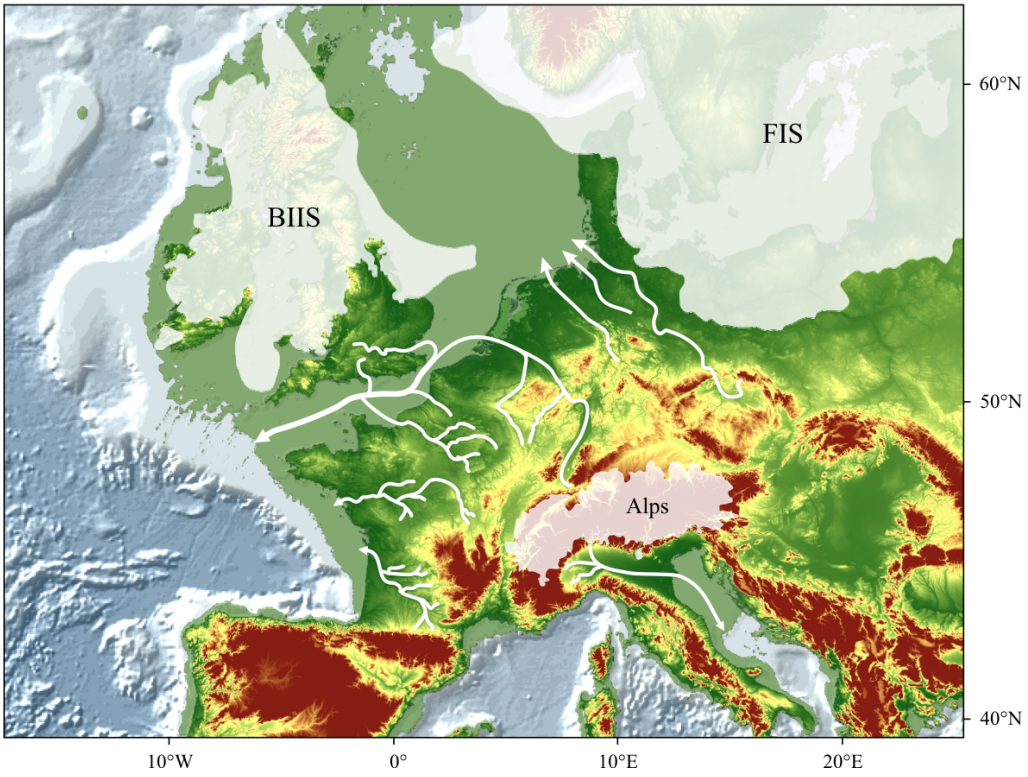


Figure III-15. Reconstruction géographique des calottes de glace européennes au Dernier Maximum Glaciaire (ca. 25-20 ka) selon Elhers et Gibbard, 2004.

A partir de 20 ka, l'ensemble des calottes et glaciers européens connaissent un retrait significatif qui marque le début de la déglaciation (Early Deglaciation - Eyles and McCabe, 1989). Le glacier de Mer d'Irlande connaît une période de recul très importante entre 20 et 17,9 ka durant le *Cooley Point Interstadial* (McCabe and Clark, 1998; McCabe and Clark, 2003; McCabe *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2007b). Ce retrait majeur est décrit dans l'Europe entière, notamment au sud de la calotte Scandinave, précisément dans les pays Baltiques (Rinterknecht *et al.*, 2006) et en Pologne (Marks, 2002), ou encore dans les Alpes (Hinderer, 2001; Ivy-Ochs *et al.*, 2004). De nombreuses études montrent une accélération significative de la déglaciation à partir de 18,3 ka (Vorren and Plassen, 2002; Dahlgren and Vorren, 2003;

Mangerud, 2004; Nygard *et al.*, 2004; Lekens *et al.*, 2005). Vorren et Plassen (2002) décrivent par exemple un recul de la calotte Scandinave sur le plateau Norvégien de près de 100 km entre 18 et 17 ka.

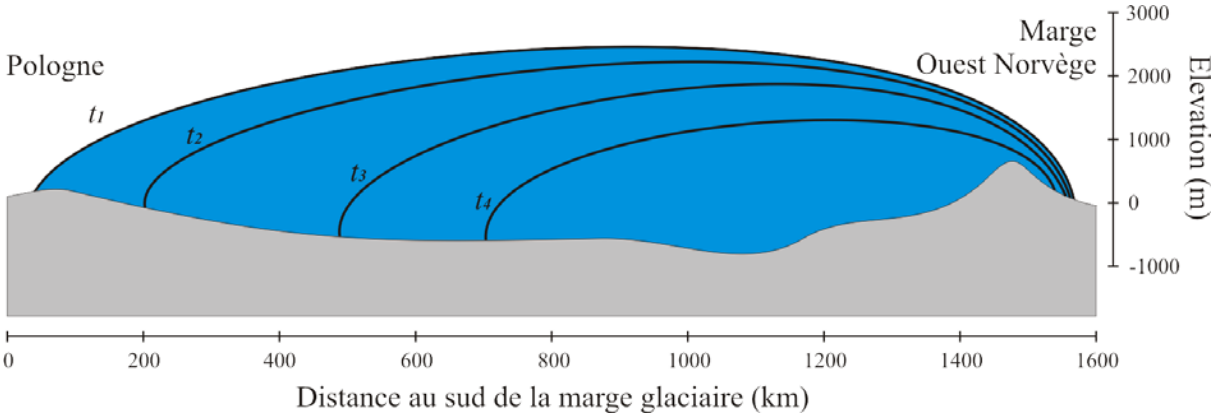


Figure III-16. Recul de la calotte Fennoscandienne au cours de la dernière déglaciation (temps intermédiaires arbitraires, t1 à t4) selon un transect Sud-Nord entre la Pologne et la Norvège (modifiée d'après Boulton et al., 1985). Le recul est beaucoup plus rapide dans la partie sud de la calotte du fait de sa position latitudinale, de son élévation et de ses caractéristiques physiques (warm-based ice).

Une nouvelle avancée du glacier de Mer d'Irlande, mineure comparée à celle enregistrée vers 23 ka (O'Cofaigh and Evans, 2007), est décrite autour de 16-17 ka dans le bassin de Mer d'Irlande et correspond à la phase du *Killard Point Stadial* (McCabe and Clark, 1998; McCabe *et al.*, 1998). Dans le détail, cette période est désormais découpée en 2 phases distinctes, le *Killard Point Stadial* et le *Clogher Head Stadial*, depuis la description d'un très léger recul du glacier vers 16,7 ka (Linns Interstadial, McCabe *et al.*, 2007b). Une première fois décrite dans le bassin de Mer d'Irlande par McCabe et al. (1998) et McCabe et Clark (1998), cette avancée glaciaire centrée à 16,5 ka a depuis été répertorié en Ecosse (Everest *et al.*, 2006), à l'Est des Iles Britanniques (Bateman *et al.*, 2008), dans la partie occidentale de la calotte Scandinave (*Bremanger Event* - Nygard *et al.*, 2004; Knies *et al.*, 2007), dans les Alpes Suisses (*Gschnitz Stadial* - Ivy-Ochs *et al.*, 2006) ou encore dans le Jura (Buoncristiani and Campy, 2004), démontrant ainsi le caractère global de cette avancée, au moins à l'échelle de l'Europe. Les auteurs précédemment cités relient directement cette oscillation glaciaire à l'évènement d'Heinrich 1 et à l'arrivée massive d'icebergs issus de la calotte Laurentide dans la partie nord-est de l'Atlantique.

Après 16 ka, les calottes Britannique et Scandinave ainsi que l'ensemble des glaciers européens reculent à nouveau de manière importante pour occuper seulement les parties montagneuses de l'Europe (Alpes etc.), le nord de la Scandinavie ou encore l'Ecosse au

moment du Younger Dryas, où une dernière avancée des glaciers est d'ailleurs mise en évidence (*Loch Lomond Stadial* - Benn and Ballantyne, 2005; Ballantyne, 2007).

La dernière déglaciation des calottes Britannique et Scandinave apparaît donc complexe et multiphasée. Elle s'initie vers 20 ka en réponse au forçage orbital et se déroule tout au long de la Terminaison I jusqu'à l'entrée dans l'Holocène. Trois faits majeurs ponctuent cette déglaciation : l'accélération du retrait des glaces vers 18 ka, et deux phases de réavancée des calottes et glaciers européens centrées sur 16,5 ka et 12 ka, respectivement au moment de l'évènement d'Heinrich 1 et du Younger Dryas. Si la déglaciation s'initie en réponse au forçage astronomique (e.g. Alley and Clark, 1999), l'accélération et les réavancées des calottes et glaciers européens précédemment cités apparaissent associées à d'importantes variations d'intensité de la circulation thermohaline et à des changements climatiques majeurs (McCabe and Clark, 1998; McManus *et al.*, 2004; Gherardi *et al.*, 2005; Hall *et al.*, 2006; Peck *et al.*, 2006; McCabe *et al.*, 2007b). Ceci suggère une forte interaction entre l'océan et la cryosphère au cours de la Terminaison I (e.g. Alley and Clark, 1999).

Les fleuves alimentés en eaux de fonte par les glaciers majeurs du Pléistocène constituent un vecteur direct entre la cryosphère et l'océan. Durant cette période, le Fleuve Manche aurait drainé la calotte européenne à plusieurs reprise (Gibbard, 1988). Nous proposons dans les lignes suivantes une synthèse des connaissances à ce sujet.

C. Le Paléofleuve Manche : Etat des connaissances et empreinte des glaciations

L'histoire du Fleuve Manche est complexe et principalement contrôlée par la tectonique et l'extension des glaciations Pléistocène (e.g. Gibbard, 1988; Lericolais, 1997).

La Manche occidentale fonctionne comme un golfe tout au long du Pliocène et la ligne de rivage évolue constamment au gré des variations du niveau marin. Au Pléistocène Inférieur et plus précisément lors de la régression du Prétiglien (~2,4 Ma) et au cours de l'Eburonien (~1,7 Ma) et du Ménapien (~1,2 Ma), la ligne de rivage se trouve très à l'Ouest de la Fosse Centrale (*Hurd Deep*) dans laquelle des séquences de type lacustre sont observées, suggérant qu'un cours d'eau se serait développé entre la Fosse Centrale, qui fonctionne alors comme un lac, et la ligne de rivage (Lericolais, 1997; Lericolais *et al.*, 2003). Le Fleuve Manche draine alors les fleuves et rivières du Sud de l'Angleterre (Avon, Solent etc.) et du Nord Ouest de la France (Somme, Seine etc.) (Gibbard, 1988; Lericolais, 1997; Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2003). La présence d'augite dans les terrasses fluviatiles de la Seine suggère d'ailleurs que la Loire rejoignait le cours du Fleuve Manche, via la Seine, au moins jusqu'au Pléistocène Inférieur (Tourenq and Pomerol, 1995). La déviation du cours de la Loire vers la façade Atlantique est en effet relativement récente et daterait de moins de 1 Ma (Tourenq and Pomerol, 1995; Antoine *et al.*, 2003).

Le Fleuve Manche devient un fleuve de plus grande importance au cours du Pléistocène Moyen (Gibbard, 1988) comme le soulignent les vestiges de la mise en place d'un vaste delta au cours de cette période, encore visibles par le biais des bancs sableux de Mer Celtique et des paléovallées associées (Lericolais, 1997; Berné *et al.*, 1998). De même, l'identification des paléovallées du Fleuve Manche de part et d'autres du détroit du Pas-de-Calais révèle une ancienne connexion du Golfe de Gascogne avec la Mer du Nord (Destombes *et al.*, 1975; Dingwall, 1975; Roep *et al.*, 1975; Auffret *et al.*, 1980; Larsonneur *et al.*, 1982). L'interaction entre l'extension des calottes de glaces européennes, l'isostasie, l'histoire de l'anticlinal Weald-Artois et l'altitude du détroit du Pas-de-Calais rend la reconstruction de l'activité du Fleuve Manche au cours des glaciations Pléistocène complexe. La taille du bassin versant et la connexion du Fleuve Manche avec la Mer du Nord, sont en effet dépendantes de la combinaison de ces facteurs (e.g. Gibbard, 1988; Bridgland and D'Olier, 1995). Gibbard (1988) propose néanmoins que le Fleuve Manche constituait le seul exutoire des fleuves du centre de l'Europe lors des avancées majeures de la calotte européenne lors des glaciations Elstérienne et Saalienne. L'Elbe ou le Rhin, en plus des eaux de fontes de la marge glaciaire, augmentaient alors considérablement le débit du fleuve Manche. S'il apparaît désormais très probable que le Rhin et la Meuse coulaient au travers du détroit du Pas-de-Calais au cours de la dernière glaciation, voir même de la pénultième glaciation (Busschers *et al.*, 2007; Busschers *et al.*, 2008) (Figure III-17), la date de l'ouverture du détroit du Pas-de-Calais et l'écoulement des fleuves du sud du bassin de la Mer du Nord vers le Golfe de Gascogne en

période de bas niveau marin reste encore très discutée (e.g. Bridgland and D'Olier, 1995; Bridgland, 2002). La cause glaciaire, par débordement d'un lac glaciaire confiné au sud du bassin de Mer du Nord par la calotte européenne, semble faire consensus pour expliquer à la fois les érosions majeures visible dans la Manche actuelle et l'ouverture du détroit (Smith, 1985; Gibbard, 2007; Gupta *et al.*, 2007). Cependant, l'âge de l'ouverture la plus récente reste encore discutée même si les glaciations de l'Elstérien (e.g. Smith, 1985; Gibbard, 1988, , 1995; Cohen *et al.*, 2005) et du Saalien (e.g. Meijer and Preece, 1995; Busschers *et al.*, 2008) sont généralement proposées. Dans le détail, la formation du détroit du Pas-de-Calais apparaît plus complexe à l'échelle du Pliocène et du Quaternaire. Son histoire semble en effet multiphasée et ponctuée d'une succession de phases de fermetures et d'ouvertures (Gibbard, 1995; Meijer and Preece, 1995; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000). Les conséquences des ouvertures 'pré-Pléistocène Moyen' sur l'activité du Fleuve Manche étaient néanmoins sûrement peu importantes. En effet, les calottes glaciaires étaient à ces époques trop peu développées pour induire une réorganisation majeure du réseau de drainage du bassin de Mer du Nord et une fusion des bassins versants du Fleuve Manche avec ceux du Rhin ou de l'Elbe.

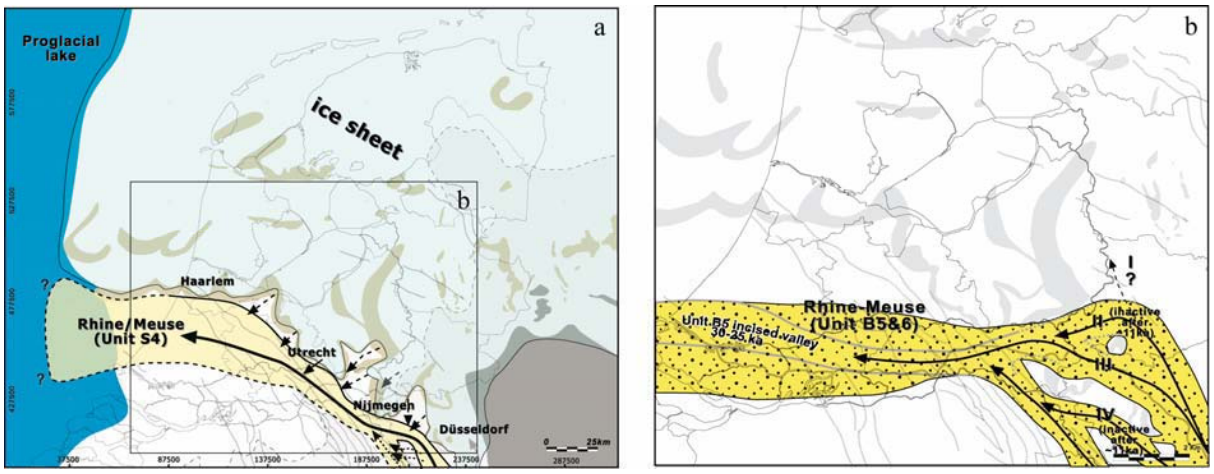


Figure III-17. Reconstruction paléogéographique du cours du Rhin et de la Meuse (jaune), au niveau des Pays-Bas, lors du MIS 6 (a) et du MIS 2 (b). Le cadre au sein de la figure (a) fait référence à la figure (b) (modifiée d'après Busschers et al. (2007; 2008)).

La dernière période d'activité majeure du Fleuve Manche est intervenue au début de la Terminaison I d'après les résultats obtenus de l'étude des sédiments accumulés au débouché de la Manche (Grousset, 1977; Zaragosi *et al.*, 2001; Mojtahid *et al.*, 2005; Ménot *et al.*, 2006; Zaragosi *et al.*, 2006; Eynaud *et al.*, 2007). Ces résultats seront détaillés, utilisés, voir revisités dans certains cas, tout au long du présent travail. A l'image des travaux de Mojtahid *et al.* (2005) et de Eynaud *et al.* (2007), nous utiliserons les résultats obtenus sur la dernière période glaciaire pour discuter l'impact des glaciations 'pré-Weichselienne' sur l'activité du Fleuve Manche.

A. Les données disponibles 97
1. Les données acoustiques 97
1.1. La bathymétrie 97
1.2. Caractérisation acoustique des séries sédimentaires 97
2. Les prélèvements sédimentaires 99
2.1. Les carottes de l'étude 99
2.2. Principe du carottage : le carottier Calypso 100
2.3. Correction des artéfacts de carottage 101
2.3.1. Correction par corrélation carottes / données acoustiques 102
2.3.2. Correction par simulation de la cinématique du carottage : CINEMA 103
B. Protocole d'étude des données sédimentologiques 107
1. Méthodes stratigraphiques 107
1.1. Biostratigraphie 107
1.2. Analyses isotopiques, $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ 112
1.3. Teneur en carbonate et réflectance 113
1.4. Datations radiocarbones 114
1.5. Comptage des grains détritiques grossiers 117
2. Caractérisation sédimentologique et géochimique des sédiments 118
2.1. Mesures des paramètres physiques du sédiment 118
2.2. Radioscopies rX 118
2.3. Mesure de la granularité des sédiments 119
2.4. Mesure de la granularité des sédiments 119
2.5. Microscopie électronique à balayage 119
2.6. Caractérisation géochimique : Cortex XRF 119
3. Flux et bilans sédimentaires 120

Chapitre IV: Matériels et Méthodes

Nous présentons dans ce chapitre l'ensemble des données utiles à la reconstruction des apports sédimentaires au sein de la Marge Nord Gascogne. Les techniques utilisées sont détaillées dans un ordre logique, depuis la construction du cadre chronostratigraphique jusqu'à la quantification des apports sédimentaires.

A. Les données disponibles

Les données utilisées dans cette étude sont de deux types, à savoir d'une part des données acoustiques qui permettent de caractériser les environnement de dépôt, et d'autre part les prélèvements, ou carottes de sédiment, indispensables pour décrire les processus sédimentaires et reconstruire à haute résolution les apports dans chacun des environnements étudiés.

1. Les données acoustiques

1.1. La bathymétrie

Les données bathymétriques utilisées dans ce travail proviennent des levés réalisés au cours des campagnes SEDIMANCHE 1, SEDIFAN 1 et ZEE GASCOGNE 1-2, réalisées entre 1992 et 1997. Ces données ont été acquises grâce au navire l'Atalante (Ifremer) par le biais d'un sondeur multifaisceaux de type SIMRAD EM 12-Dual. Ce sondeur travaille suivant une large ouverture angulaire (150°), perpendiculaire à l'axe du navire, et mesure simultanément la profondeur d'eau selon plusieurs directions grâce à l'émission d'ondes acoustiques dont la fréquence est centrée sur 13 kHz. Les données sondeur multifaisceaux présentées dans cette thèse ont été fournies par l'Ifremer sous la forme de modèles numériques de terrain (MNT) avec une maille comprise entre 250 et 1000 mètres. Ces données ont été analysées en détail par Bourillet *et al.* (Bourillet and Loubrieu, 1995; Bourillet *et al.*, 1998; Bourillet *et al.*, 1999; Bourillet *et al.*, 2003) et par Zaragosi (2001). Notre étude bénéficie également, pour la partie la plus occidentale de la Marge Celtique, des données bathymétriques (résolution : 700 mètres) acquises par le PAD *Petroleum Affairs Division*. L'ensemble de ces données ont permis une reconnaissance et un échantillonnage précis, tant acoustique que sédimentologique, des environnements de dépôt hémipélagique et turbiditique de la Marge Nord Gascogne.

1.2. Caractérisation acoustique des séries sédimentaires

Les propriétés acoustiques des sédiments ont été caractérisées grâce à des sondeurs de sédiment (monofaisceau, incidence verticale) travaillant à basses fréquences, entre 3 à 5 kHz. A ces fréquences, une partie des ondes pénètrent le sédiment avant d'êtres réfléchies. La pénétration du signal est très variable (de 0 à 150m) en fonction de la nature du fond, et la résolution verticale est de l'ordre de 0,75 mètres. On parle ainsi de sismique très haute résolution. La réponse acoustique obtenue, interprétée en terme de faciès (ou échofaciès) suivant la configuration des réflecteurs, peut à une échelle régionale être directement corrélée à la nature des sédiments superficiels et aux processus de dépôt. Nous démontrons dans cette étude que l'empreinte climatique est aussi détectable dans la réponse acoustique des séries sédimentaires du Golfe de Gascogne.

Les données de sismique très haute résolution de type 3,5 kHz utilisées dans cette étude proviennent du navire l'Atalante de l'Ifremer (missions SEDIFAN 1 et ZEE-GASCOGNE 1-2 de l'Ifremer) et du navire Marion Dufresne II de l'IPEV (missions SEDICAR et ALIENOR de l'Ifremer et de l'Université Bordeaux 1) (Figure IV-1). Les données Chirp (modulation de fréquence) ont été acquises par le navire Pourquoi Pas? de l'Ifremer (mission ESSCOM 2005 et TVTB de l'Ifremer).

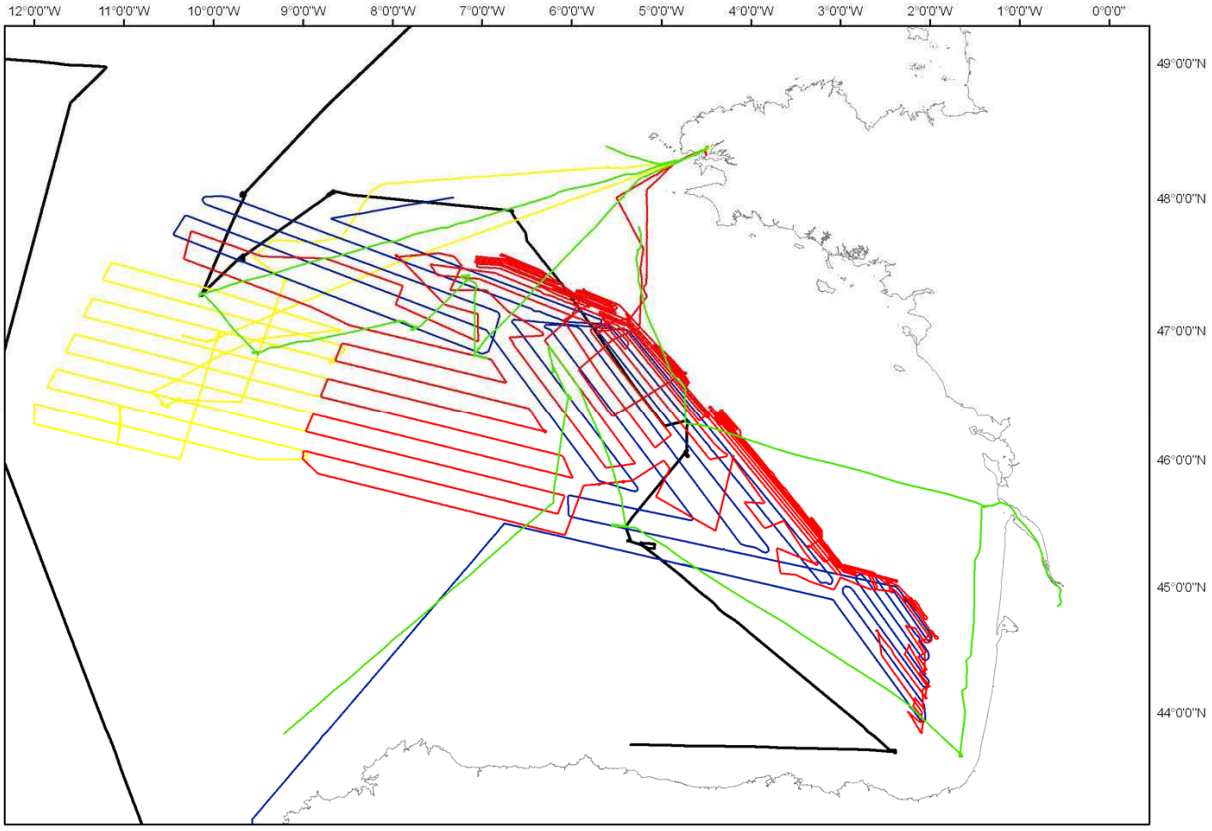


Figure IV-1. Localisation des données de sondeur de sédiments de type 3,5 kHz utilisées dans cette étude (lignes bleues : mission ZEE-GASCOGNE 1, rouges : ZEE-GASCOGNE 2, jaunes : SEDIFAN 1, vertes : SEDICAR, noires : ALIENOR).

2. Les prélèvements sédimentaires

2.1. Les carottes de l'étude

La totalité des carottes utilisées dans ce travail ont été prélevées grâce au système de carottage Calypso du navire océanographique Marion Dufresne II au cours des missions MD101-Images 1 (Bassinot and Labeyrie, 1996), MD123-Géosciences (Turon, 2002), MD133-SEDICAR (Bourillet and Turon, 2003), MD141-ALIENOR (Turon and Bourillet, 2004) et MD168-AMOCYNT (Kissel, sous presse). Les informations concernant la localisation des carottes sont présentées dans le Tableau IV-1 et dans la Figure IV-2.

Carotte	Lat., °N	Long, °W	Profondeur (m)	Missions
MD95-2002	47°27.12'	8°32.03'	2174	MD105-IMAGE1
MD01-2448	44°46.79'	11°16.47'	3460	MD123-GEOSCIENCES
MD03-2688	46°48.03'	7°02.93'	4385	MD133-SEDICAR
MD03-2690	47°01.25'	7°44.99'	4340	MD133-SEDICAR
MD03-2692	46°49.72'	9°30.97'	4064	MD133-SEDICAR
MD03-2695	46°43.14'	6°12.68'	4375	MD133-SEDICAR
MD03-2696	46°29.51'	6°02.36'	4422	MD133-SEDICAR
MD04-2818	46°21.44'	12°33.6'	3766	MD141-ALIENOR
MD04-2836	47°16.57'	10°07.69'	4362	MD141-ALIENOR
MD04-2837	47°31.99'	9°44.01'	4176	MD141-ALIENOR
MD04-2842	46°04.42'	4°42.81'	2450	MD141-ALIENOR
MD04-2843CQ	45°28.57	5°23.67'	4202	MD141-ALIENOR
MD04-2845	45°20.86'	5°13.17'	4175	MD141-ALIENOR
MD08-3200CQ	47°53.	11°52.		MD168-AMOCINT

Tableau IV-1. Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée dans la Figure IV-2.

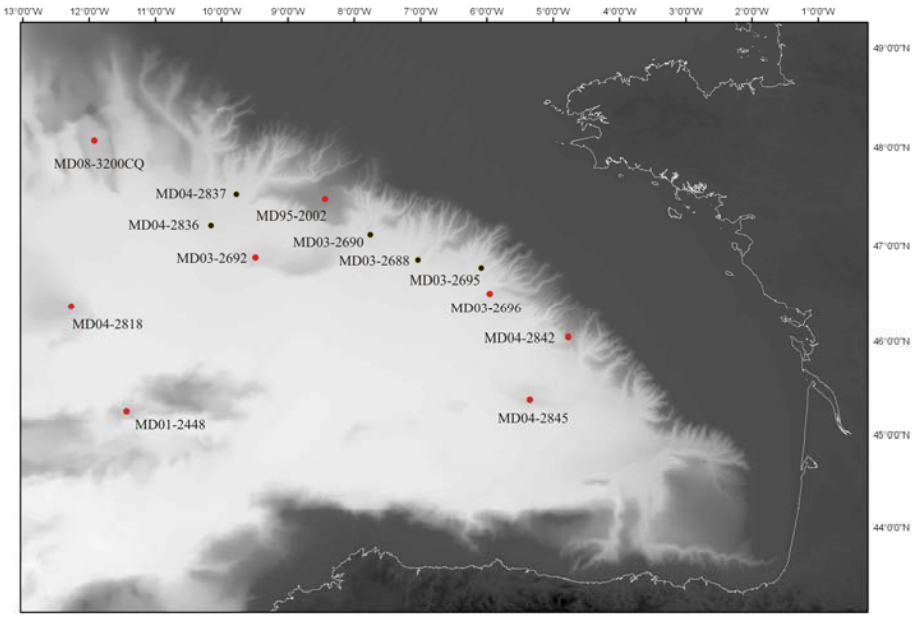


Figure IV-2. Localisation des carottes de l'étude. Les sites rouges correspondent aux sites hémipélagiques. Les sites noirs correspondent aux sites turbiditiques.

2.2. Principe du carottage : le carottier Calypso

Le carottier gravitaire avec piston, généralement appelé carottier Küllenberg permet le prélèvement de longues séquences sédimentaires grâce à l'effet seringue du piston (Küllenberg, 1947). Le système de carottage Calypso repose sur ce système et diffère du carottier Küllenberg par sa taille (Lancelot and Balut, 1993): le tube peut théoriquement atteindre 75 m de longueur et le lest plus de 10 tonnes.

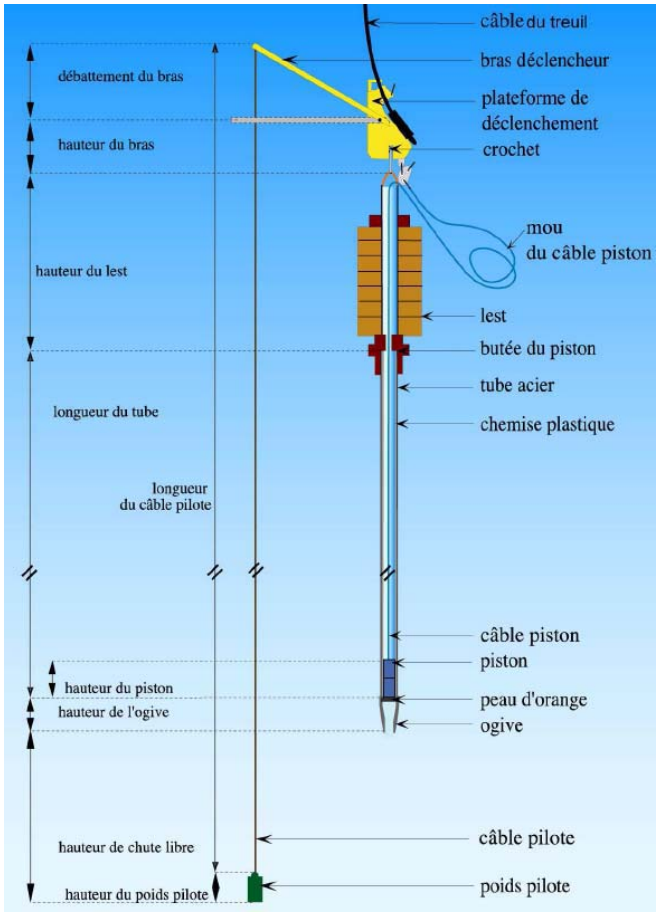


Figure IV-3. Géométrie du carottier gravitaire à piston de type Calypso (Bourillet et al., 2001).

Le carottier Calypso comprend trois parties principales (Figure IV-3) :

▪ La platine (ou plateforme de déclenchement), accrochée au câble grand fond, comporte un crochet ouvrable et un bras de déclenchement relié à un contrepoids (ou poids pilote) par un câble de longueur égale à la hauteur du carottier de l'ogive jusqu'au bras de déclenchement à laquelle est ajoutée la hauteur de chute,

▪ Le tube solidaire du lest est accroché à la platine. Il est constitué d'un tube extérieur en acier et d'un tube intérieur en PVC (chemise) destiné à contenir le sédiment. L'extrémité

du tube est équipée d'une ogive, elle-même équipée d'un système de clapets en pétales destiné à retenir le sédiment lors de la phase de remontée du carottier,

▪ Le piston, qui évolue dans la chemise du carottier, est relié à la platine par un câble. Sa longueur est égale à la longueur totale du carottier plus la hauteur de chute plus un mou destiné à compenser le rappel élastique du câble du treuil. La hauteur de chute et le mou constitue la « boucle ».

Idéalement, le piston a un fonctionnement stationnaire, c'est-à-dire qu'il se maintient à l'interface eau-sédiment, permettant une succion continue et stable du sédiment. Cependant, la très forte tension du câble grand fond supportant le carottier, subitement annulée lors du déclenchement, induit un rappel élastique (ou rebond, c'est à dire une remontée de plusieurs mètres du câble grand fond vers la surface) au moment de la libération du système de carottage (Bourillet *et al.*, 2001; Skinner and McCave, 2003). Le piston, relié au câble grand fond, remonte alors de manière violente dans la chemise, provoquant une très forte succion et une déformation sensible de la partie supérieure de la colonne sédimentaire en cours de prélèvement. Le rappel élastique dure environ 1 à 2 secondes ; il affecte particulièrement la partie supérieure des carottes s'il n'est pas compensé (Bourillet *et al.*, 2007). Pour un câble donné, le taux de déformation est dès lors proportionnel à la violence et à la durée du rebond élastique, lui-même proportionnel à la longueur de câble utilisée, c'est-à-dire à la bathymétrie du site carotté (Bourillet *et al.*, 2001; Le Breton, 2006; Motillon, 2006; Bourillet *et al.*, 2007). Cette déformation de la colonne sédimentaire pose de sérieux problèmes d'interprétation, en particulier pour le calcul des taux accumulations. Des étirements de 200% sont en effet couramment calculés dans la partie supérieure des carottes (Skinner and McCave, 2003; Szeremeta *et al.*, 2004). Le développement du logiciel CINEMA© (Ifremer), qui permet la simulation de la cinématique du carottage, matérialise les efforts actuellement entrepris pour corriger ces problèmes (Auffret, 2003; Woerther and Bourillet, 2005; Le Breton, 2006; Motillon, 2006; Bourillet *et al.*, 2007).

2.3. Correction des artefacts de carottage

La correction des artéfacts de carottage précédemment décrits est essentielle pour l'étude des accumulations sédimentaires (taux de sédimentation, flux, etc.), sans quoi celles-ci sont surestimées (cas d'un étirement de la colonne sédimentaire) ou sous-estimées (cas d'une compaction). La correction des artéfacts de carottage permet de corréler précisément les unités sédimentaires entre elles, et ainsi d'attribuer des caractéristiques sédimentologiques aux unités reconnues grâce aux données acoustiques.

Deux types de correction ont été utilisés au cours de ce travail (Tableau IV-2):

▪ une méthode de correction qu'on désignera de *manuelle*, qui consiste à corréler les réflecteurs reconnus sur les profils acoustiques (3,5 kHz, Chirp) aux variations des propriétés physiques du sédiment de la carotte,

▪ une méthode de correction inédite, *automatique*, basée sur la simulation de la cinématique du carottage via le logiciel CINEMA.

	3,5 kHz / Chirp	CINEMA
MD95-2002	ok	
MD01-2448		ok
MD03-2692	ok	ok
MD03-2696	ok	ok
MD04-2818		ok
MD04-2845	ok	ok

Tableau IV-2. Détail des méthodes de correction utilisées dans le cas des carottes utiles à l'estimation des flux terrigènes. Seules les carottes MD01-2448 et MD04-2818 ne sont pas corrigées à partir d'une vérité terrain. La confrontation des corrections effectuées à partir de CINEMA avec les corrections effectuées à partir des données acoustiques (3,5 kHz, Chirp) se révèlent excellentes (Figure IV-5 et Figure IV-6), permettant dès lors d'utiliser le seul logiciel CINEMA pour les carottes précédemment citées.

2.3.1. Correction par corrélation carottes / données acoustiques

La corrélation des profils 3,5 kHz ou Chirp avec les carottes sédimentaires repose sur l'étude des propriétés physiques du sédiment, dont les réflecteurs acoustiques traduisent les variations significatives. L'amplitude de la réflexion dépend de la variation de l'impédance acoustique, produit de la densité et de la vitesse des ondes acoustiques dans le sédiment. Par conséquent, toute variation significative d'impédance dans la carotte correspond à un réflecteur sur le profil acoustique. Un réflecteur acoustique correspond généralement à un changement lithologique majeur (granularité, composition lithologique, compaction etc.).

La correction des déformations de la colonne sédimentaire survenues au moment du carottage s'effectue par corrélation des variations d'impédance dans la carotte avec les réflecteurs acoustiques dont on connaît la profondeur *in situ*. Pour chacun des sites étudiés, la profondeur maximale des réflecteurs à considérer est déterminée grâce à la mesure de la pénétration du carottier dans le sédiment. Cette valeur est déterminée sur le pont du navire en mesurant simplement la longueur de tube recouverte de sédiment. Toute différence significative entre la profondeur des réflecteurs et la profondeur des variations d'impédance

dans la carotte suggère une déformation de la colonne sédimentaire. En réponse au rebond élastique du câble du carottier, il est généralement mis en évidence un étirement de la colonne sédimentaire : la profondeur des variations d'impédances dans la carotte est supérieure à la profondeur des réflecteurs équivalents.

La correction des déformations de la colonne sédimentaire s'effectue une fois les corrélations établies, en sachant que plus le nombre de corrélation est important, meilleure sera la correction. La déformation est considérée homogène entre deux points de contrôle et la profondeur est corrigée par relation linéaire. Cette méthode est particulièrement adaptée aux environnements sédimentaires à forts taux de sédimentation car chacun des réflecteurs acoustiques correspondant à des unités sédimentaires remarquables sont bien individualisés. Dans le cas des environnements à faible taux de sédimentation du Golfe de Gascogne, la corrélation des carottes avec les données acoustiques est plus incertaine. L'utilisation du logiciel CINEMA est alors particulièrement appropriée pour corriger les éventuels artéfacts de carottage.

2.3.2. Correction par simulation de la cinématique du carottage : CINEMA

Le logiciel CINEMA, développé par l'Ifremer, permet de simuler la cinématique du carottage (Le Breton, 2006; Motillon, 2006; Bourillet *et al.*, 2007). A partir des paramètres du carottier (type et longueur du câble, choix du lest, de la longueur de tube, etc.), du bilan des forces agissant sur ce dernier pendant la phase de prélèvement (forces de traînée du câble, de frottement du tube sur le piston, du frottement du sédiment sur le tube, etc.) et des caractéristiques géotechniques du sédiment, le logiciel simule, ou reconstitue si les enregistrements existent, le comportement de chacune des entités du carottier (piston, platine, etc.). Le logiciel CINEMA permet notamment d'appréhender l'amplitude du rebond élastique, principal vecteur de déformation de la colonne sédimentaire (Skinner and McCave, 2003; Bourillet *et al.*, 2007).

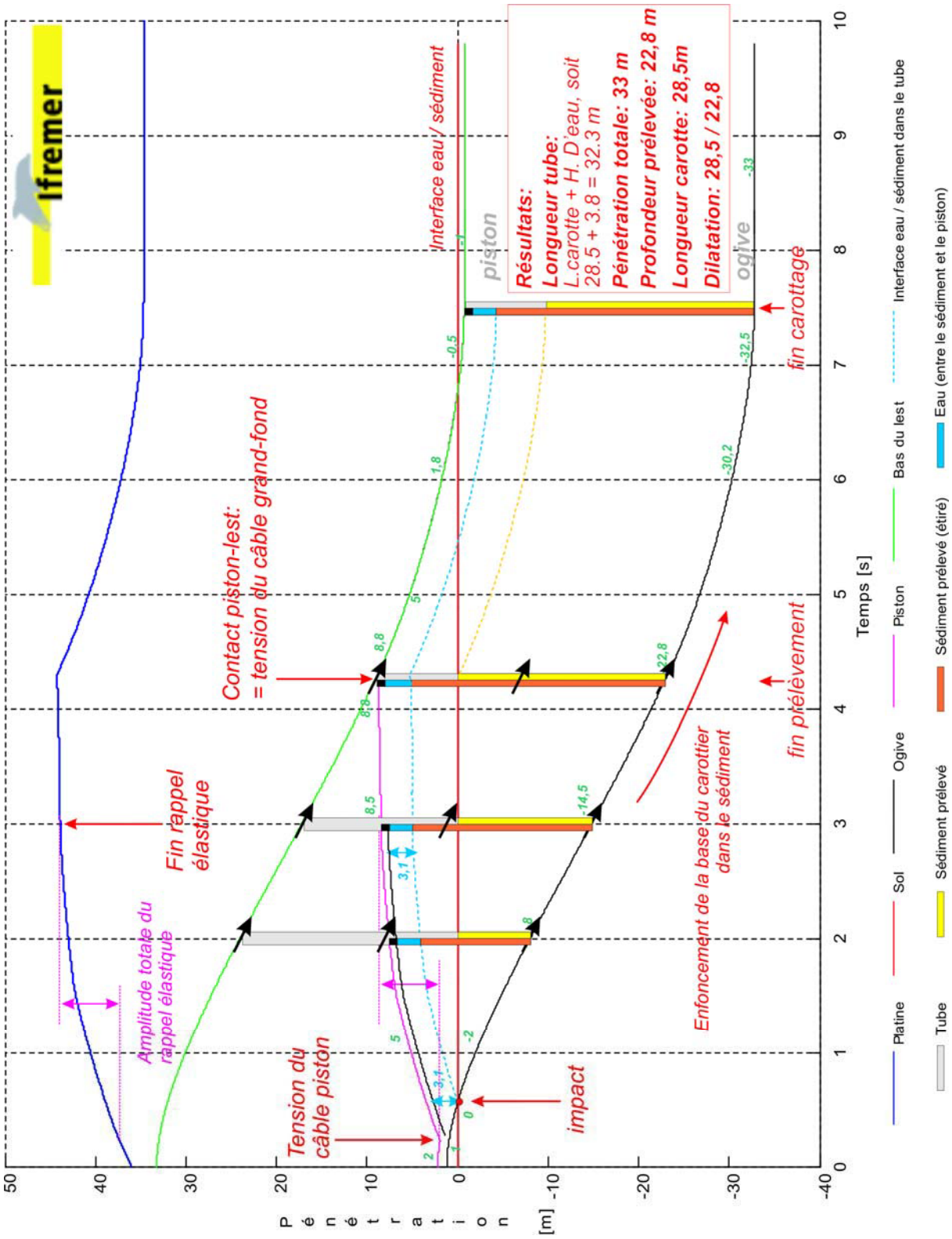


Figure IV-4. Interprétation d'une simulation de carottage du logiciel CINEMA basée sur les paramètres utilisés sur le site MD03-2696. La correction des artéfacts, basée sur les résultats de cette simulation, permet de passer de la colonne orange à la colonne jaune.

La Figure IV-4 présente la simulation réalisée en utilisant les paramètres du carottage MD03-2696. Celle-ci prévoit un prélèvement effectif de 22,8 m. En raison de l'eau (3,1 m) entrée dans le carottier avant l'impact de l'ogive sur l'interface eau-sédiment (le rebond élastique a débuté ~0,4 secondes avant le début du prélèvement), et en réponse à une amplitude du rappel élastique de 8,8 m, il en résulte un vide de 5,7 m (8,8 – 3,1 m) comblé par le sédiment dans le tube. La longueur de la carotte est ainsi estimée à 28,5 m par le logiciel CINEMA. Cette dernière estimation est en parfait accord avec la longueur de la carotte MD03-2696, celle-ci mesurant 27,6 m (Figure IV-5).

La correction des artéfacts est ensuite déterminée par le biais d'algorithmes en analysant seconde après seconde la cinématique du carottage et en quantifiant à chaque intervalle de temps l'effet du rappel élastique sur la colonne sédimentaire. Ces corrections ont été confrontées, dans la mesure du possible, aux données acoustiques. Les résultats montrent que les corrections effectuées à l'aide du logiciel CINEMA sont très pertinentes (Figure IV-5 et Figure IV-6). De ce fait, les artéfacts de carottage des carottes MD01-2448 et MD04-2818 ont été uniquement corrigés sur la base de telles simulations, les corrélations avec les profils acoustiques étant impossibles.

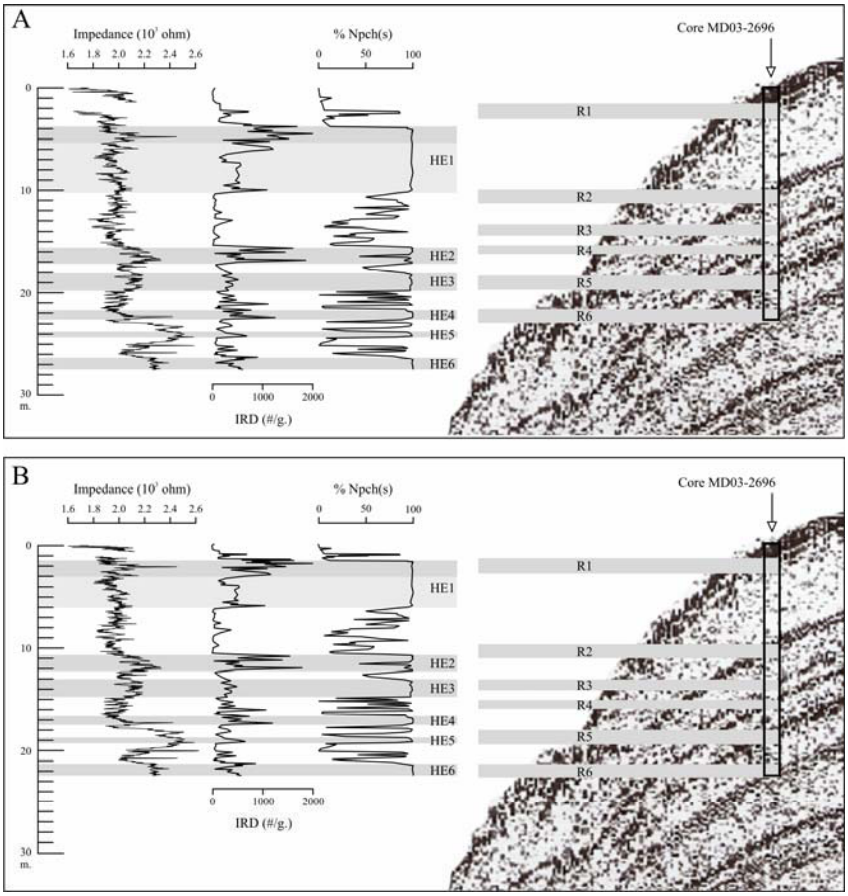


Figure IV-5. Confrontation des données de la carotte MD03-2696 avec le profil 3,5 kHz acquis sur zone, (A) avant correction des artéfacts et (B) après correction via CINEMA.

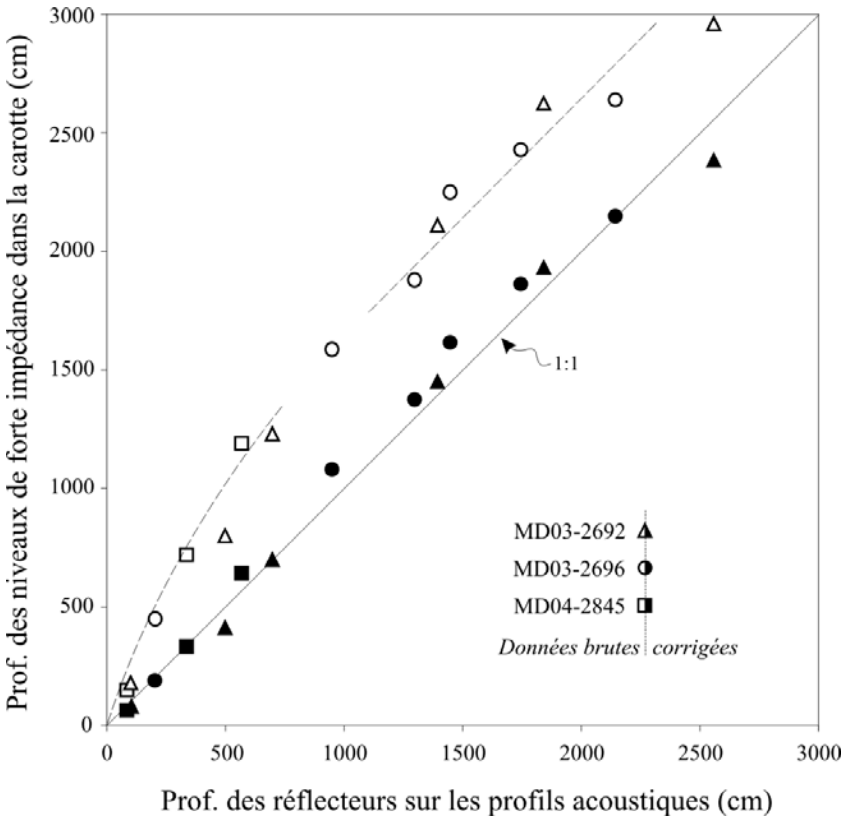


Figure IV-6. Comparaison de la profondeur des niveaux de forte impédance reconnus dans les carottes MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 (profondeurs brutes : symboles blancs ; profondeurs corrigées via CINEMA : symboles noirs) avec la profondeur de ces mêmes niveaux (réflecteurs) sur les profils acoustiques. L'excellente corrélation entre la profondeur réelle des horizons acoustiques (ligne 1 :1) et la profondeur corrigée des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes démontre la pertinence des simulations du logiciel CINEMA. La ligne curviligne tiretée et la ligne rectiligne tiretée matérialisent respectivement la zone déformée en réponse au rebond élastique (sommet des carottes) et la zone non déformée. La limite entre ces deux zones est équivalente sur ces 3 carottes puisqu'elles ont été prélevées à des profondeurs équivalentes, de l'ordre de 4000 mètres, et avec des réglages semblables. Il est important de préciser que la longueur de la zone déformée serait deux fois moins importante pour une profondeur de prélèvement de 2000 mètres.

B. Protocole d'étude des données sédimentologiques

Un nombre important de méthodes a été utilisé pour étudier en détail les carottes de cette étude (Figure IV-7). Nous décrivons ici, et dans l'ordre suivant, les outils utiles à la construction du cadre chronostratigraphique des séries sédimentaires prélevées, les analyses permettant la caractérisation sédimentologique et géochimique des sédiments et les méthodes utilisées pour la reconstruction des flux et des bilans sédimentaires.

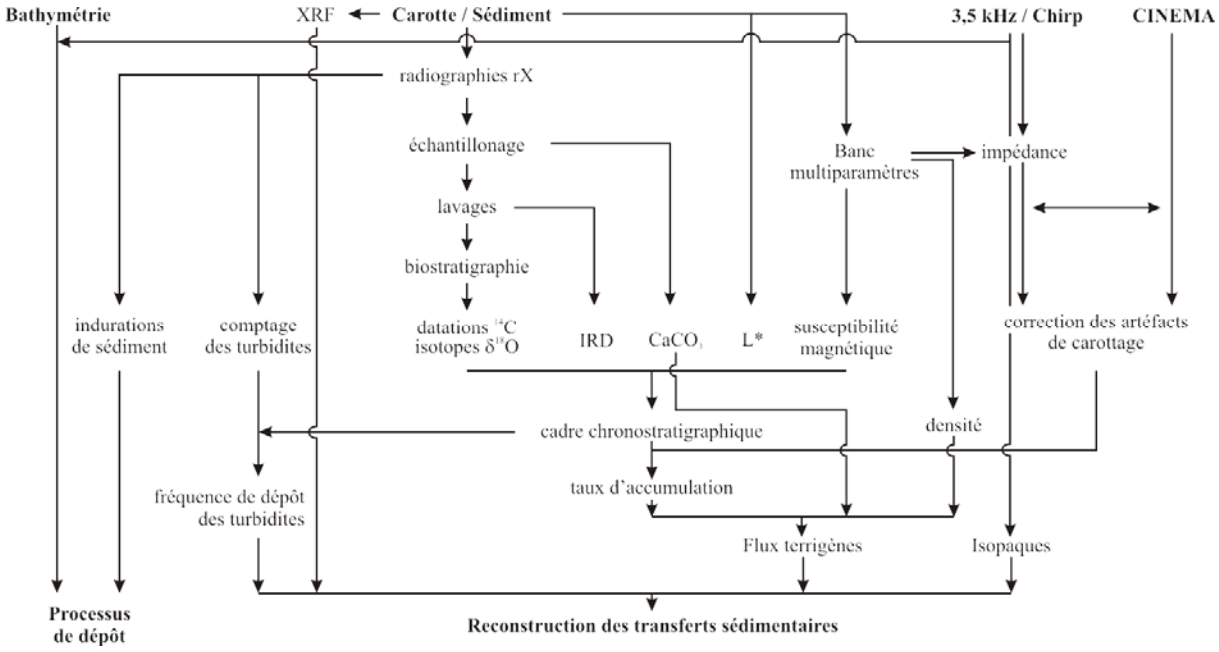


Figure IV-7. Schéma récapitulatif des outils et méthodes utilisées pour reconstruire les processus de dépôt et quantifier les transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne.

1. Méthodes stratigraphiques

1.1. Biostratigraphie

L'analyse biostratigraphique de l'ensemble des carottes de cette étude repose sur la quantification de l'abondance du foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* senestre (s). Cette espèce permet en effet de contraindre avec une grande précision les intervalles froids survenus dans le Golfe de Gascogne au cours du Quaternaire (Caralp, 1971; Pujol, 1980; Duprat, 1983; Zaragosi *et al.*, 2001; Auffret *et al.*, 2002). Aujourd'hui cantonnée aux hautes latitudes (Mer du Labrador, Mers Nordiques, etc.) (Figure IV-8), cette espèce polaire a en effet connue une aire de répartition beaucoup plus vaste lors des épisodes glaciaires. Son abondance dans le Golfe de Gascogne pouvait atteindre jusqu'à 80 à 100% lors des glaciations Pléistocènes et au moment des évènements de Heinrich (e.g. Duprat, 1983; Auffret *et al.*, 1996; Zaragosi *et al.*, 2001; Auffret *et al.*, 2002; Mojtahid *et al.*, 2005;

Eynaud *et al.*, 2007; Toucanne *et al.*, 2008), indiquant ainsi une position très sud du front polaire durant ces épisodes (Eynaud *et al.*, soumis).

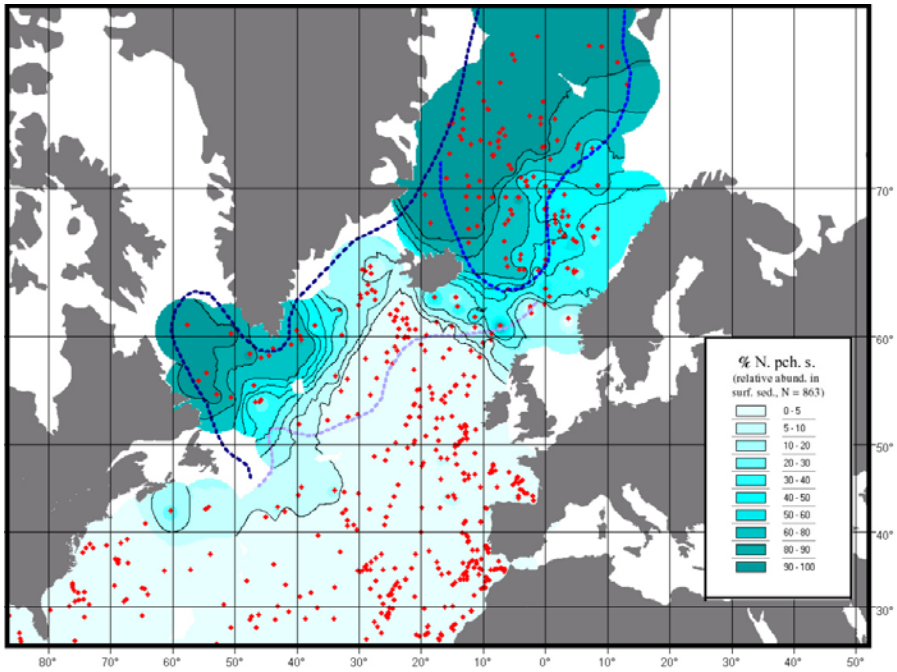


Figure IV-8. Carte de répartition actuelle des abondances du foraminifère planctonique Neogloboquadrina pachyderma (s) dans les sédiments de surface de l'Atlantique Nord. Les points rouges représentent la localisation des échantillonnages (Eynaud et al., soumis).

L'étude de l'espèce *N. pachyderma* (s) est par ailleurs adaptée à l'ensemble de la marge ouest européenne entre des latitudes comprises entre 40° et 60°N. Plus au nord, la diversité faunistique des foraminifères n'est pas assez importante, l'espèce polaire *N. pachyderma* (s) étant toujours dominante (e.g. Eynaud *et al.*, 2002). Plus au sud, son abondance devient trop faible, même lors des épisodes froids les plus extrêmes (<20%, e.g. Duprat, 1983; Toucanne *et al.*, 2007), ne faisant plus de cette espèce un outil biostratigraphique pertinent pour contraindre les épisodes froids.

Si la chronologie des périodes majeures d'intrusion de l'espèce *N. pachyderma* (s) dans le Golfe de Gascogne et les corrélations avec les chronologies isotopiques (marines) et continentales ont longtemps fait débat (cf. pages 90 à 96, Zaragosi, 2001), les nombreuses datations radiocarbones réalisées sur les carottes de la Marge Nord Gascogne ont depuis permis d'établir, au moins pour la dernière période glaciaire, un cadre chronostratigraphique robuste à partir de l'étude de cette seule espèce. Nous utiliserons ainsi dans ce travail l'interprétation biostratigraphique proposée par Zaragosi *et al.* (2001), telle qu'elle est résumée dans la Figure IV-9. La limite inférieure de l'évènement de Heinrich 1 a néanmoins été modifiée. Nous avons en effet fusionné l'intervalle caractérisé par le monospécifisme de

l'espèce *N. pachyderma* (s), daté entre 15,1 et 14,4 ^{14}C ka BP (soit entre 18,3 et 17,3 ka) et longtemps considéré comme un épisode distinct (Grousset *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001), à l'intervalle à IRD (*Heinrich layer* - HL) daté entre 14,4 et 13,5 ^{14}C ka BP (soit entre 17,3 et 16 ka). Les séquences polliniques révèlent en effet un refroidissement drastique du climat de l'Europe, synchrone du début des débâcles massives d'icebergs dans l'Atlantique Nord (Elliot *et al.*, 1998; Elliot *et al.*, 2001), dès 18,3 ka (e.g. Naughton *et al.*, 2007), c'est-à-dire dès l'augmentation nette de l'abondance de l'espèce *N. pachyderma* (s) dans le Golfe de Gascogne. Ainsi, plutôt que de considérer uniquement le niveau à IRD (*Heinrich layers*), tel que défini par Heinrich (1988), nous avons utilisé l'association [IRD + monospécifisme de l'espèce polaire *N. pachyderma* (s)] pour délimiter l'évènement de Heinrich 1 (Figure IV-9). L'arrivée des icebergs sur un site étant de courte durée en comparaison au refroidissement des eaux de surface et du climat lors des évènements de Heinrich, la même logique a été utilisée pour chacune de ces périodes. Cette considération stratigraphique nous paraît judicieuse car plus qu'un dépôt d'IRD restreint à l'Atlantique Nord, les évènements de Heinrich affectent l'ensemble du système climatique et s'enregistrent à l'échelle globale (e.g. Jullien, 2006). Enfin, du fait de la dichotomie, d'un point de vue paléoenvironnemental et sédimentaire, entre la première phase (18,3 et 17,3 ka) et la seconde phase (17,3 et 16 ka) de l'évènement de Heinrich 1 sur l'Europe et dans le Golfe de Gascogne, nous utiliserons respectivement les termes évènement de Heinrich 1a (HE 1a) et 1b (HE 1b) pour les différencier (Figure IV-9).

D'un point de vue terminologique, la définition du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) pose généralement problème. Le Dernier Maximum Glaciaire définit en effet le moment où les calottes de glace atteignent un volume maximal à la surface du globe. Cette période se caractérise par un bas niveau marin extrême, atteint entre 30 et 20 ka (e.g. Lambeck *et al.*, 2002; Peltier and Fairbanks, 2006). Pourtant, de nombreux travaux démontrent que le niveau marin oscille significativement, à l'échelle du millier d'années, entre ces deux dates (e.g. Lambeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003; Jouet, 2007), démontrant la complexité à définir avec exactitude l'âge du Dernier Maximum Glaciaire. Dans ce travail, et en accord avec la définition choisie par les programmes internationaux EPILOG (Mix *et al.*, 2001) et MARGO (Kucera *et al.*, 2005), nous définissons le Dernier Maximum Glaciaire comme la période de conditions climatiques relativement stables encadrée par les évènements de Heinrich 2 et 1 (Figure IV-9).

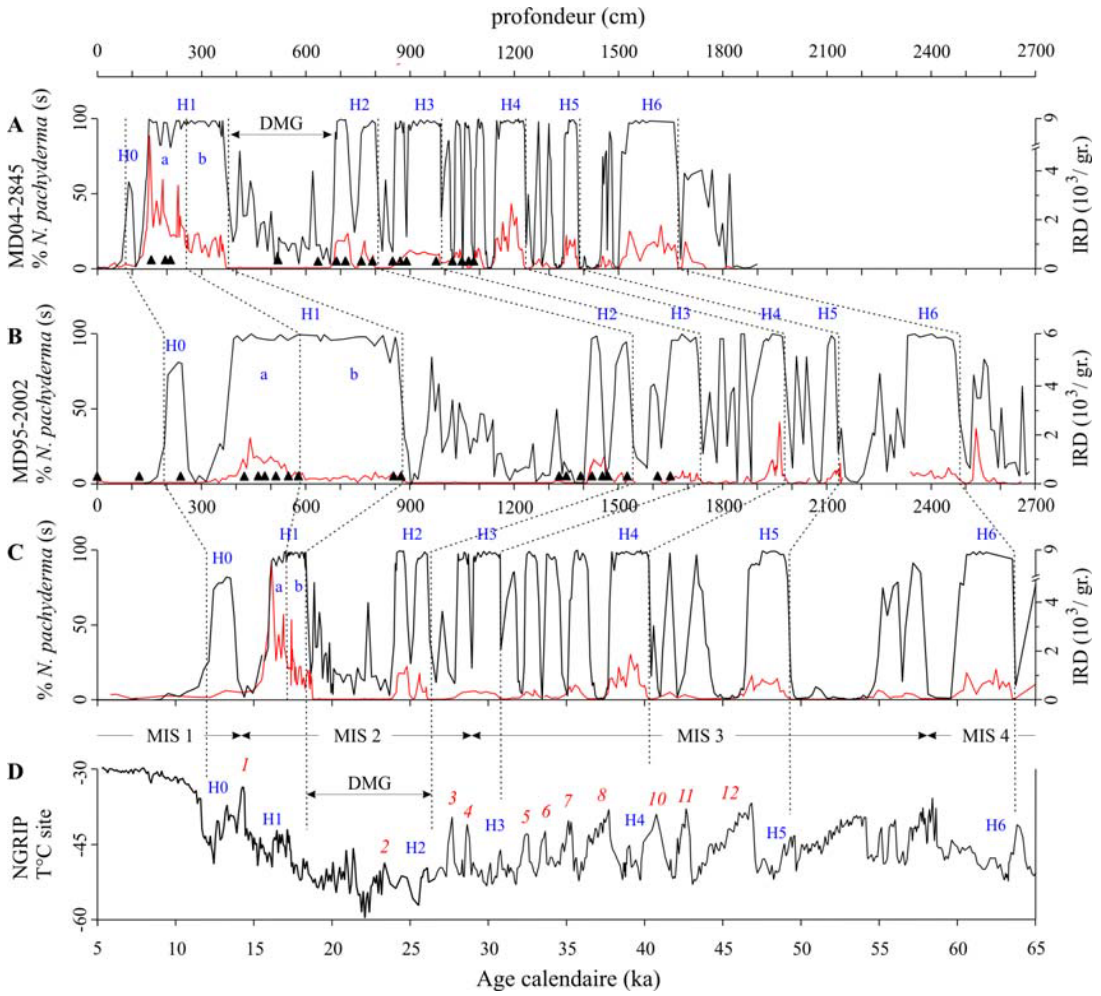


Figure IV-9. Cadre chronostratigraphique et corrélations des carottes MD04-2845 (A) et MD95-2002 (B) pour la dernière période glaciaire établis à partir de l'abondance du foraminifère planctonique polaire Neogloboquadrina pachyderma (s). L'évolution temporelle de cette abondance (C) est parfaitement corrélée à la variabilité climatique enregistrée au Groenland (D - NGRIP - Masson-Delmotte et al., 2005). Les évènements de Heinrich (HE) sont reconnus dans le Golfe de Gascogne par l'association [Neogloboquadrina pachyderma (s) + IRD (courbes rouges)]. Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) correspond à l'intervalle compris entre HE2 et HE1. Les chiffres rouges, en italiques, localisent les interstades de Dansgaard-Oeschger, corrélés à une absence de l'espèce Neogloboquadrina pachyderma (s) dans les carottes du Golfe.

Pour l'étude biostratigraphique, une attention toute particulière a été apportée à la prise d'échantillons dans les carottes des environnements turbiditiques afin d'éviter de prélever du sédiment remanié. Seuls les niveaux hémipélagiques (Teh, Figure IV-10) ont été échantillonnés. Ceux-ci sont localisés entre le sommet de la séquence turbiditique sous-jacente (Tet) et la base de la séquence sus-jacente (Td ou Tc généralement). Ces niveaux, contrairement aux dépôts turbiditiques, contiennent uniquement des foraminifères autochtones. En effet, du fait du tri granulométrique qui s'opère lors du dépôt des turbidites,

la fraction > 150 µm des termes Td et Tc contient des foraminifères remaniés (allochtones). Pour la même raison, le terme Tet ne présente aucune fraction > 150 µm. Ainsi, la fraction > 150µm du terme Teh ne peut contenir que des particules déposées par décantation depuis la surface (foraminifères planctoniques ou IRD) ou des organismes benthiques (Figure IV-10).

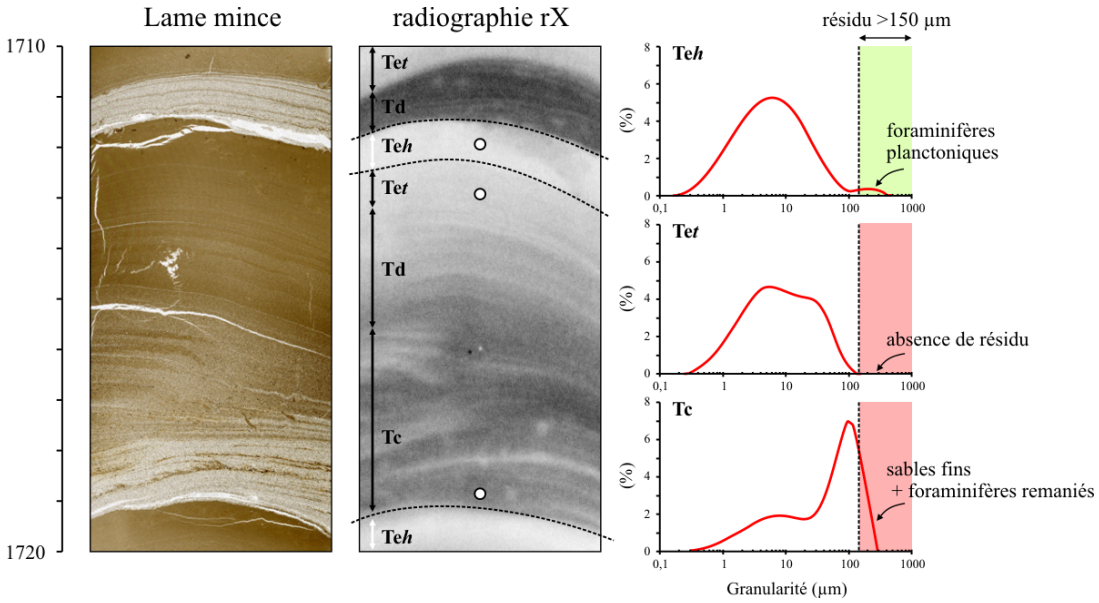


Figure IV-10. Lame mince et radiographie rX d'une séquence turbiditique fine typique des levées de la marge nord Gascogne (carotte MD04-2837 - levée Shamrock) et différenciation granulométrique des termes Tc, Tet (turbiditique) et Teh (hémipélagique). Les cercles blancs localisent les échantillons. Seul le terme supérieur Teh est adapté pour un échantillonnage en vue d'une étude biostratigraphique, ce dernier étant le seul à contenir des foraminifères planctoniques autochtones dans la fraction > 150 µm.

L'abondance du foraminifère *N. pachyderma* (s) a été calculée dans la fraction >150 µm de ces niveaux, après lavage du sédiment sur un tamis. Le terme supérieur des turbidites (Tet) ne contenant pas de résidu >150 µm (Figure IV-10), la validité du résultat concernant l'abondance relative de ce foraminifère n'est pas biaisé même si l'échantillon n'est pas strictement restreint à la séquence hémipélagique pure, la seule précaution étant de ne pas prélever tout ou partie de la base de la séquence turbiditique sus-jacente. Les résultats des analyses biostratigraphiques réalisées sur les carottes des levées turbiditiques de la Marge Nord Gascogne sont de fait excellentes (Zaragosi *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2008). La parfaite correspondance des abondances en *N. pachyderma* (s) entre ces carottes et celles prélevées dans les environnements hémipélagiques stricts démontre en effet l'efficacité de la méthode d'échantillonnage décrite ci-dessus. Pour les carottes des environnements hémipélagiques, la seule précaution d'échantillonnage a été d'éviter les niveaux fortement bioturbés.

1.2. Analyses isotopiques, $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$

Les isotopes de l'oxygène (O) et du carbone (C) sont couramment utilisés pour reconstruire respectivement le cadre chronostratigraphique des longues séries sédimentaires (e.g. Shackleton, 1987; Lisiecki and Raymo, 2005) et le niveau de ventilation des eaux océaniques profondes (e.g. Duplessy *et al.*, 1988; Flower *et al.*, 2000). Dans ce but, des analyses isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) ont été réalisées dans le cadre de cette étude sur la carotte MD01-2448, au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE - Gif-sur-Yvette). Ce travail bénéficie également des données isotopiques de la carotte MD03-2692 (Mojtahid *et al.*, 2005; Eynaud *et al.*, 2007), dont les analyses ont été simultanément effectuées à l'Université de Bangor (Pays de Galles) et à l'Université Bordeaux 1. Dans les deux cas, et dans le souci d'obtenir un enregistrement le plus continu possible, les analyses ont été réalisées à partir de plusieurs espèces de foraminifères benthiques se relayant dans le temps, à savoir principalement *Uvigerina peregrina* et *Planulina wuellerstorfi*. Une troisième espèce, *Pullenia bulloides*, a été utilisée pour la carotte MD03-2692 (Mojtahid *et al.*, 2005). Une courbe composite a à chaque fois été réalisée à partir de la méthode de calibration proposée par Duplessy *et al.* (1983).

Les variations temporelles du $\delta^{18}O$ des organismes benthiques de la colonne sédimentaire indiquent l'évolution globale du volume de glace au cours du temps (e.g. Shackleton, 1987; Lisiecki and Raymo, 2005). Ces variations sont donc un excellent indicateur stratigraphique permettant de distinguer dans les carottes marines les périodes glaciaires (valeurs élevées du $\delta^{18}O$) des périodes interglaciaires (valeurs faibles du $\delta^{18}O$). Des courbes isotopiques de l'oxygène dites de référence ont été construites à partir de la chronologie de l'évolution des paramètres orbitaux, notamment dans le cadre du projet SPECMAP (Imbrie, 1984; Martinson *et al.*, 1987). La compilation récente, effectuée par Lisiecki et Raymo (2005), de mesures isotopiques de l'oxygène de foraminifères benthiques effectuées sur 57 carottes marines prélevées dans divers océans du globe a permis la création d'une nouvelle chronologie de référence appelée LR-04. Nous utiliserons cette courbe isotopique de référence au cours de ce travail. La chronologie LR-04 est en effet beaucoup plus détaillée que la courbe SPECMAP, ce qui facilite les corrélations avec nos données isotopiques et assure l'élaboration d'un cadre chronostratigraphique pertinent (Figure IV-11). Dans cette étude, la nomenclature et la chronologie des stades isotopiques (MIS, *Marine Isotope Stage*) matérialisant les périodes glaciaires (nombres pairs) et interglaciaires (nombres impairs) correspond à celle définie par Lisiecki et Raymo (2005).

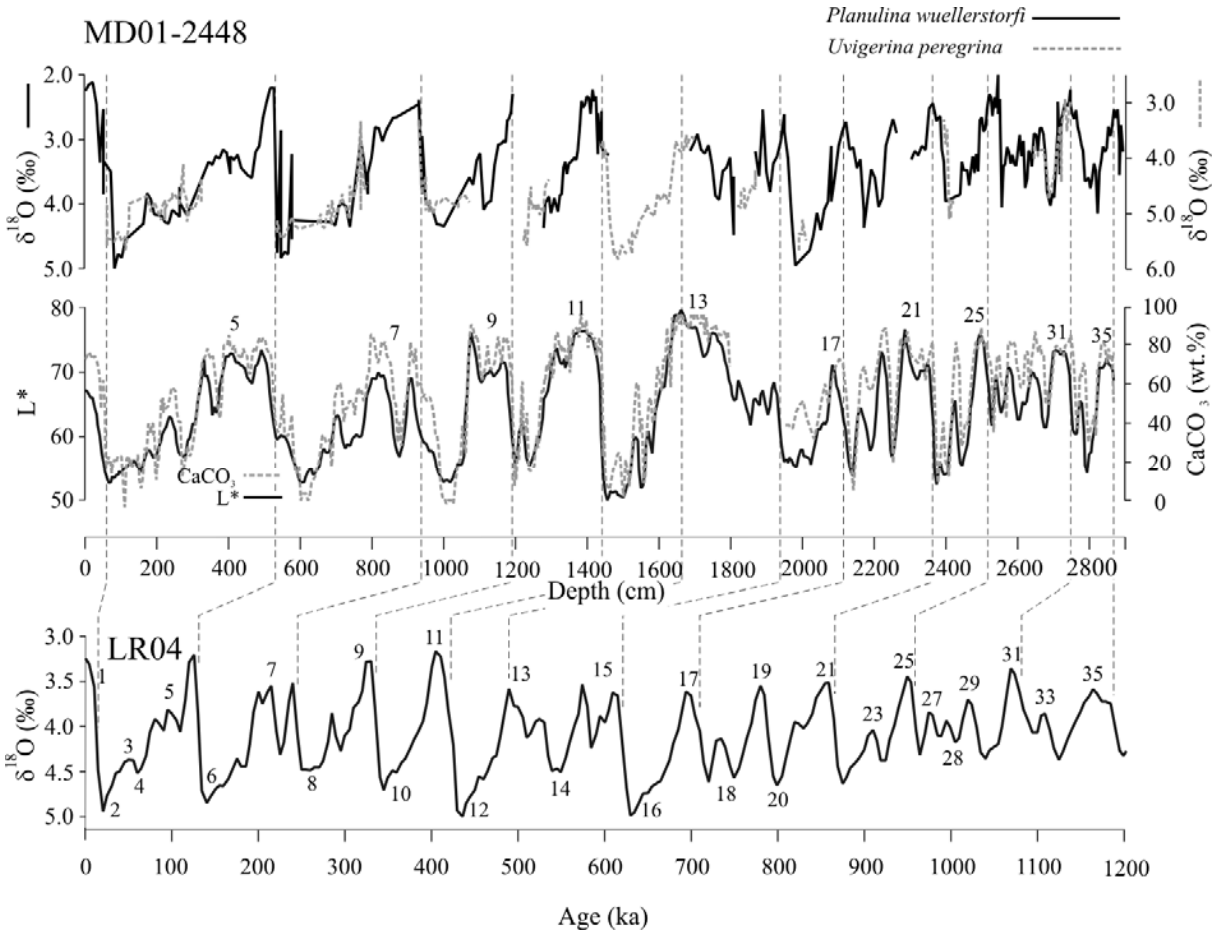


Figure IV-11. Cadre chronostratigraphique de la carotte MD01-2448 établi par corrélations des isotopes de l'oxygène 18 des foraminifères benthiques ($\delta^{18}O$, ‰), de la réflectance (L) et de la teneur en carbonates ($CaCO_3$, %) avec la compilation isotopique LR-04 établie par Lisiecki et Raymo (2005). Les nombres impairs indiquent les périodes interglaciaires (teneur en carbonates et réflectance élevées et valeurs du $\delta^{18}O$ faibles).*

1.3. Teneur en carbonate et réflectance

En l'absence de processus gravitaires, les variations de teneur en carbonates de calcium (%$CaCO_3$) des sédiments de l'Atlantique Nord sont intimement liées aux variations climatiques et résultent d'une interaction complexe entre la productivité de surface (abondance des organismes carbonatés), la dilution par du matériel non-carbonaté et la dissolution (e.g. Crowley, 1983; Dennielou *et al.*, 1999). Le lien entre les variations climatiques à long terme et les variations de teneur en carbonate se matérialise par la parfaite anti-corrélation entre les variations du $\delta^{18}O$ benthique et la teneur en carbonate dans les séries sédimentaires marines (Balsam, 1983; Helmke and Bauch, 2001). Ainsi, dans l'Atlantique Nord, les sédiments interglaciaires ($\delta^{18}O$ faible ou *léger*) montrent généralement une teneur en carbonate élevée, les eaux de surface chaudes favorisant le développement des organismes

planctoniques carbonatés. A l'opposé, des faibles teneurs en carbonates sont décrits dans les sédiments glaciaires ($\delta^{18}O$ élevé ou *lourd*), en raison d'une production primaire carbonatée ralentie et/ou à des apports plus importants de matériel non-carbonaté (terrigène) depuis les continents (effet de dilution) (Figure IV-11).

La réflectance (L*) des sédiments est fonction de leur teneur en carbonate : plus le sédiment est riche en carbonate, plus il est clair, et inversement (Figure IV-11). Ainsi, la réflectance du sédiment se corrèle parfaitement avec la teneur en carbonate et avec le $\delta^{18}O$ benthique. Par conséquent, lorsque les variations climatiques sont bien marquées, il est possible de caractériser un signal climatique dans les sédiments marins à l'aide des courbes de teneur en carbonate et de réflectance du sédiment, et d'en déduire ensuite une stratigraphie par corrélation avec les variations du $\delta^{18}O$ des courbes de référence (e.g. Helmke and Bauch, 2001; Helmke *et al.*, 2002; Helmke and Bauch, 2003). Ces deux outils ont été utilisés pour affiner le cadre chronostratigraphique des carottes MD01-2448 (Figure IV-11) et MD03-2692, d'abord basé sur le $\delta^{18}O$ benthique, et pour construire celui de la carotte MD04-2818, celle-ci n'ayant pas fait l'objet de mesures isotopiques.

La détermination de la teneur en carbonate du sédiment a été déterminée à l'aide d'un calcimètre automatique à l'Université Bordeaux 1. La mesure a généralement été effectuée tous les 10 cm dans les carottes de cette étude. Une résolution plus fine (5 cm) a été préférée dans la seconde partie de la carotte MD01-2448 à cause de taux de sédimentation très faibles. La réflectance, calculée tous les 2 cm, a quant à elle été mesurée par un spectrocolorimètre portatif Minolta CM-508i.

1.4. Datations radiocarbones

Les datations radiocarbones, basées sur la mesure de l'activité radiologique du carbone 14 (^{14}C) contenu dans notre cas dans les tests des foraminifères, représentent un outil indispensable à la construction du cadre chronostratigraphique des sédiments marins postérieurs à 40 000 ans.

Dans les océans, la quantité de carbone 14 varie significativement en fonction des variations du champ magnétique terrestre, des changements de la production cosmogénique ou encore de la circulation océanique (Bard *et al.*, 1990; Laj *et al.*, 1996; Voelker *et al.*, 1998; Voelker *et al.*, 2000). Dans l'Atlantique Nord, une correction dépendante du réservoir mondial des océans est fixée par convention à 400 ans (Bard *et al.*, 1988), même si des âges réservoirs supérieurs à 1000 ans ont pu être établis localement lors des évènements climatiques rapides (e.g. Waelbroeck *et al.*, 2001; Knutz *et al.*, 2007). Pour une comparaison avec les données continentales (sédiments lacustres, carotte de glace etc.), les âges radiocarbones (^{14}C ka BP) sont transformés en âges calendaires (cal. ka BP, *Before Present*).

Ces âges correspondent à un calendrier en *années réelles* avec pour base de départ l'année 1950 (=*Present*). Sauf précision particulière et pour simplifier la lecture, les âges utilisés tout au long de cette étude correspondent à des âges calendaires, matérialisés par le seul sigle *ka*, au lieu de cal ka BP. La calibration des âges a été réalisée grâce au logiciel Calib Rev. 5.0 et du module marine04 (Stuiver and Reimer, 1993; Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005) pour les âges radiocarbones inférieurs à 21 780 ans. Pour les datations plus anciennes, des polynômes de conversion ont été utilisés (Bard, 1998; Bard *et al.*, 2004).

Les datations utilisées dans cette étude ont été réalisées sur des échantillons monospécifiques de foraminifères planctoniques de taille supérieure à 150 µm et issus de dépôts hémipélagiques. L'utilisation d'échantillons monospécifiques permet de s'affranchir des exigences écologiques et des fractionnements liés au métabolisme des différentes espèces. Les espèces utilisées sont l'espèce subtropicale *Globigerina bulloides* et l'espèce polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (senestre). L'origine hémipélagique des sédiments dans lesquels ont été prélevés les foraminifères assure la qualité du résultat si on considère que ce sédiment contient uniquement des foraminifères *contemporains* les uns des autres.

73 datations ont été réalisées dans le cadre du projet Artemis au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 (LMC14) de Saclay (France) par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS : *Accelerator Mass Spectrometry*).

Les datations utilisées dans cette étude, pour la plupart publiées, sont présentées dans le Tableau IV-3.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel	Ref. labo	Age ^{14}Ccorrigé	Age calendaire	Origine
MD95-2002	0	*G. bulloides*	LSCE-99360	1660 +/- 70	1624	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	140	*G. bulloides*	LSCE-99361	9080 +/- 90	10329	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	240	*N. pachyderma* s.	LSCE-99362	10790 +/- 100	12809	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	420	*N. pachyderma* s.	LSCE-99363	13330 +/- 130	15798	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	454	*N. pachyderma* s.	LSCE-99364	13800 +/- 110	16426	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	463	*N. pachyderma* s.	LSCE-99365	14020 +/- 120	16709	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	510	*N. pachyderma* s.	LSCE-99366	14170 +/- 130	16897	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	550	*N. pachyderma* s.	SacA-003242	14430 +/- 70	17327	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	580	*N. pachyderma* s.	Beta-141702	14410 +/- 200	17332	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	869	*N. pachyderma* s.	SacA-003243	14900 +/- 70	18241	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	875	*N. pachyderma* s.	SacA-003244	14880 +/- 160	18224	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1320	*G. bulloides*	SacA-003245	18450 +/- 90	22062	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1340	*G. bulloides*	SacA-003246	19030 +/- 100	22514	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1390	*G. bulloides*	SacA-003247	20220 +/- 80	24690	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1424	*N. pachyderma* s.	Beta-123696	19840 +/- 60	23777	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1453	*N. pachyderma* s.	Beta-123698	20030 +/- 80	23984	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1464	*N. pachyderma* s.	Beta-123699	20200 +/- 80	24174	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1534	*N. pachyderma* s.	Beta-123697	21850 +/- 70	25810	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1610	*N. pachyderma* s.	Beta-99367	24010 +/- 250	28173	Auffret et al., 2002
MD95-2002	1664	*N. pachyderma* s.	Beta-99368	25420 +/- 230	29684	Auffret et al., 2002
MD01-2448	127	*N. pachyderma* s.		20380+/- 90	23930	Jullien, 2006
MD01-2448	143	*N. pachyderma* s.		23670+/- 200	27832	Jullien, 2006
MD01-2448	193	*N. pachyderma* s.		31980+/- 400	36380	Jullien, 2006
MD01-2448	206	*N. pachyderma* s.		32670+/- 400	37000	Jullien, 2006
MD03-2688	157	*G. bulloides*	SacA-004927	8495 +/- 35	9541	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	480	*N. pachyderma s.*	SacA-004928	12580 +/- 90	14751	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	1084	*N. pachyderma s.*	SacA-004929	14200 +/- 70	16941	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	1704	*N. pachyderma s.*	SacA-004930	14650 +/- 110	17699	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	2422	*G. bulloides*	SacA-004931	16930 +/- 80	20057	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	2910	*N. pachyderma s.*	SacA-004932	21570 +/- 110	25410	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	3136	*N. pachyderma s.*	SacA-004933	24890 +/- 140	29227	Toucanne et al., 2008
MD03-2688	3520	*G. bulloides*	SacA-004793	29160 +/- 180	34038	Toucanne et al., 2008
MD03-2690	151	*G. Bulloides*	SacA-001894	8730 +/- 60	9900	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	245	*G. Bulloides*	SacA-003233	9450 +/- 60	10774	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	626	*G. Bulloides*	SacA-003234	12620 +/- 60	14863	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	692	*N. pachyderma* s.	SacA-003235	12770 +/- 70	15074	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	1094	*N. pachyderma* s.	SacA-003236	13840 +/- 70	16483	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	1213	*N. pachyderma* s.	SacA-003237	14030 +/- 70	16715	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	1885	*N. pachyderma* s.	SacA-003238	14650 +/- 70	17717	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	2233	*N. pachyderma* s.	SacA-003239	14960 +/- 70	18287	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	2276	*N. pachyderma* s.	Poznań Lab.	15080 +/- 70	18392	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	2923	*G. Bulloides*	SacA-003240	16990 +/- 110	20115	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	3156	*G. Bulloides*	SacA-005972	18850 +/- 100	22378	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	3376	*N. pachyderma* s.	SacA-003241	20560 +/- 70	24600	Zaragosi et al., 2006
MD03-2690	3576	*N. pachyderma* s.	Poznań Lab.	21880 +/- 120	25769	Zaragosi et al., 2006
MD03-2692	10	*G. bulloides*	SacA-001895	7830+/- 60	8747	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	60	*N. pachyderma* s.	SacA-001896	10700+/- 60	12764	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	80	*G. bulloides*	SacA-001897	11420+/- 60	13272	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	120	*N. pachyderma* s.	SacA-001898	13360+/- 70	15843	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	160	*N. pachyderma* s.	SacA-001899	14150+/- 70	16874	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	190	*N. pachyderma* s.	SacA-001900	14240+/- 70	16998	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	200	*N. pachyderma* s.	SacA-001901	14300+/- 70	17108	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	230	*N. pachyderma* s.	SacA-001902	14700+/- 80	17828	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	260	*N. pachyderma* s.	SacA-001903	14760+/- 80	17883	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	300	*N. pachyderma* s.	SacA-001904	14820+/- 80	17976	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	580	*G. bulloides*	SacA-001905	16890+/- 90	20010	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	740	*G. bulloides*	SacA-001906	19920+/- 130	23871	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	760	*G. bulloides*	SacA-001907	20130+/- 130	24095	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	780	*N. pachyderma* s.	SacA-001908	20320+/- 140	24308	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	880	*N. pachyderma* s.	SacA-001909	22060+/- 160	26042	Eynaud et al., 2007

MD03-2695	878	*N. pachyderma s.*	SacA-005609	14640+/-60	17703	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	1188	*N. pachyderma s.*	SacA-005610	14830+/- 60	18030	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	1347	*N. pachyderma s.*	SacA-005611	14990+/- 60	18305	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	1991	*N. pachyderma s.*	SacA-005612	17130+/- 70	20248	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	2255	*N. pachyderma s.*	SacA-005613	20300+/- 100	24284	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	2444	*N. pachyderma s.*	SacA-005614	25600+/- 150	30034	Toucanne et al., 2008
MD03-2695	2758	*N. pachyderma s.*	SacA-005616	28710+/- 210	33536	Toucanne et al., 2008
MD03-2696	420	*N. pachyderma* s.	SacA-009011	13655 +/- 45	15703	Toucanne et al., soumis
MD03-2696	669	*N. pachyderma* s.	SacA-009012	14770 +/- 50	17205	Toucanne et al., soumis
MD04-2836	151	*N. pachyderma s.*	SacA-003248	10730+/-50	12788	Zaragosi et al., 2006
MD04-2836	850	*G. bulloides*	SacA-007185	12380+/-45	13833	cette étude
MD04-2836	1081	*G. bulloides*	SacA-007186	12810+/-50	14818	cette étude
MD04-2836	1355	*N. pachyderma s.*	SacA-003249	12840+/-120	15159	Zaragosi et al., 2006
MD04-2836	1657	*N. pachyderma s.*	SacA-003253	13480+/-60	16017	Zaragosi et al., 2006
MD04-2836	1762	*N. pachyderma s.*	SacA-003254	14210+/-70	16956	Zaragosi et al., 2006
MD04-2836	2131	*N. pachyderma s.*	SacA-005971	14650+/-50	17727	Zaragosi et al., 2006
MD04-2836	3526	*N. pachyderma s.*	SacA-003256	17090+/-80	20209	Zaragosi et al., 2006
MD04-2845	150	*N. pachyderma* s.	SacA-002955	13490+/- 100	15754	Toucanne et al., soumis
MD04-2845	191	*N. pachyderma* s.	SacA-002957	13840+/- 110	16482	Toucanne et al., soumis
MD04-2845	210	*N. pachyderma* s.	SacA-002958	14050+/- 110	16743	Toucanne et al., soumis
MD04-2845	520	*G. bulloides*	SacA-002960	16890+/- 150	20027	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	690	*N. pachyderma* s.	SacA-002961	20420+/- 80	24441	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	710	*N. pachyderma* s.	SacA-002962	20710+/- 80	24881	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	770	*N. pachyderma* s.	SacA-002963	21860+/- 160	25821	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	790	*N. pachyderma* s.	SacA-002964	22150+/- 170	26141	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	850	*G. bulloides*	SacA-002965	24050+/- 210	28216	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	860	*N. pachyderma* s.	SacA-002966	24680+/- 230	28894	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	890	*G. bulloides*	SacA-002968	25230+/- 240	29482	Daniaud et al., accepté
MD04-2845	980	*N. pachyderma* s.	SacA-002970	26780+/- 290	31118	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1020	*G. bulloides*	SacA-002971	28680+/- 350	33083	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1048	*G. bulloides*	SacA-002974	29470+/- 390	33886	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1060	*N. pachyderma* s.	SacA-002975	30290+/- 420	34712	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1078	*G. bulloides*	SacA-002976	30950+/- 460	35370	Sanchez-Goni et al., 2008

Tableau IV-3. Compilation des datations radiocarbones utilisées dans le cadre de cette étude. Le détail des calibrations en âge calendaireest expliqué dans le texte ci-dessus.

1.5. Comptage des grains détritiques grossiers

Le terme *grains détritiques grossiers* regroupe l'ensemble des grains lithiques > 150 µm issus du lavage du sédiment total à l'aide d'un tamis. Comme évoqué précédemment, ces particules sont susceptibles d'avoir été amenées dans les fonds océaniques par le biais de radeaux de glace, en particulier lors de périodes de débâcle. L'abondance de ces grains dans les carottes du Golfe de Gascogne permet principalement de mettre en évidence l'arrivée massives d'icebergs dans cette partie de l'Atlantique Nord au moment des évènements de Heinrich (Grousset *et al.*, 1993; Grousset *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001; Jullien *et al.*, 2006), dont l'empreinte apparaît significative jusque dans l'extrême Sud-est du Golfe (Harster, 2008; Sanchez Goni *et al.*, 2008). Les résultats sont exprimés en nombre de grains par gramme de sédiment sec lavé.

2. Caractérisation sédimentologique et géochimique des sédiments

2.1. Mesures des paramètres physiques du sédiment

Les paramètres physiques du sédiment ont été mesurés sur les carottes de notre étude grâce au banc multiparamètre Geotek MSCL (*Multi-Sensor Core Logger*). Cet instrument a permis de mesurer de façon simultanée et automatisée :

- la densité, par gamma-densimétrie, utile dans notre étude pour le calcul de flux sédimentaires et de l'impédance acoustique des sédiments,

- la vitesse acoustique, utile elle aussi au calcul de l'impédance acoustique des sédiments,

- la susceptibilité magnétique, qui permet de distinguer efficacement les faciès riches en grains détritiques paramagnétiques, marqueurs des niveaux de Heinrich.

Les mesures ont été effectuées à bord du navire océanographique Marion Dufresne II sur tronçons entiers dès la carotte sortie de l'eau. Certaines carottes ont été ré-analysées à Ifremer (Brest) grâce au même système.

2.2. Radioscopie rX Scopix

La radioscopie rX est une méthode non destructive qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle des carottes. Le banc radiographique Scopix utilisé dans cette étude est celui décrit par Migeon *et al.* (1999).

Les radiographies rX ont permis, d'une part de mieux définir l'échantillonnage des niveaux hémipélagiques non remaniés, et pour l'étude des processus sédimentaires, d'autre part, de décrire, sélectionner et échantillonner les faciès remarquables. Dans ce dernier cas, l'échantillonnage a été réalisé en vue de l'induration du sédiment. Les radiographies rX ont également fait l'objet de mesures quantitatives. Elles ont permis de dénombrer rapidement, et avec précision, les séquences turbiditiques des carottes des levées du Golfe de Gascogne et les lamines ice-raftés des carottes prélevées face à la Manche.

2.3. Induration du sédiment et observation de lames minces

L'induration des sédiments par un procédé eau-acétone permet la réalisation de lames minces (Figure IV-10) en vue de leur observation au microscope optique. Elle offre la possibilité d'une étude fine des composants des dépôts sédimentaires et de leurs structures dynamiques (Zaragosi *et al.*, 2006). Les lames réalisées dans le cadre de ce travail ont permis d'appréhender les processus dynamiques à l'origine des faciès et séquences remarquables décrites dans les séries sédimentaires de la Marge Nord Gascogne.

2.4. Mesure de la granularité des sédiments

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'Université Bordeaux 1 à l'aide d'un granulomètre laser Malvern Mastersizer S. Deux stratégies d'échantillonnage ont été réalisées, à savoir :

- un prélèvement systématique de la base des turbidites au sein de chacune des carottes prélevées sur les levées turbiditiques de la Marge Nord Gascogne. Ce type d'échantillonnage a fourni des informations sur l'évolution des processus de dépôt dans ces environnements,

- un prélèvement de détail de certains faciès sédimentaires (turbiditique, laminé, etc.). Ces prélèvements ont permis de caractériser, en fonction du granoclassement et/ou de la teneur en sédiments fins ou grossiers, l'agent de transport et la dynamique de dépôt des séquences échantillonnées.

Les mesures granulométriques utilisées correspondent aux valeurs de la médiane (D50) et aux valeurs du 90 décile (D90). Le 90 décile correspond à un diamètre des particules tel que 90 % d'entre elles sont plus fines et 10 % plus grossières.

2.5. Microscopie électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique de microscopie électronique permettant d'obtenir des images de la surface d'un échantillon en haute résolution. Cette technique a été utilisée pour contraindre la provenance des grains détritiques grossiers (IRD) décrits dans les sédiments glaciaires du Golfe de Gascogne. Les particules ont été recouvertes d'une fine couche d'or puis analysées au SCIAM (Service Commun d'Imageries et d'Analyses Microscopiques - Angers) à l'aide d'un MEB de type JEOL JSM 6301-F.

2.6. Caractérisation géochimique : Cortex XRF

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF, *X-ray fluorescence*) est une technique non destructive d'analyse chimique qui permet de déterminer la composition chimique d'un

échantillon sous sa forme élémentaire (Si, Al, Ti, Ca, Sr, etc.). Cette technique a récemment été développée pour l'étude des carottes sédimentaires (e.g. Richter *et al.*, 2006; Spofforth *et al.*, 2008). Les mesures XRF de la carotte MD03-2692 (Mojtahid *et al.*, 2005) ont été effectuées à Brême (Allemagne) alors que celles de la carotte MD01-2448, acquises dans le cadre de cette étude, ont été réalisées à l'Université Bordeaux 1. Toutes ces mesures ont été effectuées grâce à un système similaire, nommé *XRF Core Scanner*, fabriqué par la société Aavatech.

Afin d'étudier les transferts sédimentaires continent – océan sur la Marge Nord Gascogne, les éléments fer (Fe) et titane (Ti), considérés comme les éléments les plus appropriés pour déterminer les apports terrigènes dans les bassins océaniques (Richter *et al.*, 2006), ont été comparés aux éléments essentiellement biogéniques (Ca, Sr). Les rapports Ti/Ca et Fe/Ca ont ainsi permis de contraindre la part relative des apports allochtones (source continentale terrigène) par rapport à ceux d'origine autochtone (carbonates biogéniques) (e.g. Arz *et al.*, 1998; Jennerjahn *et al.*, 2004; Zaragosi *et al.*, 2006). Puisqu'il est toujours délicat de déterminer la part de chacun des éléments dans l'évolution des ratios présentés ci-dessus, nous avons parallèlement étudié les rapports Ti/Ca et Fe/Ca et les flux terrigènes.

3. Flux et bilans sédimentaires

La reconstruction des flux et bilans sédimentaires, termes respectivement utilisés dans cette étude à l'échelle locale (point de carottage) et régionale (marge), repose sur la détermination de la surface et de l'épaisseur d'unités sédimentaires et sur la connaissance de la masse volumique du sédiment qui les constituent (e.g. Cremer *et al.*, 1992; Elverhoi *et al.*, 1998; Alibes *et al.*, 1999; Auffret *et al.*, 2002; Andrews, 2007). Dans notre étude, les données acoustiques de type 3,5 kHz ou Chirp ont permis de déterminer de manière continue la surface et l'épaisseur d'unités sédimentaires remarquables. La masse volumique des sédiments a été déterminée par le biais des carottages. Les carottes permettent en effet une caractérisation directe et précise de ce paramètre. Néanmoins, la corrélation des données sismiques avec les carottes de sédiment est délicate en raison des artéfacts de carottage. Les corrections, *manuelles* ou *automatiques*, des artéfacts ont ainsi permis d'assigner à chacune des unités sédimentaires reconnues sur les profils acoustiques la masse volumique du sédiment qui les composent. Ces corrections sont indispensables pour calculer les flux sédimentaires, qui dérivent de l'évaluation des taux de sédimentation.

Les taux de sédimentation caractérisent l'épaisseur d'un dépôt sédimentaire par unité de temps (cm ka^{-1}). Cependant, du fait de la compaction croissante (diminution de la porosité / augmentation de la densité) du sédiment au cours de son enfouissement, l'utilisation des taux de sédimentation devient rapidement inadaptée pour quantifier les apports sédimentaires, particulièrement pour comparer divers parties d'une carotte ou pour comparer les apports sur

différents sites. Pour s'affranchir du problème lié à la compaction, il faut ainsi intégrer la densité des sédiments étudiés dans l'évaluation des apports sédimentaires. Le calcul des flux sédimentaires tient compte de ce paramètre. Les flux, qui rendent compte du poids de sédiment (ou du nombre de particules sédimentaires) qui se dépose par unité de surface et par unité de temps (g cm^{-2} ka^{-1}), permettent ainsi de comparer qualitativement les apports sédimentaires, quelque soit la compaction des sédiments étudiés. Le calcul des flux permet également d'individualiser les différentes fractions qui composent le sédiment (fraction terrigène, fraction carbonaté, IRD etc.). En résumé, les flux intègrent donc les taux de sédimentation (LSR : *Linear Sedimentation Rates*), la densité sèche du sédiment ($D_{sèche}$) et la teneur (%) de la fraction considérée. Dans cette étude, nous nous intéressons principalement à la fraction terrigène, c'est-à-dire à la fraction sédimentaire issue de l'érosion continentale et transporté à la mer par les fleuves ou encore par le vent ou les icebergs, en opposition à la fraction biogène, d'origine carbonatée et très majoritairement fonction de l'abondance des foraminifères planctoniques dans le Golfe de Gascogne (Zaragosi, 2001; Auffret *et al.*, 2002). De ce fait, nous assimilerons le flux *non-carbonaté* au flux terrigène. Une telle approche est courante dans la reconstruction des flux dans l'Atlantique Nord où l'abondance des éléments siliceux biogènes est très limitée (e.g. Cremer *et al.*, 1992; Cremer *et al.*, 1993; Abrantes *et al.*, 1998; Auffret *et al.*, 2002).

Les déformations éventuelles de la colonne sédimentaire ayant été corrigées et la teneur de la fraction terrigène étant déduite de la teneur en carbonate, les incertitudes dans le calcul des flux résident principalement dans l'estimation de la densité sèche du sédiment. Ce dernier paramètre a été déterminé indirectement à partir du banc multiparamètre Geotek MSCL par gamma-densimétrie, cet outil permettant de connaître la densité humide du sédiment (D_{humide}). En considérant une masse volumique de 1,024 g cm^{-3} pour l'eau interstitielle saturant l'espace entre les grains et de 2,65 g cm^{-3} pour la densité moyenne des particules sédimentaires (e.g. Auffret *et al.*, 2002), la densité sèche a été calculée de la manière suivante:

$$D_{sèche} = 2,65 * (1,024 - D_{humide}) / (1,024 – 2,65)$$

Le flux terrigène (MAR) s'exprime finalement comme suit:

MAR = LSR * $D_{sèche}$ * (1 – taux de carbonate), en g cm^{-2} ka^{-1} avec :

- LSR = taux de sédimentation, en cm ka^{-1}
- $D_{sèche}$, en g cm^{-3}
- Taux de carbonate moyen sur l'intervalle considéré, en %

Le flux terrigène est déterminé entre les points de contrôle (datations radiocarbones, corrélation avec la chronologie LR-04, etc.) du modèle d'âge de chacune des carottes. Les données de densité (carottes MD03-2696 et MD04-2842) ou de carbonate (MD03-2696 et MD03-2692) n'étant pas disponibles sur certaines carottes, les flux terrigènes ont été estimés à partir des valeurs moyennes de ces paramètres, calculées sur des carottes proches et prélevées dans des environnements comparables.

Partie II: Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques

La partie II regroupe l'ensemble des résultats concernant les transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cours du Pléistocène. Nous détaillons dans un premier temps les résultats obtenus de l'étude des environnements hémipélagiques et turbiditiques à l'échelle de la dernière période glaciaire et de la Terminaison I (Chapitre V). L'étude de longues séquences sédimentaires hémipélagiques permet par la suite de discuter des transferts sédimentaires à l'échelle des plusieurs cycles glaciaire – interglaciaire, et plus précisément à l'échelle des derniers 1,2 millions d'années (Chapitre VI). Les forçages à l'origine de la variabilité des apports sédimentaires sont discutés parallèlement à la présentation des résultats dans chacun des Chapitres V et VI.

A. Reconstruction qualitative et quantitative des apports terrigènes sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire..... 127
1. Stratigraphie..... 127
2. Corrélations sismique-carottes et flux terrigènes..... 130
2.1. Corrélations sismique-carottes et apports sédimentaires..... 130
2.2. Les flux terrigènes..... 134
3. Les faciès sédimentaires remarquables : Processus de dépôt et implications paléoenvironnementales..... 137
3.1. Le faciès à IRD..... 138
3.2. Le faciès laminé..... 142
3.2.1. Description..... 142
3.2.2. Interprétation et processus de dépôt..... 142
B. Transferts sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours de la dernière période glaciaire..... 151
1. Présentation générale des complexes chenaux-levées des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain..... 151
2. Corrélations sismique-carotte : implications stratigraphiques..... 155
3. Etude haute-résolution de l'évolution des apports sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours des derniers 30 000 ans..... 158
3.1. Evolution quantitative (Note 1)..... 158
3.2. Evolution qualitative..... 183
C. Estimation du débit solide du Fleuve Manche au cours de la dernière déglaciation . 187
1. Estimation des apports sédimentaires du Fleuve Manche à partir des données sédimentaires et acoustiques..... 189
1.1. Estimation de la masse hémipélagique..... 189
1.2. Estimation de la masse turbiditique..... 191
1.3. Estimation du débit solide moyen du Fleuve Manche..... 194
1.4. Estimation de l'évolution du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka..... 195
2. Modélisation des apports sédimentaires du Fleuve Manche..... 196
3. Comparaison des résultats et implications paléogéographiques..... 198
D. Origine de la variabilité des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cours de la dernière période glaciaire..... 204
1. Les conditions glaciaires des MIS 3 et MIS 2 / ~40 – 20 ka..... 204
2. L'épisode de déglaciation / 20-14 ka..... 205
2.1. L'intervalle 20-17 ka..... 205
2.2. L'intervalle 17-14 ka..... 207

Chapitre V: Empreinte de la Dernière Déglaciation sur la Sédimentation Profonde du Golfe de Gascogne

Nous décrivons dans ce chapitre l'impact de la dernière période glaciaire, et plus précisément, de la dernière déglaciation, sur les transferts sédimentaires et la sédimentation profonde de la Marge Nord Gascogne. Les environnements hémipélagique et turbiditique sont traités séparément afin de déterminer de manière indépendante les processus et les forçages à l'origine de la variabilité des apports reconnue sur la période. Une quantification globale des apports sédimentaires est finalement proposée pour la dernière déglaciation. Les résultats permettent de discuter des modifications paléoenvironnementales en amont de la Marge Nord Gascogne, et tout particulièrement de l'histoire du Fleuve Manche.

A. Reconstruction qualitative et quantitative des apports terrigènes sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire.

Nous présentons ici les principaux résultats obtenus par l'étude des accumulations sédimentaires de nature hémipélagique du Golfe de Gascogne (Figure V-1). Les résultats stratigraphiques, les corrélations sismique-carotte et les flux hémipélagiques sont présentés dans un premier temps. La description de deux faciès sédimentaires remarquables, et leur interprétation respective, sont exposés par la suite. Nous discutons dans le même temps des implications sédimentologiques, paléoclimatiques ou paléogéographiques de chacun de nos résultats.

1. Stratigraphie

La stratigraphie des carottes du Golfe de Gascogne prélevées sur les sites hémipélagiques (haut-fonds structuraux) a été déterminée à l'aide des abondances relatives du foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* (s), des abondances en IRD et de datations radiocarbones (Figure V-2). La stratigraphie des carottes MD95-2002 (Grousset *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001b; Auffret *et al.*, 2002; Zaragosi *et al.*, 2006), MD01-2448 (Jullien, 2006; Jullien *et al.*, 2006), MD03-2692 (Mojtahid *et al.*, 2005; Eynaud *et al.*, 2007) , MD03-2696 et MD04-2818 (Toucanne *et al.*, soumis) et MD04-2845 (Sanchez Goni *et al.*, 2008; Daniaud *et al.*, accepted) est aujourd'hui particulièrement bien contrainte, celle-ci ayant fait l'objet de nombreuses publications préalablement ou durant mon travail de thèse.

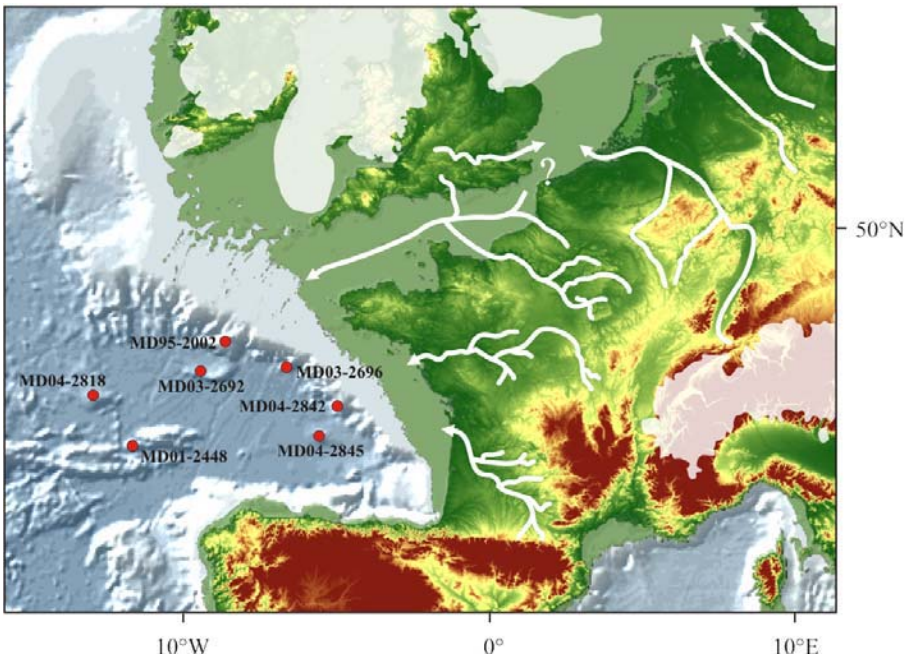
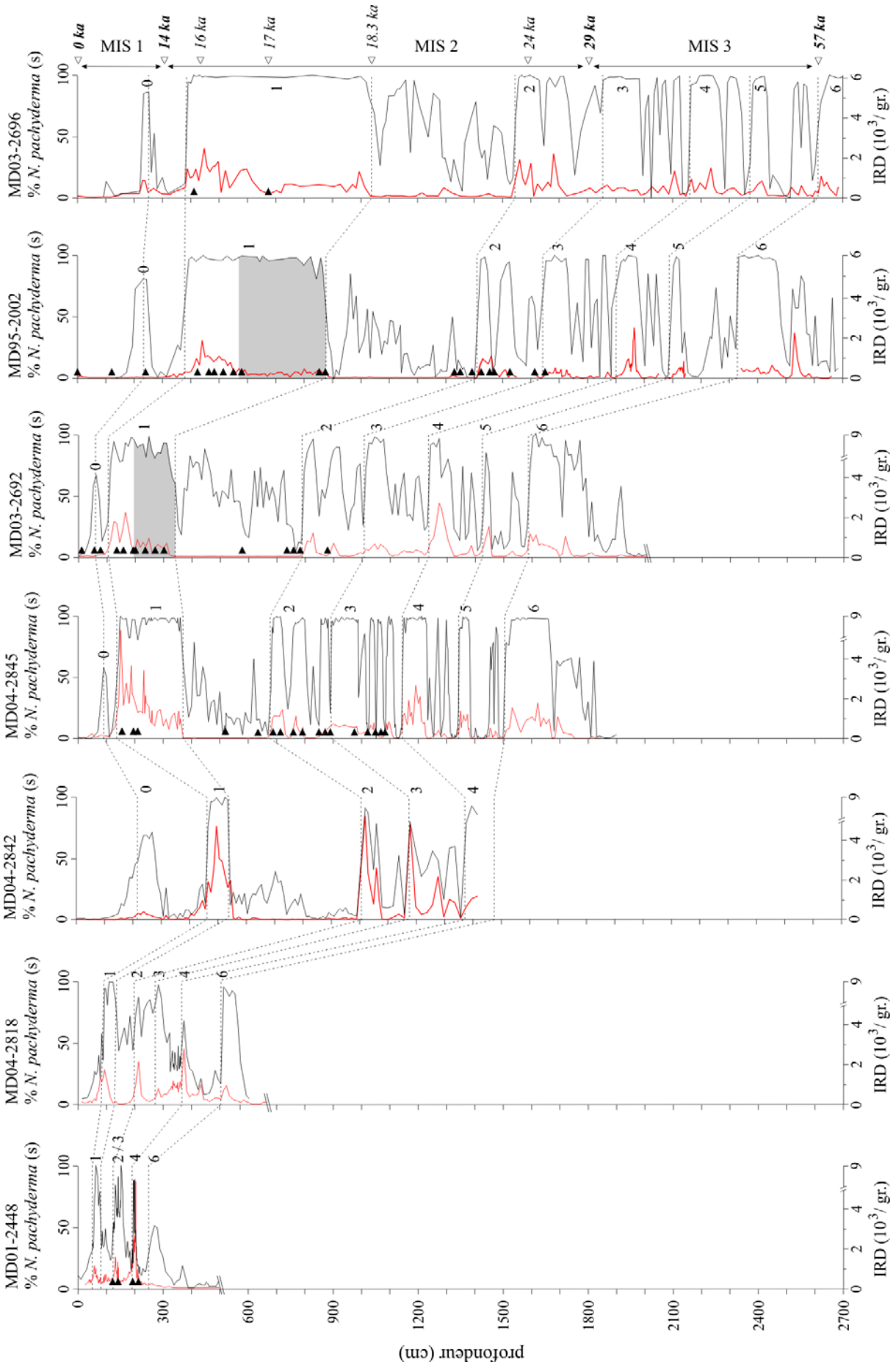


Figure V-1. Localisation des carottes prélevées dans les environnements hémipélagiques du Golfe de Gascogne. Les surfaces et les flèches blanches localisent respectivement les calottes de glace et les fleuves majeurs au cours de la dernière période glaciaire.

L'analyse haute-résolution des abondances en *N. pachyderma* (s) et en IRD a permis, pour la dernière période glaciaire, d'identifier les niveaux de Heinrich (HL) 1 à 6, le dernier maximum glaciaire (DMG), le Bölling-Alleröd, le Younger Dryas et l'Holocène (Figure V-2). Les 53 datations radiocarbones confirment et précisent ces interprétations biostratigraphiques. Pour les carottes MD95-2002, MD03-2696 et MD04-2845 où la résolution est élevée (accumulation sédimentaire forte), il est possible de distinguer la totalité des stades et interstades de Dansgaard-Oeschger (D/O), mettant en évidence la qualité et le caractère continu des séries sédimentaires étudiées. Cette cyclicité est particulièrement visible entre HL 5 et HL 3 grâce aux variations rapides et de grande amplitude des abondances en *N. pachyderma* (s). Dans le cas des carottes MD01-2448 et MD04-2818 où la résolution est beaucoup plus faible, les oscillations climatiques rapides qui ponctuent la dernière période glaciaire n'ont pas pu être individualisées, HL 3 et HL 2 étant même condensés en un seul et unique dépôt.

La comparaison des résultats stratigraphiques permet de corréler les carottes une à une (Figure V-2). Cette corrélation met en évidence une forte disparité des taux d'accumulation, l'épaisseur du niveau de Heinrich 1 étant par exemple 3 fois plus importante dans la carotte MD03-2696 que dans la carotte MD03-2692 (Figure V-2). Les radiographies rX révèlent cependant que la partie supérieure des carottes est étirée (artéfacts de carottage). Une correction des déformations, réalisée à partir des corrélations sismique-carottes et du logiciel CINEMA a été effectuée avant toute interprétation des taux d'accumulation et des flux terrigènes.

Figure V-2. Cadre chronostratigraphique, limité aux derniers 60 000 ans, des carottes prélevées sur les haut fonds du Golfe de Gascogne et déterminé à partir des abondances du foraminifère planctonique polaire N. pachyderma (s) (courbes noires) et des concentrations en IRD (courbes rouges). Les triangles noirs indiquent la position des datations radiocarbones. Les numéros font références aux niveaux de Heinrich 0 (i.e., Younger Dryas) à 6. Les dates et les limites des stades isotopiques (MIS) mentionnées à l'extrémité droite de la figure font référence à celles utilisées pour le calcul des flux terrigènes (Figure 10).


0 ka
14 ka
16 ka
17 ka
18.3 ka
24 ka
29 ka
57 ka
MIS 1
MIS 2
MIS 3
MD03-2696
MD95-2002
MD03-2692
MD04-2845
MD04-2842
MD04-2818
MD01-2448
% N. pachyderma (s)
IRD (10³/ gr.)
profondeur (cm)

2. Corrélations sismique-carottes et flux terrigènes

Le calcul des taux d'accumulation est essentiel pour déterminer les flux terrigènes. Il apparaît dès lors indispensable de corriger les artéfacts de carottage avant de procéder à toute estimation des flux sur chacun des sites étudiés.

2.1. Corrélations sismique-carottes et apports sédimentaires

La correction des déformations de la colonne sédimentaire repose sur la corrélation entre les carottes et les données acoustiques de sondeur de sédiment de type 3,5 kHz ou Chirp. Cette corrélation est rendue possible grâce à la reconnaissance des niveaux à fort contraste d'impédance acoustique dans les carottes, ces niveaux étant à l'origine des réflecteurs sismiques dont la profondeur sous l'interface eau-sédiment est déterminée grâce aux profils acoustiques. Les données acoustiques acquises sur les sites MD95-2002, MD03-2696 ou MD04-2845 confirment le caractère hémipélagique des sédiments accumulés sur ces haut fonds. L'analyse de ces données révèle un faciès acoustique commun à chacun des sites et caractérisé par une configuration en drapage de feuillets avec des réflecteurs continus, parallèles, et de faible à forte amplitude (Figure V-3).

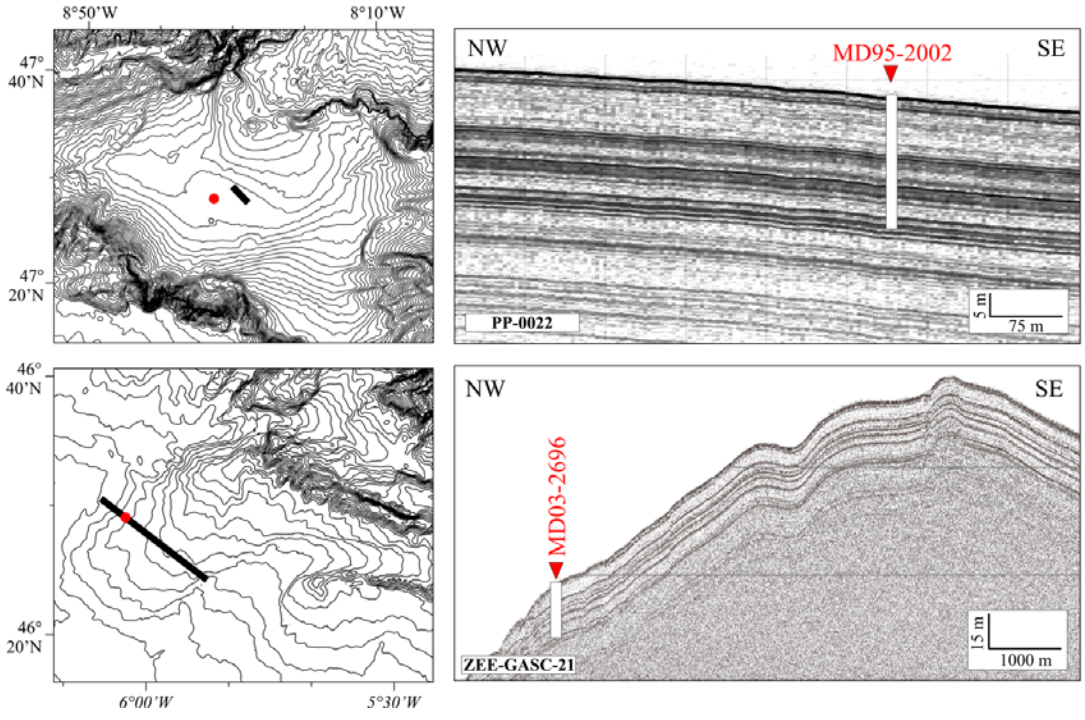


Figure V-3. Caractérisation acoustique des accumulations sédimentaires sur la Terrasse Mériadzek (données CHIRP du N/O Pourquoi Pas ? - site MD95-2002, 2174 m) et la Ride du Blavet (3,5kHz du N/O Marion Dufresne - site- MD03-2696, 4422 m). Les isobathes sur les cartouches de gauche sont espacées de 50 mètres et les traits noirs épais localisent les profils acoustiques.

Pour la totalité des carottes, l'étude sédimentologique des niveaux à forte impédance révèle qu'ils correspondent aux niveaux de Heinrich et plus précisément aux niveaux riches en IRD. L'étude des propriétés physiques et acoustiques des sédiments superficiels de la Terrasse de Mériadzek et de la Ride du Blavet permet ainsi de corréler directement les niveaux de Heinrich reconnus dans les carottes MD95-2002 et MD03-2696 aux réflecteurs acoustiques de forte amplitude des profils Chirp et 3,5 kHz (Figure V-4). Ainsi, en se basant sur la profondeur maximale de pénétration du carottier et sur les impédances acoustiques du sédiment, les six principaux réflecteurs acoustiques décrits sur la Terrasse de Mériadzek et la Ride du Blavet dans l'intervalle de pénétration des carottes ont été directement corrélés aux évènements de Heinrich 1 à 6 (Figure V-4). Cette opération est relativement aisée car les forts taux de sédimentation décrits dans ces environnements permettent à chacun des niveaux de Heinrich d'être individualisés, tant dans la carotte que sur les profils acoustiques.

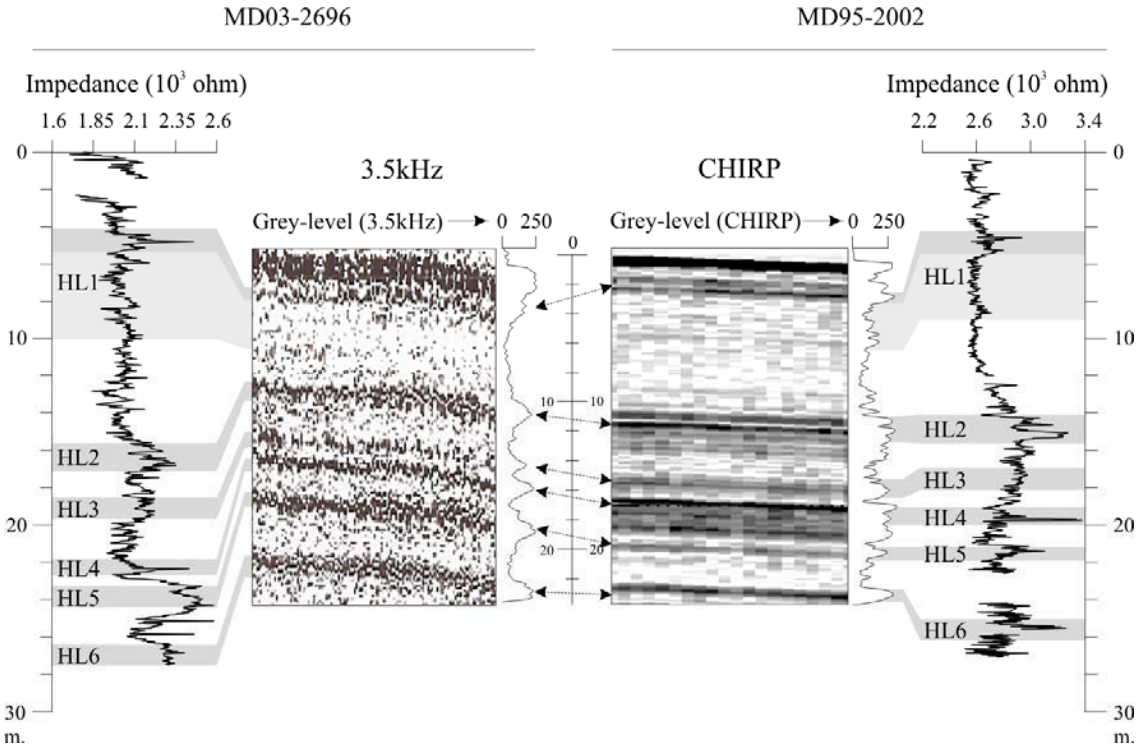


Figure V-4. Corrélation des niveaux de fortes impédances des carottes MD03-2696 (gauche) et MD95-2002 (droite) avec les données acoustiques in situ. Les niveaux de Heinrich (HL) s'impriment comme les principaux horizons acoustiques, permettant ainsi la corrélation des données 3,5 kHz du N/O Marion Dufresne et CHIRP du N/O Pourquoi Pas ?.

Les données acoustiques disponibles sur les sites MD95-2002 et MD03-2696, bien que de source et de résolution très différentes, sont aussi aisément corrélées du fait des taux de sédimentation quasi-identiques sur ces différents sites (Figure V-4). Ainsi, comme démontré par Auffret et al. (1998), les données de type 3,5 kHz ou Chirp acquises sur les

environnements hémipélagiques du Golfe de Gascogne permettent une approche stratigraphique par le biais de la reconnaissance des niveaux de Heinrich.

La correction manuelle des artéfacts de carottage des carottes MD95-2002, MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 repose sur ces corrélations. La confrontation de ces corrections avec les corrections livrées par le logiciel CINEMA révèle des résultats quasiment identiques, démontrant ainsi la qualité de la correction proposée par ce logiciel (Figure V-5).

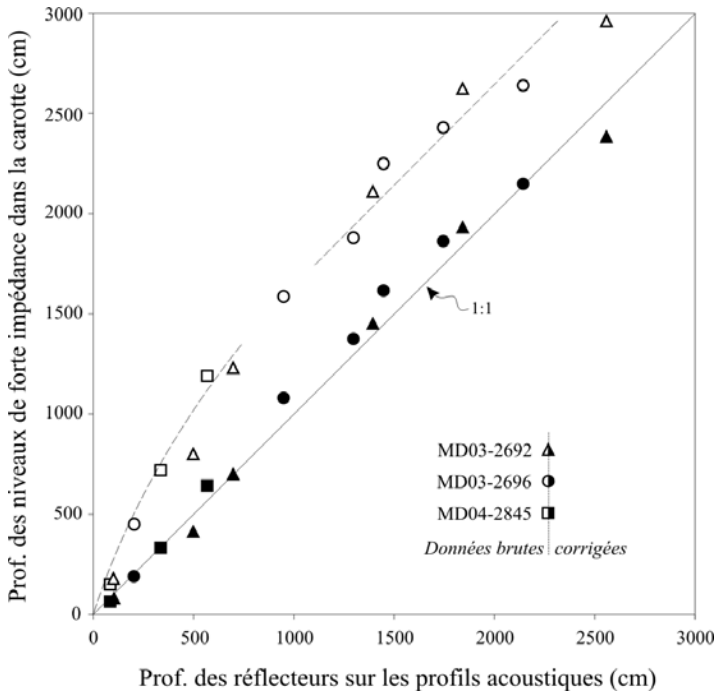


Figure V-5. Comparaison de la profondeur des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 (symboles blancs : profondeurs brutes ; symboles noires : profondeurs corrigées via CINEMA) avec la profondeur de ces mêmes niveaux (réflecteurs) sur les profils acoustiques. L'excellente corrélation entre la profondeur des réflecteurs acoustiques et la profondeur corrigée des niveaux de fortes impédances reconnus dans les carottes, proche de la ligne 1:1, démontre la pertinence des simulations du logiciel CINEMA. La ligne curviligne tiretée et la ligne rectiligne tiretée matérialisent respectivement la zone déformée en réponse au rebond élastique (jusqu'à environ 13 m) et la zone non déformée (de 13 à 30 m) mais décalée de 5 m environ dans les carottes. La limite entre ces deux zones est équivalente sur ces 3 carottes puisqu'elles ont été prélevées à des profondeurs équivalentes, de l'ordre de 4000 mètres, et avec des réglages semblables. Il est important de préciser que la longueur de la zone déformée serait deux fois moins importante pour une bathymétrie de 2000 mètres.

La correction manuelle des déformations des carottes MD01-2448 et MD04-2818 n'est pas possible du fait de la faible résolution des données acoustiques sur ces sites. En raison de la qualité des corrections automatiques obtenues pour les carottes MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845, prélevées à des profondeurs équivalentes aux carottes MD01-2448 et MD04-2818, nous avons corrigé les déformations de ces deux dernières carottes à l'aide du logiciel CINEMA.

A partir des données acoustiques et des carottes corrigées des déformations, nous avons compilé la profondeur des niveaux de Heinrich 6, 2 et 1 dans le Golfe de Gascogne (Figure V-6). Trois résultats majeurs se distinguent :

- les apports sédimentaires sont inversement proportionnels à la distance à la marge,

- les apports sédimentaires dans la partie nord du Golfe de Gascogne sont très largement supérieurs à ceux de la partie centrale,

- les apports sédimentaires, par unité de temps, sont beaucoup plus importants (d'un facteur 2 à 5 selon les sites) entre 24 et 16 ka (Δt : 8 ka) qu'entre 60 et 24 ka (Δt : 36 ka).

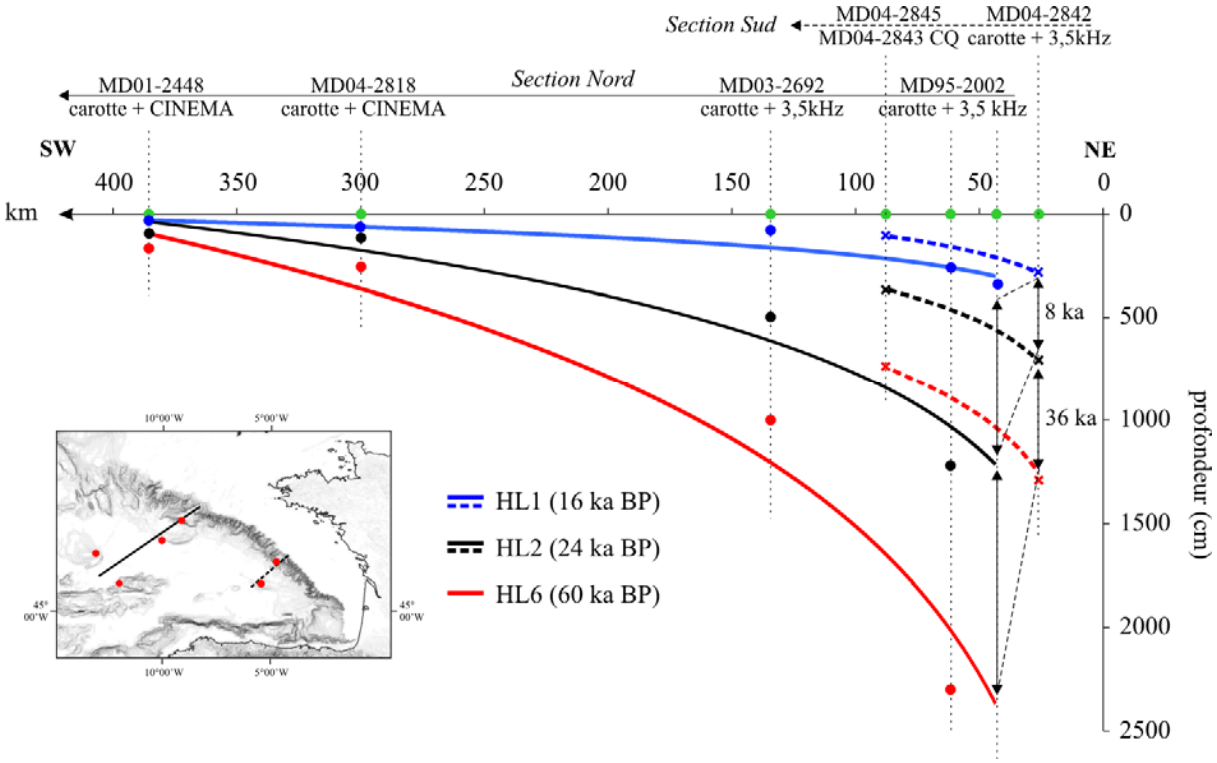


Figure V-6. Compilation de la profondeur des niveaux de Heinrich 1 (HL1, ligne bleue), HL2 (ligne noir) et HL6 (ligne rouge), en fonction de la distance au rebord de pente, au nord (ligne continu) et au centre (ligne discontinu) du Golfe de Gascogne.

Les apports sédimentaires décrits ci-dessus reflètent néanmoins la fraction terrigène et la fraction biogène (carbonatée) déposées sur chaque site. L'évaluation des flux, calculés à partir des séquences sédimentaires corrigées des déformations, va permettre, contrairement aux taux de sédimentation, d'isoler le signal terrigène et biogène tout en s'affranchissant de la compaction des sédiments.

2.2. Les flux terrigènes

Les sédiments déposés sur les hauts fonds structuraux du Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire sont majoritairement d'origine terrigène mais la fraction biogène peut représenter jusqu'à 40 % du sédiment total. L'évaluation des flux terrigènes, c'est-à-dire des flux sédimentaires minorés de la fraction biogène, permet de quantifier les apports sédimentaires en provenance directe du continent et de discuter de la source potentielle de ces apports.

Les flux terrigènes ont été reconstruits sur chacune des carottes MD95-2002, MD01-2448, MD03-2692, MD03-2696, MD04-2818, MD04-2842 et MD04-2845 (Tableau V-1).

	HE2-HE1	18.3-17 ka	16-12 ka	MIS 1	MIS 2	MIS 3
MD95-2002	75.1	154	16	5.7	54	22.8
MD03-2696	75.9	144	12	5	57	18
MD04-2842	39.1	-	-	-	-	-
MD03-2692	25.7	44	8	1.1	23.1	9.9
MD04-2845	22.7	34.7	4	2.4	19.7	14.5
MD04-2818	4.2	4.6	1.3	0.7	3.2	1.9
MD01-2448	2.1	2.5	1.6	0.4	2.1	1.1

Tableau V-1. Tableau récapitulatif des flux terrigènes (g cm^{-2} ka^{-1}) calculés sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne. Pour le site MD04-2842, les flux terrigènes ont été uniquement calculés entre HE2 et HE1, à partir des accumulations déduites des réflecteurs acoustiques corrélés à ces évènements. A titre de comparaison, les flux terrigènes dans l'ensemble de l'Atlantique Nord-Est sont, pour la dernière période glaciaire (i.e. entre 71 et 14 ka), compris entre 5 et 12 g cm^{-2} ka^{-1}, avec une moyenne estimée à 4,7g cm^{-2} ka^{-1} (Cremer et al., 1992; Cremer et al., 1993).

A partir du Tableau V-1 et de la Figure V-7, trois résultats majeurs, dont nous discutons ici les principales implications, sont mis en évidence :

▪ Pour la dernière période glaciaire, les flux terrigènes dans le Golfe de Gascogne se révèlent beaucoup plus élevés que la moyenne calculée sur la période pour l'Atlantique Nord-Est et estimée à 4,7 g cm^{-2} ka^{-1} (Cremer *et al.*, 1992; Cremer *et al.*, 1993). De telles valeurs sont uniquement rencontrés sur les sites MD01-2448 et MD04-2818, c'est-à-dire sur les sites

les plus océaniques alors que les flux varient entre 10 et 155 g cm^{-2} ka^{-1} sur les sites MD95-2002, MD03-2692, MD03-2696 et MD04-2845 (Tableau V-1). Les apports terrigènes dans le Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire apparaissent donc particulièrement conséquents, à la fois au regard des valeurs enregistrées dans l'Atlantique Nord-Est sur la même période (Cremer *et al.*, 1992; Cremer *et al.*, 1993) et en comparaison avec les valeurs calculées pour le MIS 1 (flux terrigène moyen à l'échelle du Golfe de 2,6 g cm^{-2} ka^{-1}). Sur les sites étudiés, les flux sont par exemple 5 à 20 fois plus importants au cœur de la dernière période glaciaire (MIS 2) qu'au cours de l'interglaciaire actuel (Tableau V-1). Les conditions de bas niveau marin du MIS 2, si elles favorisent les transferts continent - océan (e.g. Posamentier and Vail, 1988; Cremer *et al.*, 1992), ne peuvent, à elles seules, expliquer des apports si conséquents. En effet, les flux terrigènes dans l'Atlantique Nord-Est ne sont supérieurs que d'un facteur 1 à 5, lors des périodes de bas niveau marin (glaciaire), comparés aux flux décrits en conditions de haut niveau marin (interglaciaire)(Cremer *et al.*, 1992). Nous proposons par conséquent que les flux décrits au cours de la dernière période glaciaire reflètent l'impact sur la sédimentation des agents géologiques majeurs que représentent le système glaciaire de Mer d'Irlande et/ou le Fleuve Manche. Les flux terrigènes calculés lors de la dernière déglaciation dans le domaine profond de la Baie de Baffin (Andrews, 1987; Andrews and Syvitski, 1994) ou sur le plateau continental de l'Islande (Andrews, 2007), c'est-à-dire dans des environnements où la sédimentation est fortement influencée par les volumes conséquents d'eaux de fonte et de sédiments issus du retrait des glaciers, sont similaires aux nôtres, ce qui corrobore notre hypothèse,

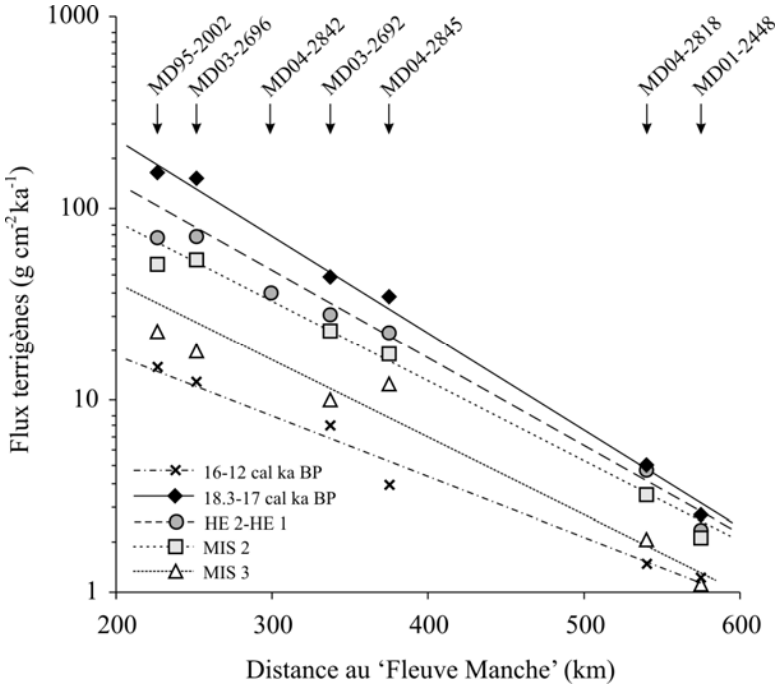


Figure V-7. Compilation des flux terrigènes par période de temps et par site en fonction de la distance à la paléo-embouchure du 'Fleuve Manche' (48°50'N / 6°50'W – cf. Figure I-4).

▪ D'un point de vue spatial, les flux terrigènes dans le Golfe de Gascogne varient à l'inverse de la distance à la marge. Ils sont beaucoup plus élevés sur les carottes prélevées aux abords du talus continental que sur les sites plus océaniques (Figure V-6 et Figure V-7). La compilation des flux indique que les apports terrigènes décroissent de manière exponentielle, en diminuant de moitié tous les 75 à 100 kilomètres, depuis une source située au niveau des Entrées de la Manche (Figure V-7). Ceci confirme l'hypothèse proposée ci-dessus concernant l'impact du système glaciaire de Mer d'Irlande et/ou du Fleuve Manche sur la sédimentation profonde du nord du Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire. L'influence du glacier de Mer d'Irlande est difficilement quantifiable, premièrement car il nous est impossible (sans analyses géochimiques poussées) de différencier les sédiments en provenance de chacune des sources, et deuxièmement car des carottes prélevées sur des sites hémipélagiques au large de la Mer Celtique et suffisamment éloignées du Fleuve Manche font cruellement défaut. Les résultats préliminaires de la carotte MD08-3200CQ, prélevée en juillet 2008 dans le bassin perché dit du Roi Arthur (47°53 N / 11°52 W) semblent apporter un élément de réponse. La reconnaissance des niveaux de Heinrich 1 et 2, à partir des données de susceptibilité magnétique, ont permis de calculer un taux de sédimentation moyen de 32 cm ka^{-1} et un flux terrigène moyen de 20,5 g cm^{-2} ka^{-1} sur la période considérée (24-16 ka). Le flux terrigène a été estimé en considérant une teneur en carbonate de 20% et une densité sèche du sédiment de 0.8 g cm^{-3}, en accord avec les valeurs observées sur les carottes du Golfe de Gascogne sur la même période. Les flux terrigènes dans ce bassin perché situé en contrebas du glacier de Mer d'Irlande sont significativement plus faibles que ceux estimés au débouché de la Manche à une distance équivalente du rebord du plateau (50 à 60 g cm^{-2} ka^{-1}). Ainsi, si le glacier de Mer d'Irlande, dont le retrait intervient au cours de cette période (Scourse *et al.*, 1990; McCabe *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2007b; O'Cofaigh and Evans, 2007), a évidemment influencé à cette époque la sédimentation dans le Bassin Celtique (cf. Note 1), les apports au débouché de la Manche apparaissent nettement plus conséquents. Au regard des sources de sédiment sur la Marge des Entrées de la Manche lors de la dernière période glaciaire (Lericolais, 1997; Zaragosi *et al.*, 2001b; Bourillet *et al.*, 2006; Ménot *et al.*, 2006; Eynaud *et al.*, 2007) et en accord avec les travaux de Bourillet et al. (2003), le Fleuve Manche apparaitrait dès lors comme le vecteur majeur d'apports hémipélagiques terrigènes dans la partie nord du Golfe de Gascogne. La pérennité du paléofleuve Manche durant la dernière période glaciaire, comparée à la présence 'éphémère' du glacier de Mer d'Irlande (~23 ka, O'Cofaigh and Evans, 2007) dans l'actuelle Mer Celtique sur la même période, corrobore notre hypothèse. La distance de transport des particules terrigènes jusqu'aux sites les plus océaniques du Golfe de Gascogne et la décroissance exponentielle des apports vers le large impliquent un transport des particules depuis la surface par des plumes hypopycnales (e.g. Andrews, 1987; Syvitski *et al.*, 1988; Andrews and Syvitski, 1994),

▪ Les flux terrigènes augmentent sur l'ensemble des carottes tout au long de la dernière période glaciaire (Figure V-7). La carotte MD03-2692 montre par exemple des flux terrigènes moyens de 7,5, 9,9 and 23,1 g cm^{-2} kyr^{-1} respectivement au cours des MIS 4, MIS 3 et MIS 2. Les flux les plus importants sont calculés entre 20 et 17 ka, et plus particulièrement après 18,3 ka, principalement au niveau de la Terrasse Meriadzek et de la Ride du Blavet (~150 g cm^{-2} kyr^{-1}). Ces flux chutent drastiquement après 17 ka. Si le Fleuve Manche est la source principale des apports sur ces sites, ces flux impliquent une activité importante puis une chute d'activité de ce dernier respectivement entre 20 et 17 ka et après 17 ka. Le processus de dépôt du faciès laminé, déposé sur la Marge des Entrées de la Manche entre 18,3 et 17 ka, et la quantification des volumes sédimentaires en contrebas de celle-ci à la fin de la dernière période glaciaire vont permettre, dans la suite de cette étude, de tester et de confirmer l'impact significatif du Fleuve Manche sur la sédimentation de la Marge Nord Gascogne.

3. Les faciès sédimentaires remarquables : Processus de dépôt et implications paléoenvironnementales

Les hauts fonds structuraux du Golfe de Gascogne sont soumis à une sédimentation de type hémipélagique caractérisée aux radiographies rX par des accumulations sédimentaires fines et homogènes, généralement peu bioturbées. Deux faciès sédimentaires se distinguent au sein des séquences hémipélagiques : le faciès à grains détritiques grossiers, interprété comme un faciès à IRD et retrouvé dans la totalité des carottes (Figure V-8), et le faciès laminé.

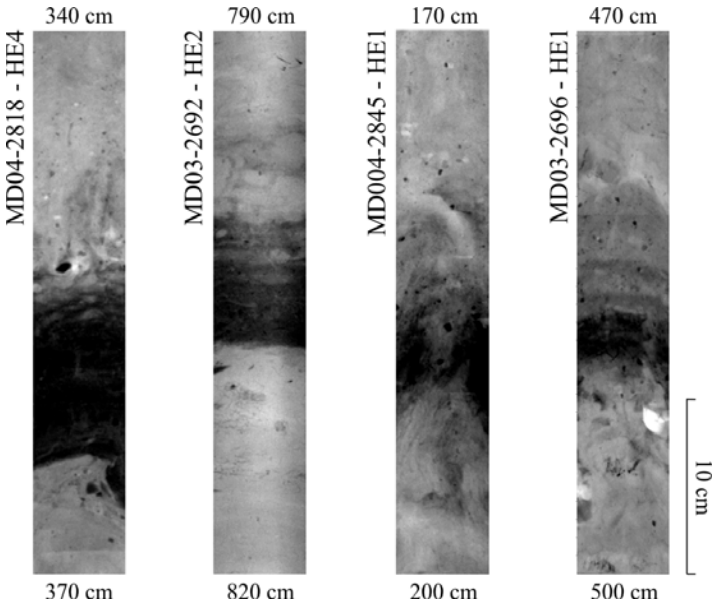


Figure V-8. Caractérisation rX du faciès à IRD déposé lors des évènements de Heinrich (HE) 4, 2 et 1 dans le Golfe de Gascogne. La couleur noire des niveaux riches en IRD indique une densité importante du sédiment.

3.1. Le faciès à IRD

Le faciès à IRD est particulièrement bien développé dans les sédiments du Golfe de Gascogne (Grousset *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001b; Jullien, 2006; Jullien *et al.*, 2006). Décrit pour chacun des évènements de Heinrich et dans toutes les carottes de cette étude, il est interprété comme l'empreinte sédimentaire de ces évènements climatiques. D'un point de vue sédimentologique, ce faciès est composé d'éléments détritiques grossiers dispersés dans une matrice fine argileuse à argilo-silteuse. Leur nature (quartz, débris volcaniques, grès, dolomie, feldspaths etc.) et leur taille sont hétérogènes (quelques micromètres à quelques centimètres de diamètre). Ce faciès est facilement identifiable aux radiographies rX car il apparaît extrêmement sombre, indiquant une densité importante (Figure V-8). En accord avec les travaux de Grousset *et al.* (1993) ou Zaragosi (2001), il se caractérisé également par une susceptibilité magnétique élevée et une faible abondance et diversité faunistique (monospécifisme de l'espèce *N. pachyderma* (s)).

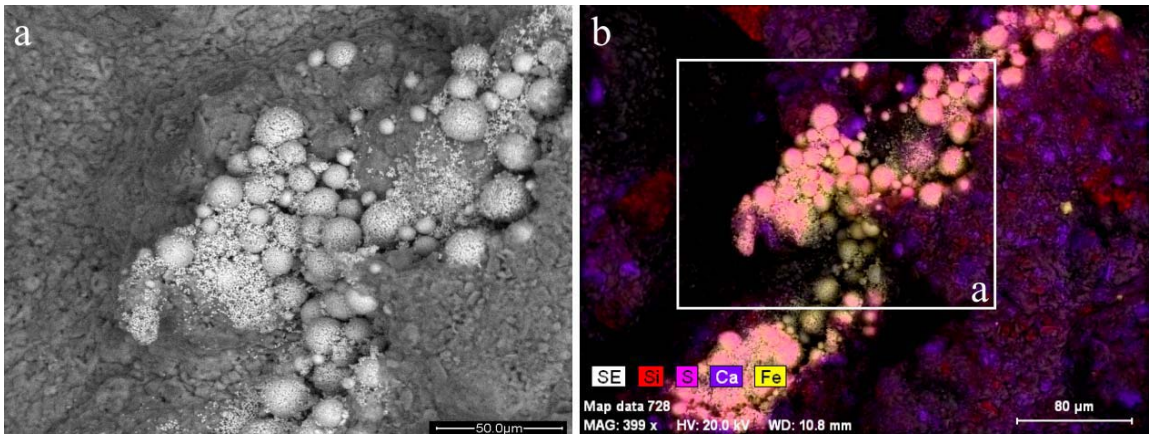


Figure V-9. Observation au MEB de pyrite (FeS) diagénétique framboïdale dans du sédiment déposé sur le Dôme Gascogne lors de l'évènement de Heinrich 1 (a). La cartographie des composants élémentaires du sédiment confirme la composition (Fe+S, rose) des framboïdes (b). Elle révèle également la présence des carbonates (Ca, violet) authigéniques.

Les analyses au MEB et les lames minces ont permis d'appréhender ce faciès à l'échelle de la fabrique sédimentaire. Elles révèlent que les particules sédimentaires composant les niveaux de Heinrich sont agrégées voir cimentées par des carbonates authigéniques (Goineau, 2007). Ces structures, déjà observées à l'Est de la ceinture de Ruddiman par Auffret *et al.* (1996) et Tamburini *et al.* (2002) sont interprétées comme le résultat de précipitations diagénétiques liées à des conditions suboxiques à anoxiques sur les fonds océaniques durant les évènements de Heinrich. Selon ces auteurs, de telles conditions permettraient une décomposition bactérienne anaérobie de la matière organique ainsi qu'une sursaturation en bicarbonates, à l'origine des carbonates authigéniques observés. Les conditions suboxiques à

anoxiques sont corroborées par la présence de framboïdes de sulfure de fer (pyrite - Figure V-9) et, comme sur la marge Ibérique (Baas *et al.*, 1998), par la présence de foraminifères benthiques de type *Globobulimina sp.* et *Chilostomella sp.* (Goineau, 2007).

Nous suggérons que cette cimentation diagénétique est responsable d'une sur-consolidation des niveaux d'Heinrich. Cette sur-consolidation est responsable de la densité anormalement élevée de ces niveaux (Figure V-8). L'impédance acoustique étant fonction de la vitesse des ondes dans le sédiment et donc de la densité de ce dernier, il est probable que la forte impédance du faciès à IRD, marqué acoustiquement dans les profils 3,5 kHz et Chirp, est intiment liée à la présence de ces précipitations diagénétiques (Figure V-4).

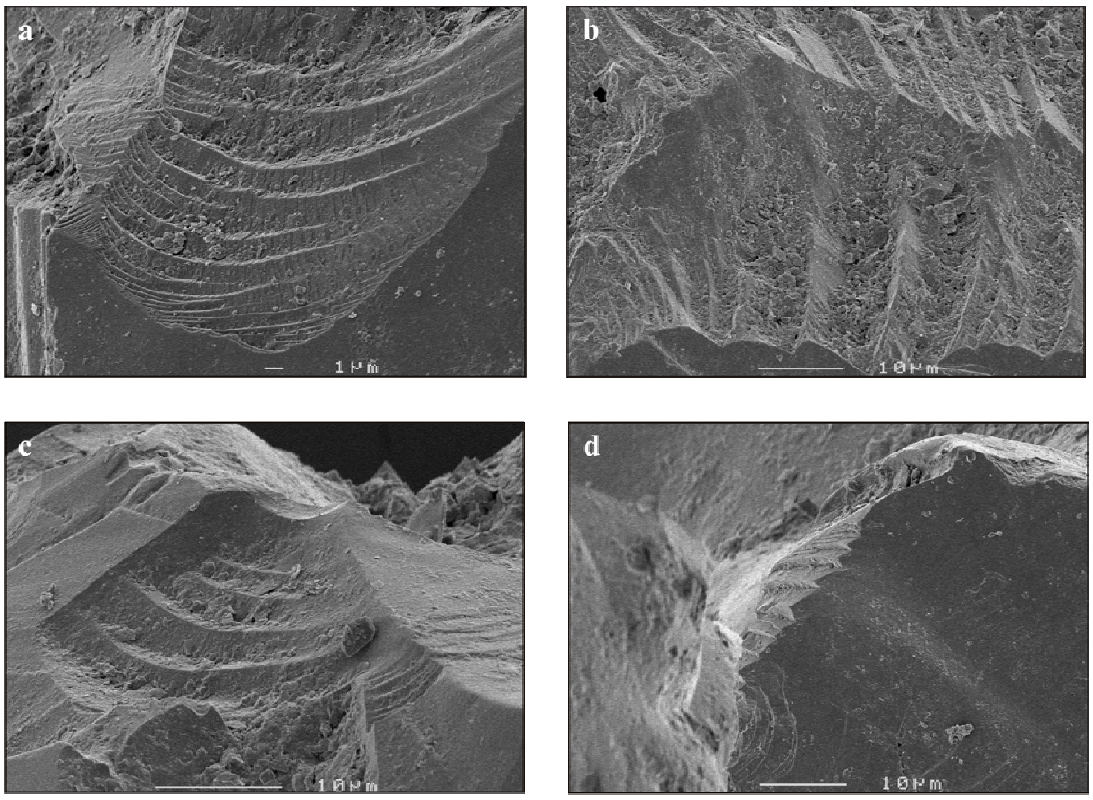


Figure V-10. Détails des érosions (fractures conchoïdales) observées sur les particules détritiques du faciès à IRD de la carotte MD03-2692, présenté dans la Figure V-11, et daté entre 17 et 16 ka (HE 1b).

Les particules ice-raftées des carottes MD95-2002 et MD03-2692 ont été observées au MEB. L'analyse révèle que les grains sont pour la plupart extrêmement anguleux et présentent des tranches très fraîches ainsi que de nombreuses fractures conchoïdales (Figure V-10 et Figure V-11). Ces fractures s'observent à plusieurs échelles (échelle de plusieurs dizaines de micromètres à quelques micromètres seulement) sur l'ensemble des grains. D'après la classification proposée par Krinsley et Doorkamp (1973) et les travaux plus récents de Damiani *et al.* (2006) ou Tripati *et al.* (2008), cette morphologie est typique des grains

d'origine glaciaire arrachés du socle par la glace. De plus, le parfait état de conservation de ces fractures indique un mécanisme de transport peu érosif lié uniquement à la glace. Ceci corrobore la signature sédimentaire ice-raftée de ces particules et indique donc qu'elles ont été déposées dans le Golfe de Gascogne par des icebergs issus des calottes de glace de l'Hémisphère Nord. Cette interprétation est en parfaite adéquation avec la définition même des évènements de Heinrich (Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988). Quelques grains parfaitement ronds montrant une érosion mécanique (surface mat) importante ont aussi été observés. Par comparaison aux travaux de Krinsley et Doorkamp (1973), ces grains ont été interprétés comme étant d'origine éolienne. Leur taille importante (>150µm) suggère néanmoins qu'ils aient été transportés sur la Marge Nord Gascogne par un autre vecteur que le vent, comme les icebergs, indiquant alors l'existence de processus passifs d'incorporation du sédiment dans la glace.

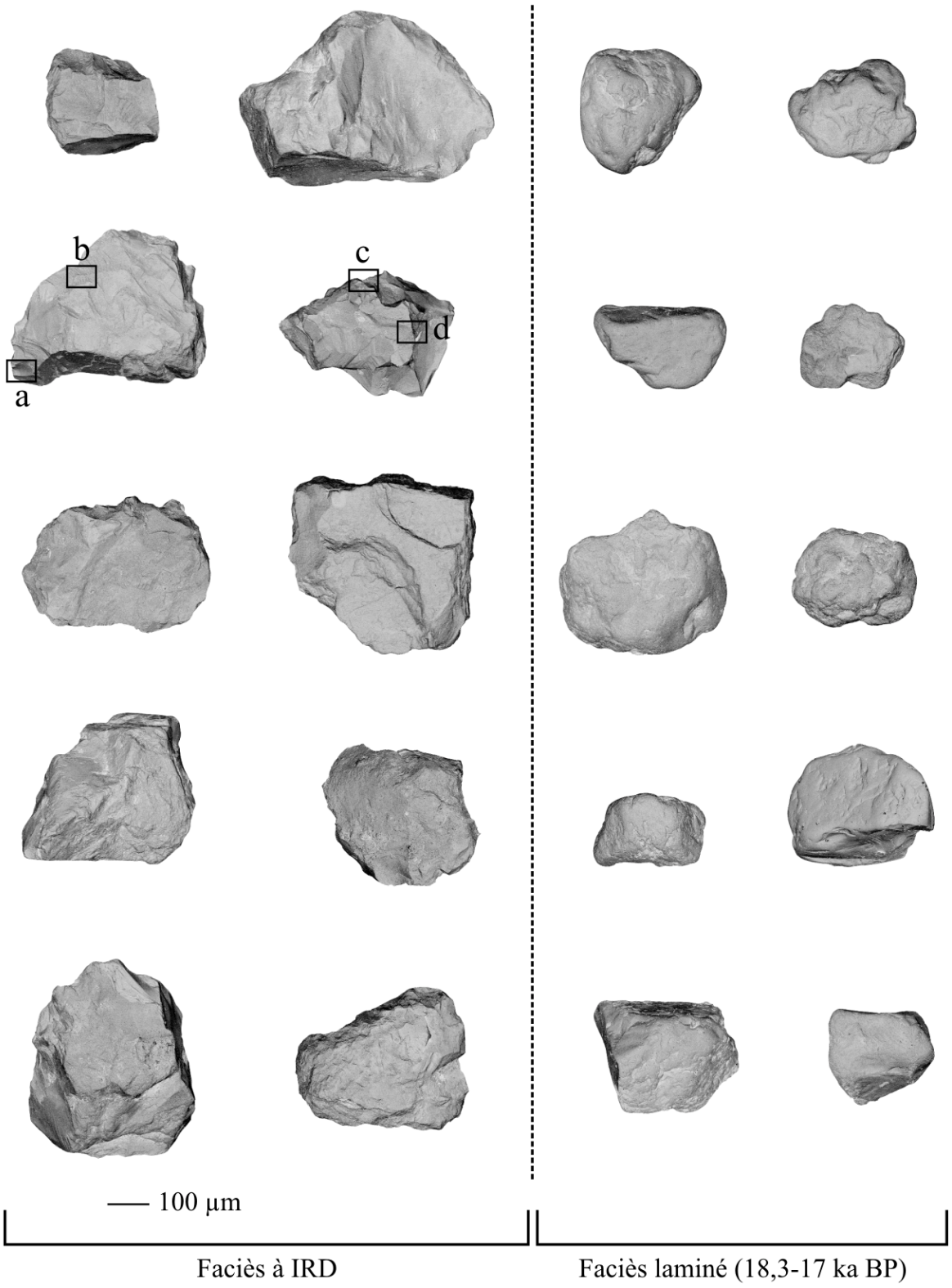


Figure V-11. Analyse au Microscope Electronique à Balayage (MEB) des particules détritiques décrites au sein du faciès à IRD (gauche, 17-16 ka) et du faciès laminé (droite, 18,3-17 ka) dans la carotte MD03-2692. Les encadrés a, b, c et d font référence à la Figure V-10. Toutes ces particules sont des grains de quartz.

3.2. Le faciès laminé

3.2.1. Description

Le faciès laminé, discernable aux radiographies rX ou à l'aide des indurations de sédiment, s'est déposé entre 18.3 et 17 ka, c'est-à-dire lors de la première moitié de l'évènement de Heinrich 1 (HE1a). Ce faciès est directement suivi par un faciès à IRD, déposé lui dans la seconde moitié de ce même évènement (HE1b). Le faciès laminé consiste en l'alternance de niveaux argileux, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, et de niveaux argileux d'épaisseur millimétrique riche en particules détritiques ice-raftées (Zaragosi *et al.*, 2001b; Mojtahid *et al.*, 2005; Eynaud *et al.*, 2007). Ces fines unités riches en IRD sont au nombre de 190 et 91 sur les radiographies rX des carottes MD95-2002 et MD03-2692. Elles montrent en grande majorité des grains de quartz dont la taille varie entre 10 et 400 µm. En plus d'apparaître bien classés, les grains montrent des caractéristiques morphologiques très différentes. Les analyses MEB révèlent en effet des arêtes très émoussées à arrondies qui traduisent une érosion et un transport importants (Figure V-11). Les cassures irrégulières, dont certaines en forme de V, suggèrent une érosion mécanique en domaine aquatique d'après la classification de Krinsley et Doorkamp (1973). Toujours d'après cette classification, ces grains auraient une origine majoritairement glaciofluviale. De manière originale, les grains détritiques dispersés dans la matrice fine montrent parfois un granoclassement normal, c'est-à-dire que les particules ice-raftées sont plus grosses à la base qu'au sommet de la lamine (Figure V-12). Que les grains soient granoclassés ou non, le caractère éparpillé de ces derniers au sein de la matrice argileuse confirme leur origine ice-raftée (Gilbert, 1990; O'Cofaigh and Dowdeswell, 2001).

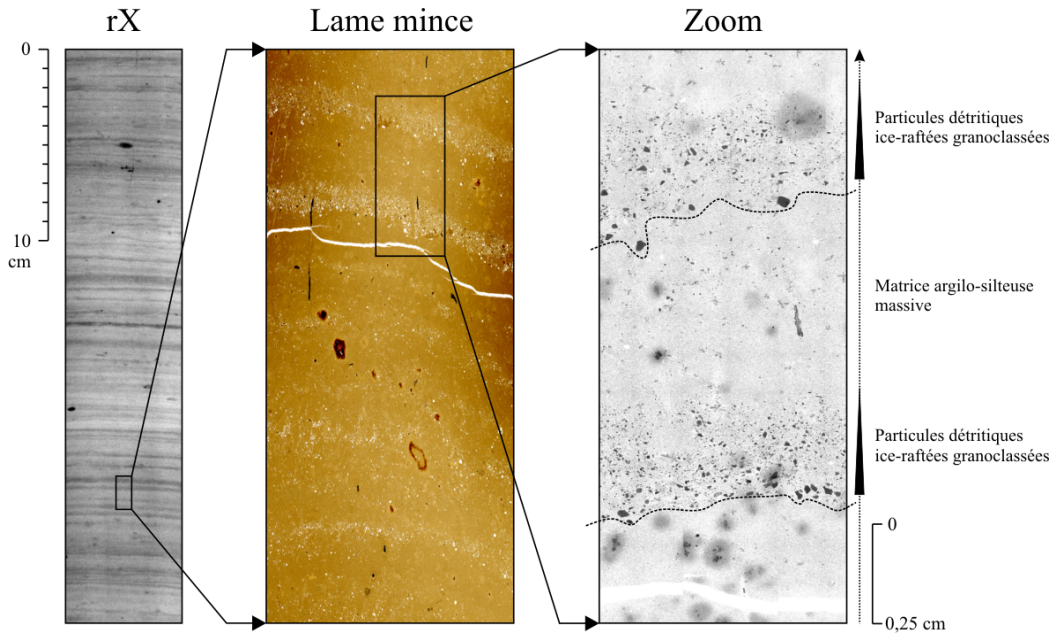


Figure V-12. Observation multi-échelle de la séquence de dépôt typique du faciès laminé.

D'un point de vue spatial, ce faciès s'exprime de la manière la plus significative sur la Terrasse Mériadzek et l'Escarpement de Trévélyan où il atteint respectivement 300 cm et 150 cm d'épaisseur dans les carottes MD95-2002 et MD03-2692. Ce faciès est reconnu pour la même période mais de manière moins évidente sur la Ride du Blavet (site MD03-2696) et de part et d'autre de la Terrasse Mériadzek, précisément sur les éperons de Brenot (Rouillard, 2006) et de Délesse (Mas, 2004). Quelques lamines du même type sont discernables dans les environnements turbiditiques voisins (Zaragosi *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2008) (Figure V-13).

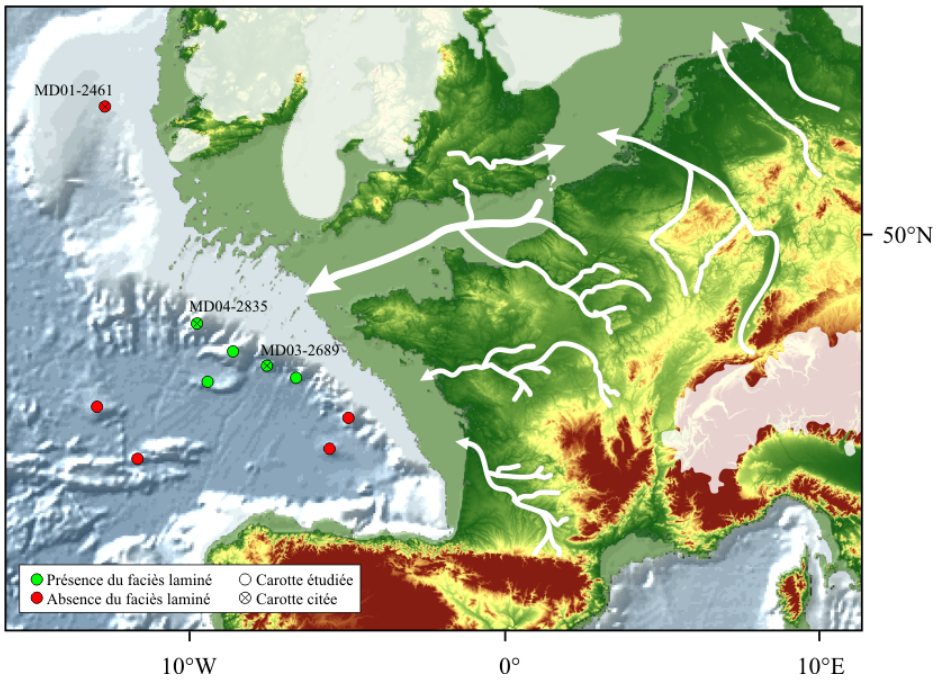


Figure V-13. Extension géographique du faciès laminé (sites verts) reconnu dans les environnements hémipélagiques de la marge nord-ouest européenne entre 18,3 et 17 ka.

3.2.2. Interprétation et processus de dépôt

Le faciès laminé décrit entre 18,3 et 17 ka se dépose exclusivement aux abords des Entrées de la Manche. Le délestage de particules ice-raftées par les icebergs étant très couramment décrit dans l'Atlantique Nord durant toute la durée de l'évènement de Heinrich 1 (ca. 18,3-16 ka), la mise en place du faciès laminé a tout d'abord été interprétée comme résultant d'un comportement saisonnier du vêlage de la calotte britannique (Mojtahid *et al.*, 2005; Zaragosi *et al.*, 2006; Eynaud *et al.*, 2007). Sans rejeter cette hypothèse, nous énumérons ici plusieurs points qui suggèrent une interprétation alternative, portée par les nouveaux résultats obtenus par l'observation très haute résolution (MEB) des grains constituant ce faciès. L'hypothèse proposée ici a des implications majeures sur la dynamique du Fleuve Manche.

La mise en place du faciès laminé par des icebergs en provenance de la calotte britannique soulève des interrogations si on se réfère aux points suivants:

▪ les dépôts laminés à IRD issus des glaciers sont principalement décrits dans les fjords, et ils se forment selon un processus très précis : l'hiver, la formation de glace de mer ralentit la production d'icebergs au front du glacier et empêche le transit de ces derniers. Ainsi, contrairement aux apports terrigènes qui sont continus et s'effectuent depuis la base de la terminaison du glacier, le dépôt des IRD intervient seulement au printemps lorsque la glace de mer disparaît (Dowdeswell *et al.*, 2000; O'Cofaigh and Dowdeswell, 2001),

▪ les sédiments riches en IRD prélevés au front de la calotte britannique ne montrent, pour la dernière période glaciaire, aucune organisation laminée tel que celle décrite dans les carottes MD95-2002 et MD03-2692 (e.g. Van Rooij *et al.*, 2006; Knutz *et al.*, 2007; Peck *et al.*, 2007), et ce, même si la glace de mer s'étendait jusqu'à 40°N, c'est-à-dire bien plus au sud que le Golfe de Gascogne, entre ca. 18 et 16 ka (de Vernal *et al.*, 2000),

▪ la composition quasi-monogénique (quartz) des grains formant les lamines ice-raftées visibles dans nos carottes différent singulièrement de l'assemblage polygénique (craie, schistes, mica, débris volcaniques, etc) des IRD en provenance de la calotte britannique (Scourse *et al.*, 1990; Peck *et al.*, 2007),

▪ l'avancée puis le recul conséquent du glacier de Mer d'Irlande au sein de la Mer Celtique se produisent respectivement vers 23 ka BP (Scourse *et al.*, 1990; O'Cofaigh and Evans, 2007) et dès 20 ka BP (McCabe *et al.*, 2007b; Toucanne *et al.*, 2008), c'est à dire avant le dépôt du faciès laminé auquel la mise en place est généralement attribuée.

Deux arguments majeurs permettent également de remettre en question le fait que les grains ice-raftés constituant les lamines soient plus généralement issus du délestage des icebergs :

▪ contrairement aux grains détritiques observés dans le faciès à IRD, l'observation au MEB des grains détritiques du faciès laminé ne révèle aucune caractéristique propre aux grains arrachés du socle par les glaciers (grains anguleux, fractures conchoïdales, etc.),

▪ la différence significative des flux d'IRD, au moment du dépôt du faciès laminé, entre les sites MD95-2002 (4650 grains cm^{-2} kyr^{-1}) et MD03-2692 (2750 grains cm^{-2} kyr^{-1}), n'est pas en accord avec la signature homogène, à l'échelle d'une si petite région, des flux d'IRD délivrés par une imposante masse glaciaire (Ruddiman, 1977; Andrews, 2000).

La délimitation spatiale du faciès laminé, la décroissance significative de l'épaisseur du dépôt, du nombre de lamines comme du flux d'IRD entre les carottes MD95-2002 et MD03-

2692, ainsi que l'origine glaciofluviale des IRD révélée par les analyses au MEB suggèrent que le Fleuve Manche pourrait être un vecteur de transport du mélange glace-sédiment jusqu'aux sites MD95-2002 et MD03-2692. Nous proposons que les lamines à IRD résultent de l'expulsion périodique de glace de fleuve de type *anchor-ice* ou *frazil-ice* dans la partie Nord du Golfe de Gascogne (Figure V-14). L'origine glaciofluviale des grains ice-raftés corrobore parfaitement cette hypothèse. Les conditions rigoureuses rencontrées sur l'Atlantique Nord (e.g. Elliot *et al.*, 2001; Zaragosi *et al.*, 2001b; Naughton *et al.*, 2007) et l'Europe (e.g. Kasse *et al.*, 2007) entre 18,3 et 16 ka sont propices à la formation de glace dans le Fleuve Manche (phénomène d'embâcle), au moins en période hivernale. Cette glace riche en particules détritiques serait expulsée vers le domaine marin par les décharges du Fleuve Manche, dont l'activité, comme l'atteste l'importance des flux terrigènes, atteint un paroxysme entre 18,3 et 17 ka. Outre les flux terrigènes conséquents, les fortes abondances en algues d'eau douce de type *Pediastrum sp.* (Eynaud, 1999; Zaragosi *et al.*, 2001b; Eynaud *et al.*, 2007) et les fortes concentrations en BIT (*Branched Isoprenoïd Tetraether*)-index* (Ménot *et al.*, 2006) sur le site MD95-2002 démontrent d'importantes décharges d'eau douce et de matière organique continentale sur la Marge Nord Gascogne au moment du dépôt des lamines (Figure V-15). L'augmentation de la turbidité des eaux de surface du Golfe de Gascogne apparaît de plus corroboré par la présence accrue de dinokystes hétérotrophes de type *Brigantedinium* sp., non photosynthétiques, au débouché du Fleuve Manche (Penaud *et al.*, 2008).

* Le BIT-index est un outil géochimique qui permet de tracer, dans le domaine marin, l'apport de matière organique continental par les fleuves. Il reflète l'abondance, dans les sédiments marins, de lipides produits par certaines bactéries vivant dans les sols et tourbes.

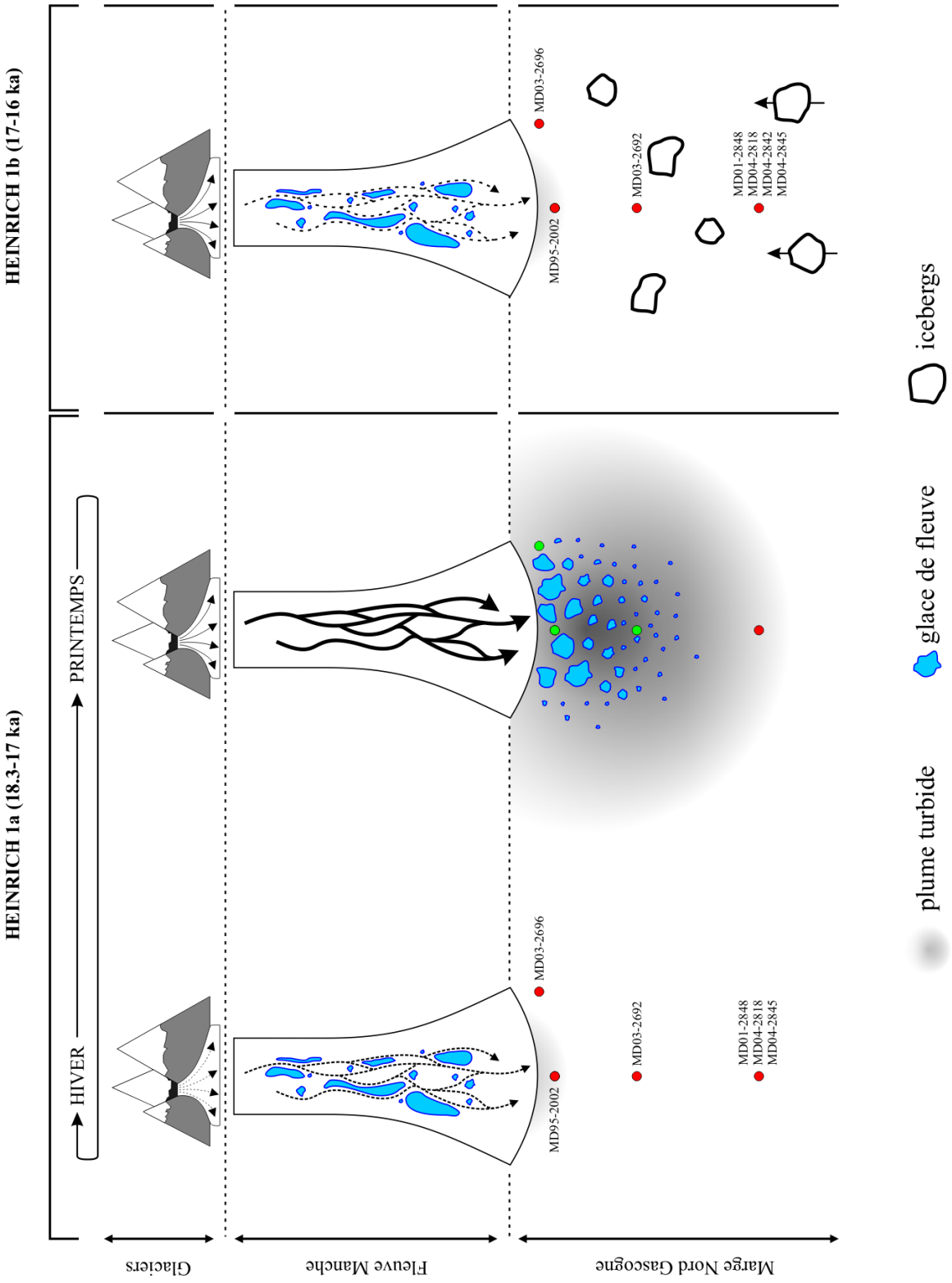


Figure V-14. Modèle de mise en place successive du faciès laminé puis du faciès à IRD au cours de l'évènement de Heinrich 1. Les flèches dans la partie 'Fleuve Manche' matérialisent le sens d'écoulement du Fleuve et seul les caractéristiques du trait renseignent la puissance du débit (trait tireté lâche : débit très faible à nul ; trait plein : débit très fort). Les cercles de couleur indiquent la position schématique des carottes étudiées. En accord avec la Figure V-13, les cercles verts indiquent les sites d'études où se déposent les lamines ice-raftées.

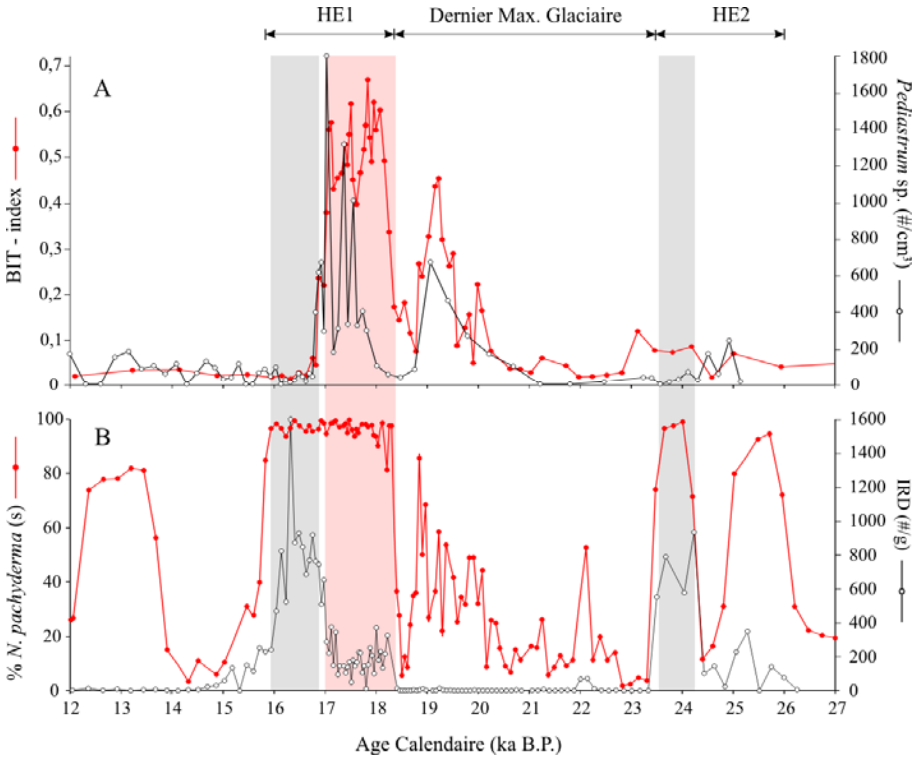


Figure V-15. Position du faciès laminé (bande rouge – 18,3-17 ka) dans la carotte MD95-2002, comparé à (A) la concentration en BIT-index (Ménot et al., 2006) et l'abondance de Pediastrum sp., et (B) la concentration en IRD et l'abondance en N. pachyderma (s) (Eynaud, 1999; Zaragosi et al., 2001b). Les bandes grises matérialisent la position du faciès à IRD.

Les lamines matérialiseraient ainsi la fonte rapide de cette glace et la libération des grains dans la masse d'eau. En partant de ce principe, chaque lamine granoclassée résulterait d'un évènement unique et bref d'expulsion de la glace. Toutes les particules étant relâchées dans la masse d'eau en une période de temps très courte, le dépôt granoclassé décrit plus haut matérialiserait le tri du stock de particules pendant sa chute vers le fond, les particules les plus grossières se déposant les premières. Les flux terrigènes importants qui caractérisent le faciès laminé, et les vases homogènes qui séparent chacun des niveaux à IRD, suggèrent enfin qu'un important stock de sédiment est relâché en même temps que la glace de fleuve.

L'ensemble du processus de dépôt du faciès laminé implique que l'activité du Fleuve Manche alterne entre des périodes où le régime hydrologique est suffisamment faible pour permettre la formation de la glace (Kempama *et al.*, 2001), et des montées en charge brèves et suffisamment violentes pour expulser un important stock de glace et de sédiments jusqu'aux sites MD95-2002 et MD03-2692. A partir de ces paramètres et de la violence des décharges fluviatiles, et par comparaison avec les systèmes actuels, le mode de formation du faciès laminé suggère une dynamique glaciaire du Fleuve Manche, le débit du fleuve étant influencé par les variations saisonnières de production d'eau de fonte des glaciers (Figure V-14). Cette hypothèse est supportée par le synchronisme parfait du dépôt du faciès laminé avec la phase

de retrait maximale des calottes européennes au cours de la dernière déglaciation (Svendsen *et al.*, 1996; Kleiber *et al.*, 2000; Vorren and Plassen, 2002; Dahlgren and Vorren, 2003; McCabe and Clark, 2003; Nygard *et al.*, 2004; Lekens *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2005; Knies *et al.*, 2007; McCabe *et al.*, 2007a; Rinterknetch *et al.*, 2007; Goehring *et al.*, 2008).

S'il est difficile de rendre compte directement du caractère saisonnier du dépôt des lamines, il apparaît néanmoins probable que seules les décharges les plus massives, telles que les débâcles printanières ou sous-glaciaires (*outburst flood*), étaient capables de transporter la glace jusqu'aux sites MD95-2002 et MD03-2692. Ceci se matérialise notamment par la décroissance du nombre de lamines entre les deux carottes. Le caractère saisonnier de ce dépôt devait par contre s'imprimer au niveau de l'embouchure du Fleuve Manche comme cela est généralement le cas au niveau de l'embouchure des fleuves périglaciaires. La Figure V-16 montre par exemple un faciès laminé saisonnier (varves) prélevé sur un site proche de l'estuaire du Saint-Laurent (Canada) et datant de la dernière période glaciaire. Il reflète la fonte saisonnière de la glace de fleuve (B. Van Vliet-Lanoe, communication personnelle) et est remarquablement similaire au faciès laminé observé dans nos carottes.

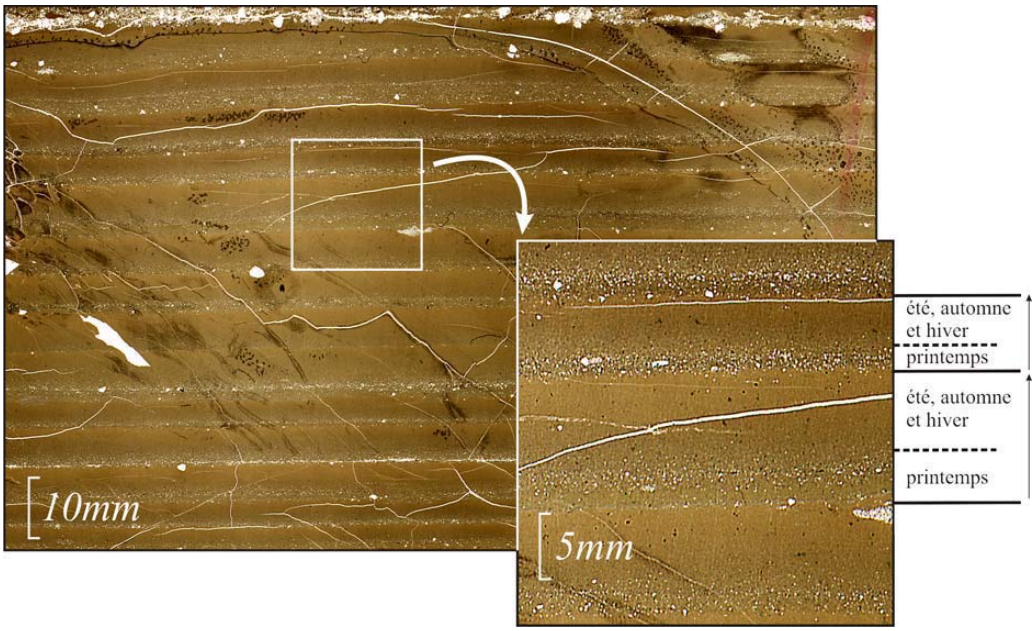


Figure V-16. Varves à IRD prélevée dans la rivière aux vaches (Canada - Québec) à proximité de l'estuaire du Saint-Laurent. Les niveaux riches en particules ice-raftées se déposent au printemps, lors de la fonte de la glace de fleuve (photo : B. Van Vliet-Lanoe). Ce faciès montre de très fortes similitudes avec le faciès laminé décrit sur la Marge Nord Gascogne et présenté en Figure V-12.

Après 17 ka, le faciès à IRD, conséquence de la fonte des icebergs, remplace le faciès laminé dans les carottes MD95-2002 et MD03-2692 (Figure V-15). Ce faciès s'exprime pleinement aux environs de 16 ka et marque l'arrivée massive des icebergs en provenance de la calotte Laurentide dans le Golfe de Gascogne (Grousset *et al.*, 2000). Le climat sur l'Europe étant encore particulièrement froid et aride jusqu'à 16 ka (e.g. Kasse *et al.*, 2007) et favorisant toujours la formation de glace dans le Fleuve Manche, nous suggérons que la disparition du faciès laminé vers 17 ka résulte exclusivement de la diminution de puissance des décharges du fleuve, celles-ci n'étant plus suffisamment importantes pour transporter la glace jusqu'au large (Figure V-14). La très forte diminution des flux sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne, la baisse des abondances en *Pediastrum sp.* dans les carottes MD95-2002 (Zaragosi *et al.*, 2001b; Eynaud *et al.*, 2007) et MD03-2692 (Eynaud *et al.*, 2007) et la diminution de concentration du BIT-index dans la carotte MD95-2002 (Ménot *et al.*, 2006) sont autant d'arguments en faveur d'une nette diminution de l'activité du Fleuve Manche après 17 ka (Figure V-15). Le dépôt du faciès laminé sur la Marge Nord Gascogne résulte ainsi d'une interaction complexe entre l'alternance de conditions froides (hiver) et de décharges fluviatiles extrêmes (printemps), en réponse à une forte saisonnalité. Nos données suggèrent que ces conditions particulières n'ont été réunies, au cours de la dernière période glaciaire, qu'entre 18.3 et 17 ka (Figure V-14 et Figure V-15). La diminution rapide de la précession et l'augmentation significative de l'obliquité durant cet intervalle confortent l'idée d'une saisonnalité marquée. Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, ce faciès est également reconnu sur la Marge Nord Gascogne lors du MIS 6 dans des conditions orbitales similaires (cf. Chapitre VI).

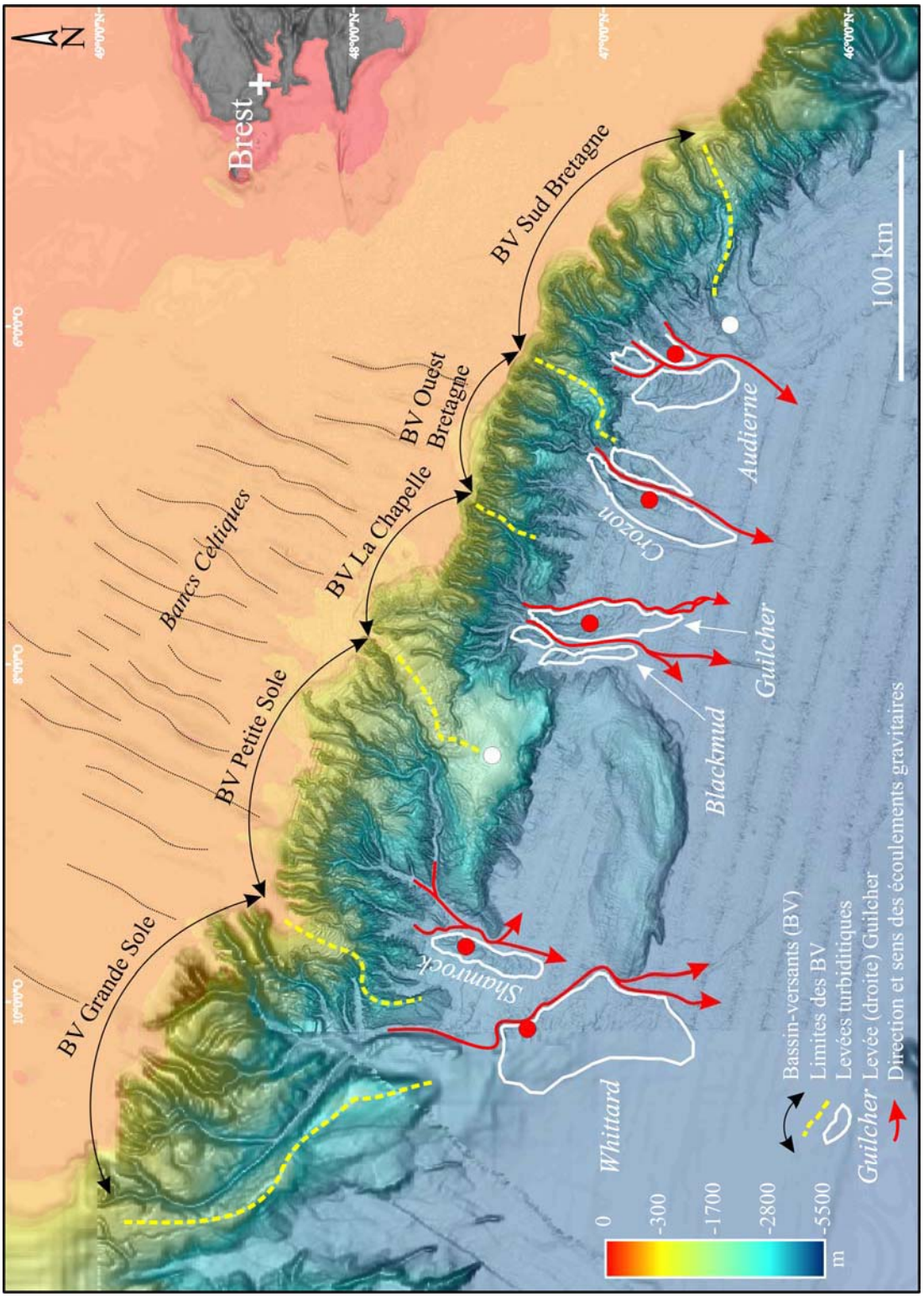


Figure V-17. Compilation des données bathymétriques (Données : Ifremer et Petroleum Affairs Division), et physiographie de la Marge Nord Gascogne et de ses principaux systèmes chenaux-levées. La bathymétrie (couleur) est superposée sur une carte des pentes (zone sombre= forte pente). Les points rouges (depuis l'ouest vers l'est : MD04-2836, MD04-2837, MD03-2690, MD03-2688, MD03-2695) et blancs (MD95-2002, MD03-2696) localisent les carottes prélevées respectivement sur des sites turbiditiques et hémipélagiques.

B. Transferts sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours de la dernière période glaciaire

Cette partie s'organise en deux sous-parties distinctes: la première partie présente les caractéristiques morphologiques et acoustiques des levées turbiditiques des Marges Celtique et Armoricaine ; la seconde synthétise les résultats concernant les reconstructions quantitatives et qualitatives des transferts sédimentaires dans chacun des systèmes chenaux-levées au cours des derniers 30 000 ans. Une partie de ce travail a fait l'objet d'une publication dans la revue *Marine Geology* (Note 1). Les résultats permettent de contraindre les sources de chacune des accumulations turbiditiques étudiées.

1. Présentation générale des complexes chenaux-levées des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain

Les levées sédimentaires étudiées dans ce travail sont situées au pied de la pente continentale, vers 4000 m de profondeur, aux abords directs des chenaux alimentés par les réseaux de canyons convergents décrits par Bourillet et al. (2003) (Figure V-17). Contrairement à la Marge Est Américaine, dont de nombreux canyons se comblent depuis le Miocène (Mountain *et al.*, 1996), les levées de la Marge Nord Gascogne enregistrent toujours, comme le souligne l'incision actuelle de nombreux canyons des Marges Celtique et Armoricaine, l'ensemble des évènements gravitaires transitant dans ces réseaux convergents (Bourillet *et al.*, 2006). Ces levées présentent, d'un point de vue morphologique, sismique et sédimentologique, les caractéristiques classiques des levées turbiditiques. Elles présentent un fort relief positif qui contraste nettement dans la morphologie très plane du glacis. Elles montrent un flanc interne (par rapport au chenal) très raide et un flanc externe de pente plus réduite. Leur hauteur par rapport au fond du chenal diminue progressivement vers l'aval. Les données 3,5 kHz révèlent de manière générale un faciès lité discontinu avec des réflecteurs acoustiques de faible à moyenne amplitude, subparallèles à parallèles (Figure V-18). Les réflecteurs convergent de la crête des levées vers la partie distale, l'épaisseur des dépôts diminuant avec l'augmentation de la distance au chenal. Des variations ténues de faciès acoustiques soulignent des variations lithologiques au sein des levées (Figure V-18).

Le faciès acoustique lité, interprété comme le résultat du dépôt de sédiment fin, contraste nettement avec le faciès sourd qui caractérise le fond des chenaux adjacents et qui indique la présence de sédiments grossiers (Figure V-18). Les carottes prélevées dans ces levées confirment que ces formations sont constituées d'un empilement de turbidites argilo-silteuses à silto-argileuses mises en place par des processus de débordement (termes Td et Te de la séquence de Bouma) (Figure V-19). Ces faciès sont décrits en détail dans l'article (Note 1) et leur évolution dans le temps sera discutée plus en avant dans ce travail.

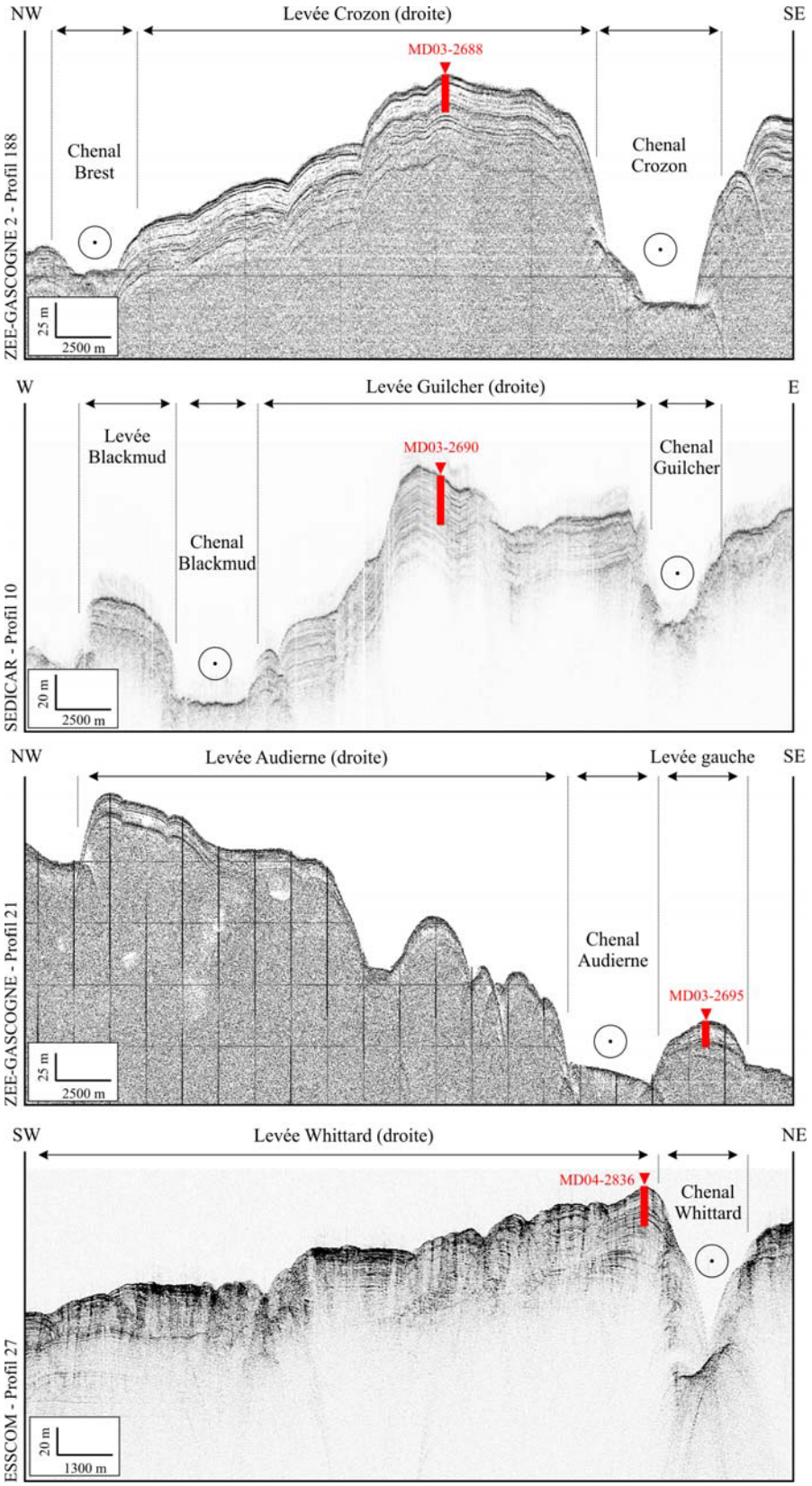


Figure V-18. Caractérisation acoustique et physiographie des principales levées turbiditiques de la Marge Celtique – Armoricaine. Les carottes sont localisées en rouge sur les profils acoustiques. La longueur des prélèvements tient compte des corrections des artéfacts de carottage.

Dans le détail, le système chenal-levée de Whittard, faisant partie du système turbiditique Celtique, présente une levée droite très développée (Ride de Whittard), et un chenal sinueux, orienté NNW/SSE, d'une longueur d'environ 150 km et d'une largeur de 2 à 3 km. Alors que la levée gauche reste peu développée, la levée droite s'étend sur environ 3500 km² et présente à sa surface une multitude de dunes (*sediment-waves)* d'une amplitude de 5 à 50 m et dont les crêtes sont espacées de 500 à 2000 m. La hauteur de la levée par rapport au fond du chenal atteint jusqu'à 250 m dans la partie amont du système et diminue progressivement vers l'aval. La carotte MD04-2836 a été prélevée sur la crête de la levée, dans la partie centrale du complexe chenal-levée, à environ 275 km en aval de la tête du canyon de Whittard. Elle est située à environ 2 km de l'axe du chenal. A cet endroit, la hauteur de la levée atteint 120 m.

Plus à l'est, le système chenal-levée de Shamrock est composé d'un chenal large de 2 km et expose une levée droite beaucoup plus réduite que celle de Whittard (~500 km²). Cette levée montre une morphologie complexe, avec de nombreux sillons d'érosion sur son flanc interne. Elle se situe à la confluence des canyons sous-marins de Buache et de la Petite Sole dont les têtes sont proches de la Mer d'Irlande, et des canyons Shamrock et Espérance dont les têtes ont été connectées aux paléovallées du Fleuve Manche (Bourillet *et al.*, 2006). La carotte MD04-2837 a été prélevée sur la crête de la levée Shamrock.

Au niveau du système turbiditique Armoricain, les chenaux Blackmud, Brest, Crozon, et Audierne s'étendent de manière rectiligne sur une distance de 40 à 60 km et sont larges de 3 à 5 km. Le chenal de Guilcher est plus sinueux, preuve d'une alimentation en matériel plus fin (Zaragosi, 2001). Les levées sédimentaires sont les plus hautes et les plus développées dans les systèmes Guilcher, Crozon et Audierne. Elles couvrent des surfaces de 600 à 1100 km² et atteignent des largeurs de 15 à 20 km. C'est sur la crête des levées de Guilcher et Crozon qu'ont été prélevées les carottes MD03-2690 et MD03-2688, à environ 90 km de la tête des canyons du même nom. La hauteur de la levée atteint à ces endroits respectivement 90 et 160 m. Ces carottes se situent respectivement à environ 8 et 10 km du centre des chenaux de Guilcher et de Crozon. La carotte MD03-2695 (Figure V-19) à elle été prélevée sur la levée gauche du chenal d'Audierne, aucun site de carottage de qualité n'ayant pu être trouvé sur la levée droite (Bourillet and Turon, 2003). Celle-ci présente en effet une morphologie complexe caractérisée par une multitude de sillons d'érosions. Les levées droites de Guilcher et de Crozon présentent une morphologie plus simple, leur caractéristique principale étant d'être allongée, du fait de leur confinement, respectivement entre les chenaux de Blackmud et de Guilcher, et ceux de Brest et de Crozon. La tête du canyon Blackmud a été connectée directement au réseau fluviatile du Fleuve Manche (Bourillet *et al.*, 2006).

Les carottes, toutes prélevées sur la crête des levées des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain, ont été positionnées pour enregistrer l'évolution des apports sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du système Manche.

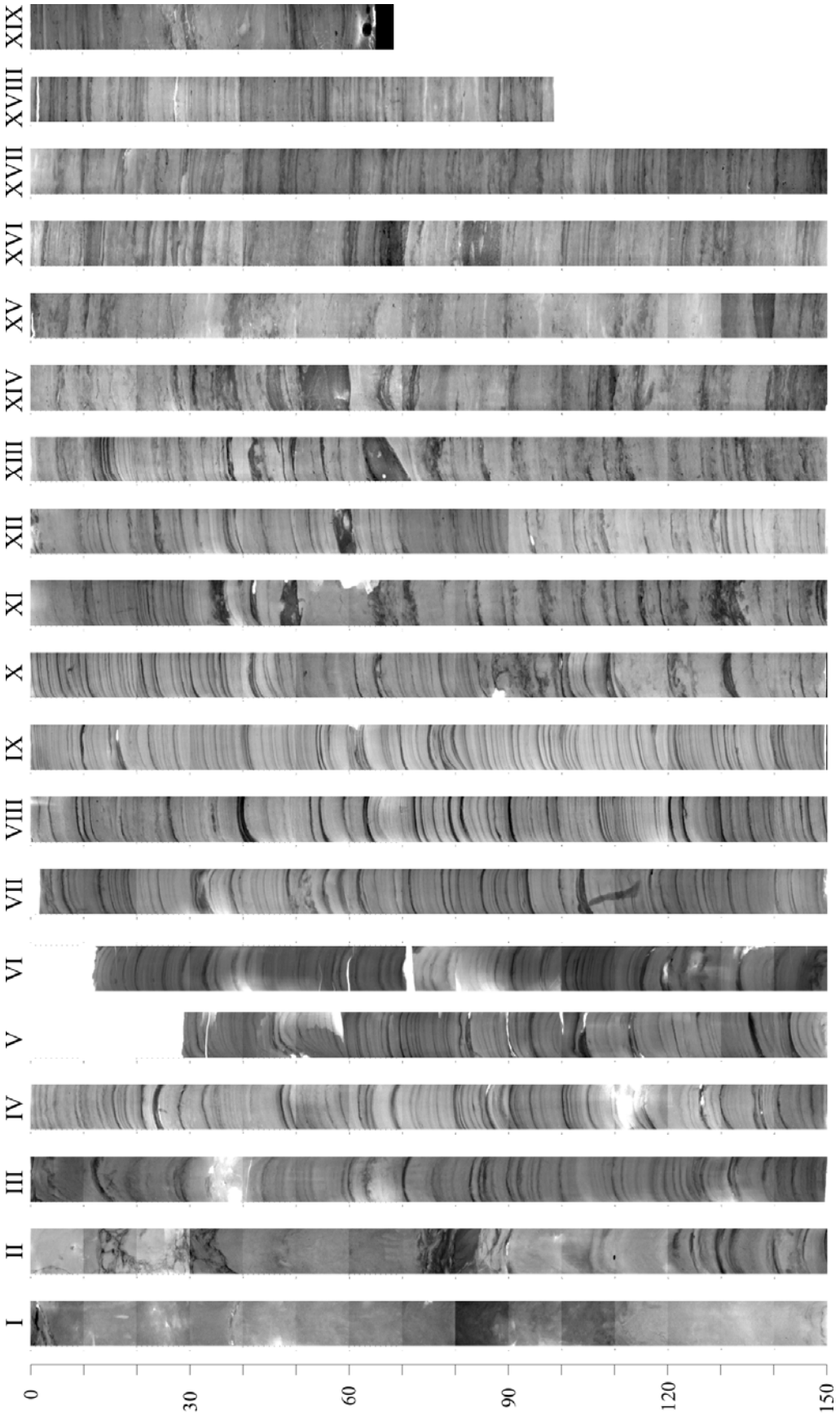


Figure V-19. Radiographies rX de la carotte MD03-2695. Les niveaux sombres représentent les dépôts silto-sableux d'origine turbiditique.

2. Corrélations sismique-carotte : implications stratigraphiques

En raison de la profondeur d'eau importante à laquelle ont été prélevées les carottes des levées (>4000 m), les radiographies rX révèlent que la partie supérieure de celles-ci a été déformée au moment du carottage (Figure V-19). Cette déformation se traduit par un étirement empêchant toute corrélation directe avec les données acoustiques. Au vu des résultats obtenus sur les sites hémipélagiques (Figure V-5), la correction des déformations a été effectuée à l'aide du logiciel CINEMA.

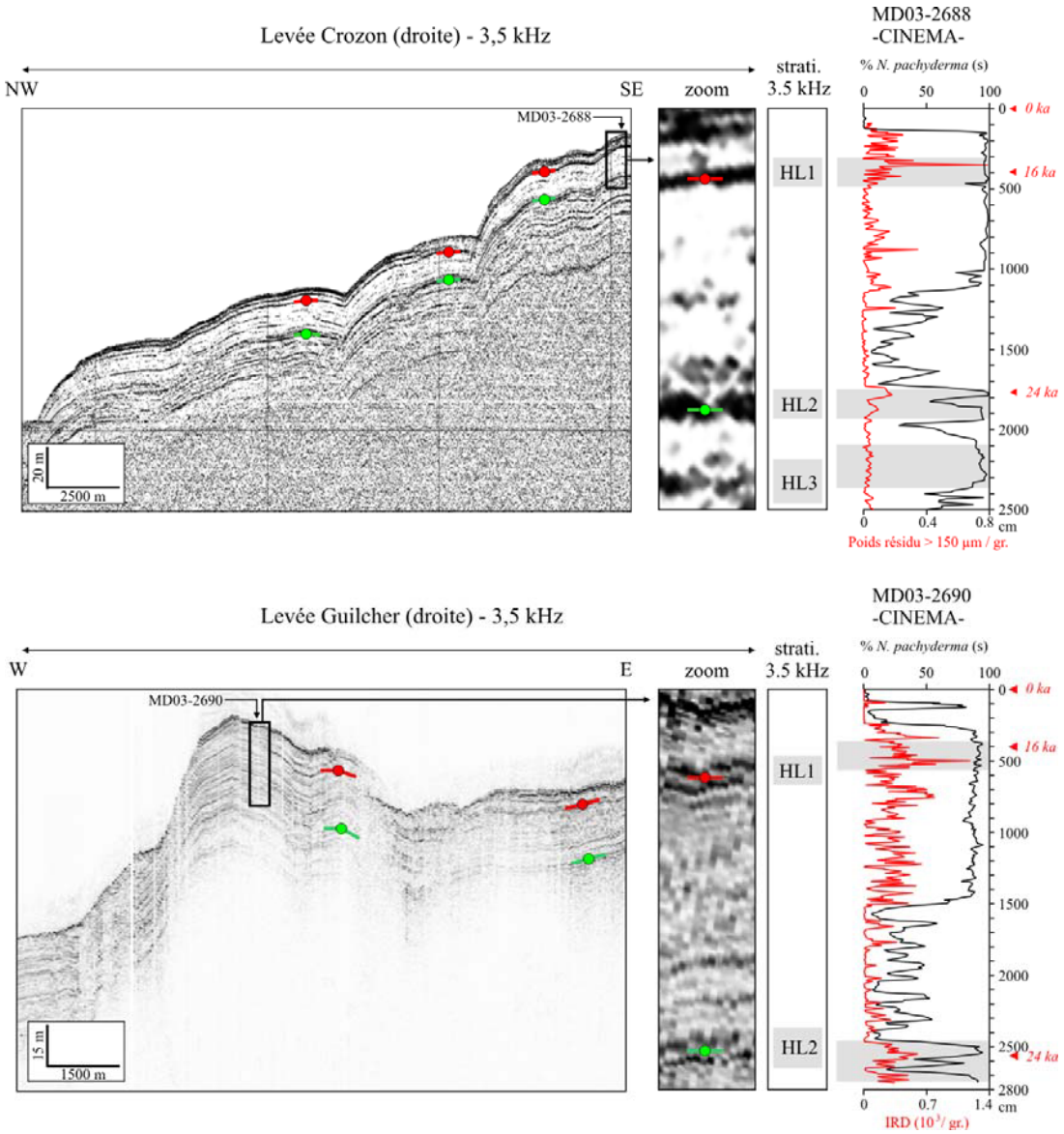


Figure V-20. Interprétation stratigraphique des données 3,5 kHz des levées de Crozon (haut) et Guilcher (bas) à partir des corrélations avec les carottes MD03-2688 et MD03-2690. La colonne sédimentaire est corrigée des artéfacts de carottage par le biais du logiciel CINEMA. Les résultats apparaissent cohérents avec les corrélations faites sur les sites hémipélagiques. La biostratigraphie est discutée dans la note 1.

Les résultats montrent que les réflecteurs acoustiques les plus marqués correspondent, comme pour les sites hémipélagiques, aux niveaux de Heinrich (Figure V-20). Ainsi les deux principaux réflecteurs continus nettement visibles au sommet des levées turbiditiques de Guilcher et Crozon, correspondent aux évènements de Heinrich 1 (16 ka) et 2 (24 ka). Le faciès 'blanc' lité discontinu, visible entre ces deux réflecteurs, est ainsi corrélé au dernier Maximum Glaciaire et à l'épisode de déglaciation (Figure V-20 et Figure V-21).

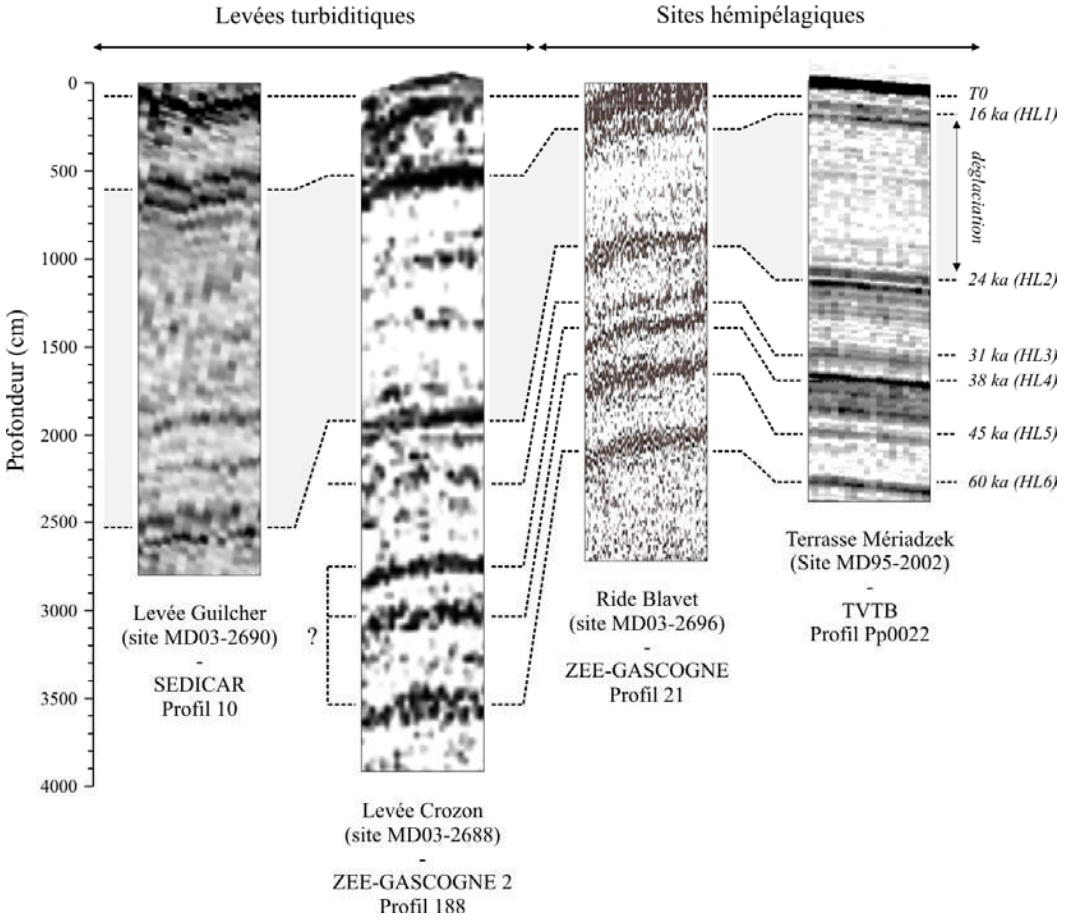


Figure V-21. Corrélation site à site, et entre les sites turbiditiques et hémipélagiques, des réflecteurs acoustiques interprétés comme l'empreinte des évènements de Heinrich.

La comparaison des données acoustiques des sites turbiditiques et hémipélagiques du Golfe de Gascogne montre, outre des taux de sédimentation plus importants sur les levées, une très forte similitude du point de vue de l'organisation des réflecteurs acoustiques. La corrélation entre les sites turbiditiques et hémipélagiques apparaît excellente (Figure V-21). Les évènements de Heinrich s'impriment donc directement en tant que réflecteurs dans l'ensemble des environnements sédimentaires du la Marge Nord Gascogne. Cette corrélation directe des réflecteurs pourrait, de prime abord, paraître surprenante car les faciès sédimentaires rencontrés sur chacun de ces environnements sont extrêmement différents. La sédimentation sur les levées turbiditiques est en effet beaucoup plus grossière, et malgré la

présence d'une multitude de dépôts allant des silts aux sables fins (turbidites), seuls les dépôts contemporains des évènements de Heinrich s'impriment acoustiquement. Les IRD présents dans ces niveaux n'étant pas fondamentalement différents des silts et des sables formant les dépôts turbiditiques, c'est la sur-consolidation des niveaux d'Heinrich liée à la précipitation de calcite authigénique et de sulfure de fer (Auffret *et al.*, 1996; Auffret *et al.*, 1998; Goineau, 2007), qui semble être à l'origine de l'impédance élevée des niveaux à IRD. Le caractère ubiquiste des conditions anoxiques des eaux de fond à l'origine de sa formation peut expliquer le fait que ces niveaux soient identifiables à la fois sur les levées et les hauts fonds. Les niveaux de Heinrich apparaissent donc comme des marqueurs stratigraphiques puissants et facilement repérables aussi bien dans les profils acoustiques du Golfe de Gascogne que dans les carottes sédimentaires.

Outre la possibilité de corriger les artéfacts de carottage, la reconnaissance des niveaux de Heinrich sur les profils acoustiques permet d'évaluer les taux d'accumulations dans des environnements où aucune carotte n'a été prélevée, ou pour des profondeurs plus importantes que les possibilités actuelles de carottage. Ainsi, si la carotte MD03-2688 permet la corrélation directe des réflecteurs situés à 5, 19 et 23 m sous le sommet de la levée de Crozon avec les évènements de Heinrich 1 à 3, l'interprétation stratigraphique des données 3,5 kHz permet d'attribuer les réflecteurs situés à 27, 30 et 35 m sous le sommet de la levée aux évènements de Heinrich 4, 5 et 6. Ces corrélations permettent de calculer des taux d'accumulation moyens entre chacun de ces évènements (Figure V-22).

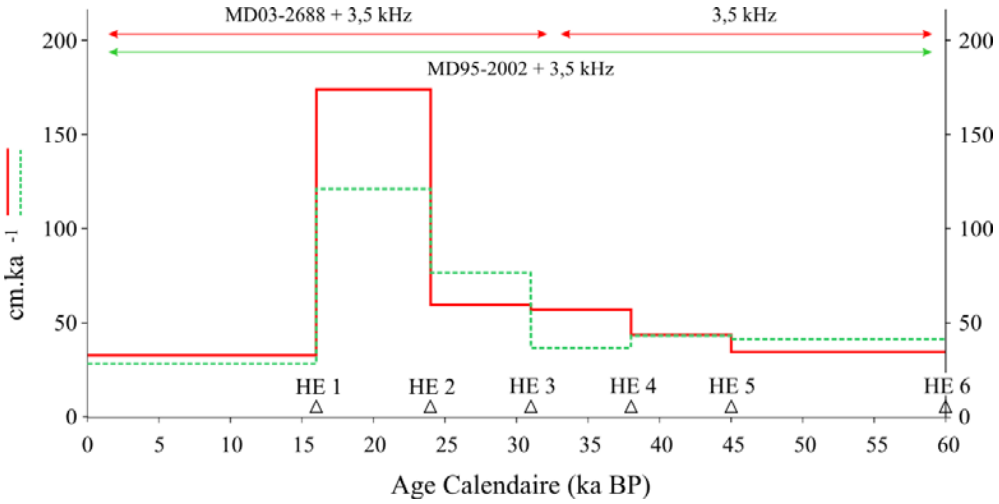


Figure V-22. Evolution des taux de sédimentation entre 60 ka et l'actuel sur la levée de Crozon (site MD03-2688, traits rouges) comparés à ceux sur la Terrasse Mériadzek (site MD95-2002, traits verts). Les points de contrôles correspondent aux évènements de Heinrich (HE) 1 à 6 reconnus à partir des données acoustiques (3,5 kHz) et / ou sédimentaires (carotte). La date de chacun des évènements correspond à celles proposées par Hemming (2004).

La comparaison des taux de sédimentation entre la levée de Crozon et les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne, représentés dans la Figure V-22 par le site MD95-2002, révèle une évolution de ces taux similaire entre 60 ka et l'actuel. La période d'accumulation maximale intervient, sur les deux sites, entre 24 et 16 ka, c'est-à-dire lors de l'épisode de déglaciation (Figure V-22). Le taux de sédimentation moyen sur la levée de Crozon (~60 cm ka^{-1} sur la période 0-60 ka) apparait néanmoins près de deux fois supérieur à celui calculé sur la Terrasse Mériadzek ou la Ride de Blavet sur la même période (35-40 cm ka^{-1}). Les levées turbiditiques de la Marge Nord Gascogne représentent donc des zones d'accumulation préférentielle des sédiments. Les sources et l'évolution à haute-résolution des apports sédimentaires sur l'ensemble des levées de la Marge Nord Gascogne sont discutées ci-après.

3. Etude haute-résolution de l'évolution des apports sédimentaires dans les systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain au cours des derniers 30 000 ans

3.1. Evolution quantitative (Note 1)

L'étude de l'évolution quantitative des apports sédimentaires dans chacun des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain, présentée dans la Note 1, repose sur l'estimation de la fréquence (temps de récurrence) des écoulements gravitaires au sein des systèmes chenaux-levées de Whittard, Guilcher, Crozon et Audierne. L'approche en fréquence a été préférée à l'étude des taux de sédimentation ou des flux terrigènes. En effet, les taux de sédimentation sont localement très variables sur les levées turbiditiques, du fait de la présence de *sediment-waves* par exemple (e.g. Normark *et al.*, 2002; Migeon *et al.*, 2006).

Pour calculer le temps de récurrence des écoulements gravitaires au sein de systèmes chenaux-levées, nous avons comptabilisé dans chacune des carottes le nombre de séquences turbiditiques, et considéré que chacune des turbidites matérialisait le passage d'un courant de turbidité dans le chenal adjacent. La fréquence des écoulements a été déterminée à partir de ce calcul et du modèle d'âge des carottes.

La stratigraphie des carottes, les faciès sédimentaires, l'évolution de la fréquence des écoulements turbiditiques au cours des derniers 30 000 ans dans chacun des complexes chenal-levée de Whittard, Guilcher, Crozon et Audierne, et les forçages à l'origine des variations d'activité des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain sont présentés dans l'article ci-après.

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes :

- La corrélation terre-mer, rendue possible grâce à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique robuste, révèle que la fréquence des écoulements turbiditiques dans le

chenal de Whittard est directement contrôlée par les oscillations majeures du glacier de Mer d'Irlande qui ponctuent la dernière déglaciation.

▪ La fréquence des écoulements turbiditiques dans le système Armoricain, directement contrôlée par les apports sédimentaires en provenance du Fleuve Manche, montre une évolution similaire à celle décrite dans le système Celtique : la fréquence des écoulements s'intensifie brutalement vers 20 ka, atteint un pic vers 18 ka et chute drastiquement après 17 ka (Figure V-23). Les apports maximaux en provenance du Fleuve Manche sont ainsi synchrones de la déglaciation européenne. L'évolution similaire des apports sédimentaires dans les systèmes Celtique et Armoricain implique que le Fleuve Manche est directement connecté aux glaciers européens lors de la dernière période glaciaire.

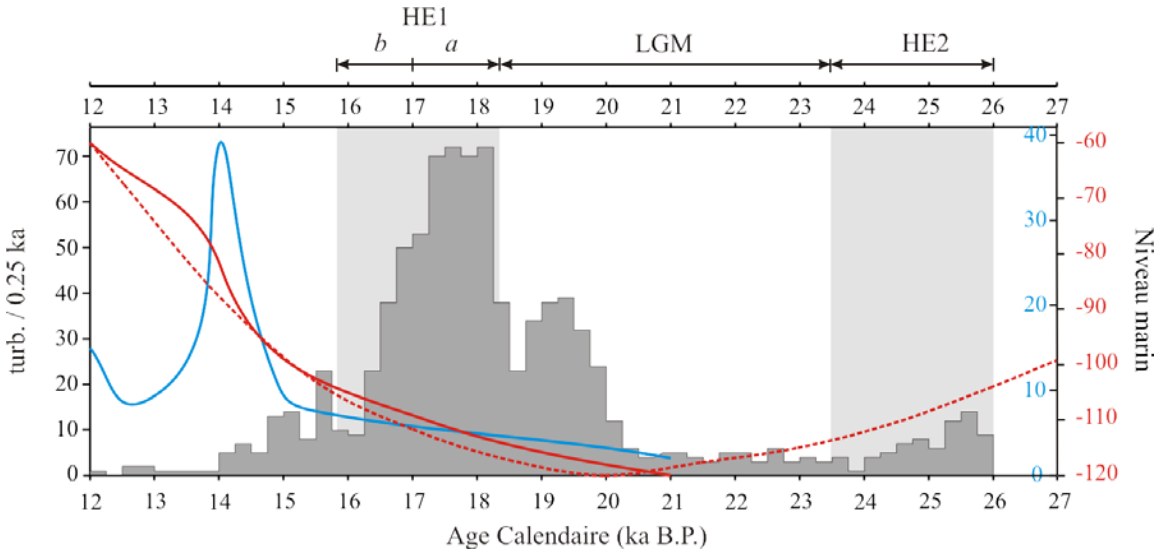


Figure V-23. Evolution de la fréquence des évènements turbiditiques dans le système chenal-levée de Guilcher à travers l'étude de la carotte MD03-2690 (modifié d'après Toucanne et al., 2008). Les courbes rouges correspondent aux reconstructions du niveau d'après Fairbanks (1989 - courbe discontinue) et Waelbroeck et al. (2002 - courbe continue). La courbe bleue correspond à la vitesse de remontée du niveau marin (mm.an^{-1}).

▪ Les conditions de bas niveau marin, bien que facilitant les transferts sédimentaires continent - océan, ont une importance secondaire sur l'alimentation des systèmes turbiditiques de la Marge Nord Gascogne. Au cours du dernier maximum glaciaire, l'activité turbiditique est en effet minimale sur la marge Nord Gascogne (Figure V-23) et celle-ci s'accélère uniquement en réponse à une augmentation brutale des décharges d'eau de fonte et de sédiment issues des calottes environnantes. La remontée significative du niveau marin lors de la transition glaciaire – interglaciaire marque néanmoins la fin de l'activité significative des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain (Figure V-23). Cette fin d'activité trace la disparition du Fleuve Manche, liée à l'invasion progressive de la mer dans la Manche.

Note 1: Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events

S. Toucanne, S. Zaragosi, J.F. Bourillet, F. Naughton, M. Cremer, F. Eynaud, B. Dennielou

Note soumise à *Marine Geology* le 2 février 2007; accepté le 16 août 2007

Abstract 163
1. Introduction 164
2. Geological and environnemental settings 164
3. Material and methods 166
3.1. Chronostratigraphy 168
3.2. Sedimentological analysis 168
4. Material and methods 169
4.1. Chronological framework 169
4.2. Evolution of sedimentary conditions 170
4.2. Turbidite deposit frequency 173
5. Discussion: Implications of the BIIS and Fleuve Manche palaeoriver activities in the Celtic-Armoricain margin during the last 30 ka 174
6. Conclusions 179
References 179

ELSEVIER

Marine Geology 247 (2008) 84 – 103

MARINE GEOLOGY
INTERNATIONAL JOURNAL OF MARINE GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/margeo

Activity of the turbidite levees of the Celtic–Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events

S. Toucanne [a,*], S. Zaragosi [a], J.F. Bourillet [b], F. Naughton [a], M. Cremer [a], F. Eynaud [a], B. Dennielou [b]

[a] *Université Bordeaux 1, UMR 5805-EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France*
[b] *IFREMER, GM/LES, BP70, 29280 Plouzané Cedex, France*

Received 2 February 2007; received in revised form 8 August 2007; accepted 16 August 2007

Abstract

High-resolution sedimentological and micropaleontological studies of several deep-sea cores retrieved from the levees of the Celtic and Armorican turbidite systems (Bay of Biscay North Atlantic Ocean) allow the detection of the major oscillations of the British Irish Ice Sheet (BIIS) and 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges over the last 30,000 years, which were mainly triggered by climate changes.

Between 30 and 20 cal ka, the turbiditic activity on the Celtic Armorican margin was weak, contrasting with previous stratigraphic models which predicted a substantial increase of sediment supply during low sea-level stands. This low turbidite deposit frequency was most likely the result of a weak activity of the 'Fleuve Manche' palaeoriver and/or of a reduced seaward transfer of sediments from the shelf to the margin. However, two episodes of turbiditic activity increase were detected in the Celtic Armorican margin, during Heinrich events (HE) 3 and 2. This strengthening of the turbiditic activity was triggered by the meltwater releases from European ice sheets and glaciers favouring the seaward transfer of subglacial material, at least via 'Fleuve Manche' palaeoriver.

At around 20 cal ka, a significant increase of turbidite deposit frequency occurred as a response to the onset of the last deglaciation. The retreat of the European ice sheets and glaciers induced a substantial increase of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges and seaward transfer of continentally-derived material into the Armorican turbidite system. The intensification of the turbiditic activity on the Celtic system was directly sustained by the widespread transport of subglacial sediments from the British Irish Ice Sheet (BIIS) to the Celtic Sea via the Irish Sea Basin. A sudden reduction of turbiditic activity in the Armorican system, between ca. 19 and 18.3 cal ka, could have been triggered by the first well known abrupt sea-level rise ('meltwater pulse', at around 19 cal ka) favouring the trapping of sediment in the 'Fleuve Manche' palaeoriver valleys and the decrease of the seaward transfer of continentally-derived material.

The maximum of turbiditic activity strengthening in the Celtic Armorican margin, between ca. 18.3 and 17 cal ka, was induced by the decay of European ice sheets and glaciers producing the most extreme episode of the 'Fleuve Manche' palaeoriver runoff and a great seaward transfer of subglacial material into the Bay of Biscay. Between ca. 17.5 and 16 cal ka, the turbiditic activity significantly decreased in both Celtic and Armorican turbidite systems in response to a global re-advance of glaciers and ice sheets in Europe. The last episode of ice sheet retreat, between ca. 16 and 14 cal ka, is well expressed in the Celtic system by a new

* Corresponding author. Tel.: +33 5 40 00 84 38; fax: +33 5 56 84 08 48.
E-mail address: s.toucanne@epoc.u-bordeaux1.fr (S. Toucanne).

0025-3227/$ - see front matter © 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.margeo.2007.08.006

increase of the turbiditic activity. The major episode of sea-level rise at around 14 cal ka ('Meltwater Pulse 1A'), precluding the seaward transfer of sediments, induced the end of turbiditic activity in both the Celtic and the Armorican system.

Although two main phases of global sea-level rise seem to have had an effect on the Celtic Armorican margin, this work proposes the BIIS retreat and associated riverine discharges as the main trigger mechanisms of the turbiditic activity in this region during the last 30,000 years.
© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Bay of Biscay; British–Irish Ice Sheet; 'Fleuve Manche'; palaeoriver; last deglaciation; LGM; Heinrich events; turbidites

1. Introduction

It is widely acknowledged that climate change and resulting sea-level oscillations affect in some way the sedimentary processes operating along continental margins and in particular fine-grained turbidite systems (Stow et al., 1985). This is the case of non-glaciated margins located at mid- to low latitudes of the eastern North Atlantic (south of 26°N), far way from glaciers (e.g. Weaver et al., 2000). Inversely, the eastern North Atlantic margin (north of 56°N) and adjacent submarine fans have been particularly affected by ice sheet oscillations during the last part of the full-glacial period (e.g. Dowdeswell et al., 2002; Elverhoi et al., 1998). The effectiveness of ice sheets for sustained glaciated margins is recorded in the Bear Island Fan (western Barents Sea — 75°N). The Bear Island Fan has a similar area and volume to the low-latitude fluvially-derived Amazon and Mississippi turbidite systems but a smallest drainage basin (Dowdeswell et al., 2002) suggesting that the adjacent glaciers have a great ability to erode their substrate. Recent surging glaciers (e.g. Gilbert et al., 2002) also show the close connection between sediment supply and ice sheet oscillations in the high-latitude continental margins.

The Celtic and Armorican turbidite systems (Bay of Biscay — 46°N) are located at the transition zone between the eastern North Atlantic glaciated and non-glaciated margins. Weaver and Benetti (2006) have suggested that deep-sea sedimentation in this region is mostly like influenced by sea-level changes. However, previous studies on continuous hemipelagic sequences suggest that the Celtic–Armorican margin was affected by the British–Irish Ice Sheet (BIIS) oscillations and in particular during an extreme episode of meltwater discharge via the 'Fleuve Manche' palaeoriver at around 18 cal ka (Eynaud et al., 2007; Mojtahid et al., 2005; Zaragosi et al., 2001b). A recent multi-proxy study on three turbidite levees from northern Celtic–Armorican margin also suggests that the BIIS oscillations have had an impact on the deep-sea clastic sedimentation during the last deglaciation and can provide important information about palaeoenvironmental changes at a high-resolution time-scale (Zaragosi et al., 2006).

However, none of these studies have showed how sedimentary processes operating along this continental margin have been affected by the successive BIIS oscillations occurring between the final stages of the last glacial and the last glacial–interglacial transition (LGIT). The aim of this study is therefore to investigate the relationship between gravity processes in the Celtic and Armorican turbidite systems and the BIIS oscillations for the last 30,000 years. Towards this aim we have performed a high-resolution sedimentological and micropaleontological study from five long piston cores (MD04-2836, MD04-2837, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695) retrieved in turbidite levees of the Celtic–Armorican margin. In particular, we have estimated the frequency of turbidite deposits which allow quantification of the continental sediment supply removing the problems inherent to local sedimentation rate and/or of coring deformations (Skinner and McCave, 2003).

2. Geological and environmental settings

The Celtic–Armorican margin is a passive margin composed of two medium-sized deep-sea clastic systems: the Celtic and the Armorican turbidite systems (Droz et al., 1999; Le Suavé, 2000; Zaragosi et al., 2001a; Zaragosi et al., 2000). The Celtic and Armorican turbidite systems are located in the northern and central part of the Bay of Biscay abyssal plain respectively (Fig. 1), and have been active since the Early Miocene (Droz et al., 1999; Mansor, 2004). Each system covers about 30,000 km^2 in water depths ranging from 4100 m to 4900 m. The turbidite systems are sustained by more than thirty deep canyons capturing continentally-derived sediments. These canyons converge down to five submarine drainage basins (Bourillet et al., 2003) (Fig. 1):

- The 'Grande Sole' extends from the Goban to the Brenot spurs. The Whittard channel–levee system (Fig. 2) is located basinwards of this catchment area;
- The 'Petite Sole' extends from the Brenot to the Berthois spurs and nourishes the Shamrock channel–levee system (Fig. 2);

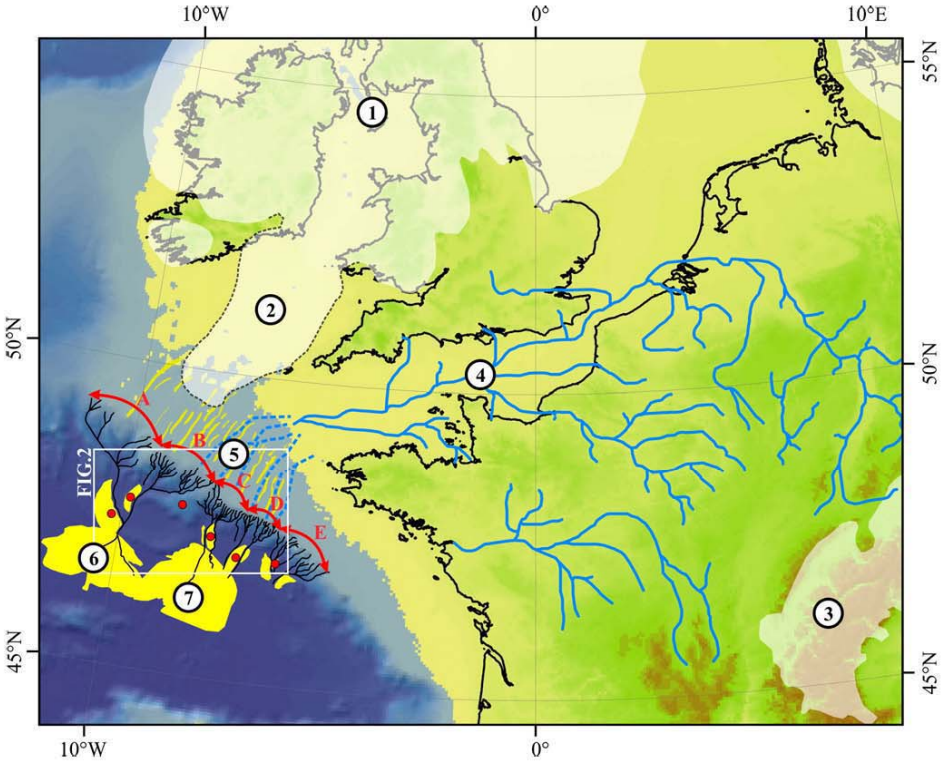


Fig. 1. Physiography of the Celtic–Armorican margin (north-western Europe) during the Last Glacial Maximum (LGM). (1) Extent of the British–Irish Ice Sheet (BIIS) (Bowen et al., 2002); (2) southern extent of the Irish Sea ice stream proposed by Scourse and Furze (2001); (3) extent of the European Alps glacier; (4) 'Fleuve Manche' palaeoriver (Bourillet et al., 2003); (5) Celtic sand banks (Reynaud et al., 1999); fluvial palaeovalleys (blue dashed lines) (Larsonneur et al., 1982); submarine drainage basins: (A) 'Grande Sole', (B) 'Petite Sole', (C) 'la Chapelle', (D) 'Ouest Bretagne', (E) 'Sud Bretagne' (Bourillet et al., 2003); (6) Celtic turbidite system (Droz et al., 1999; Zaragosi et al., 2000); (7) Armorican turbidite system (Zaragosi et al., 2001a). Red circles indicate the core locations. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

- The 'La Chapelle' is located between the Berthois and the Delesse spurs and connects the Blackmud and Guilcher channel–levee systems;
- The 'Ouest Bretagne' is located between the Delesse and the Bourcart spurs linking downstream with the Crozon channel–levee system;
- The 'Sud Bretagne', located between the Bourcart and the Folin spurs, is linked downstream to the Audierne channel–levee system (Fig. 2).

During the last glacial period, the Celtic and Armorican turbidite systems seems to have been particularly influenced by the British–Irish Ice Sheet (BIIS) oscillations and 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges (e.g. Bourillet et al., 2003). It is widely known that the 'Fleuve Manche' palaeoriver activity started during the last glacial period, favoured by the lowering of the sea-level stand and by episodes of the BIIS meltwater discharge (Mojtahid et al., 2005; Zaragosi et al., 2001b) which covered Great Britain and Ireland during the last glacial period (e.g. Bowen et al., 2002). The 'Fleuve Manche' palaeoriver had a large catchment area, including the continental palaeodrainage system of major West European palaeorivers such as the Rhine, Meuse, Seine, Somme, Thames and Solent (Bourillet et al., 2003; Lericolais, 1997) (Fig. 1).

Besides the 'Fleuve Manche' palaeoriver, the Irish Sea Basin seems to have played an important role in sediment supply from the continent to the Celtic–Armorican margin. It is known that the Irish Sea ice stream protruded in the southern Irish Sea and Celtic Sea although its extent is still a matter of debate. Recent simulations (Boulton and Hagdorn, 2006) and geological field studies (Evans and O'Cofaigh, 2003; Hiemstra et al., 2006; O'Cofaigh and Evans, 2007) seem to confirm that the southern limit of this ice stream reached the Isles of Scilly, as previously suggested by Scourse (1991) and Scourse et al. (1990) (Fig. 1).

Many studies from marine deep-sea cores have showed that the BIIS was very sensitive to abrupt climatic changes (e.g. Knutz et al., 2007; Peck et al., 2006) and in particular

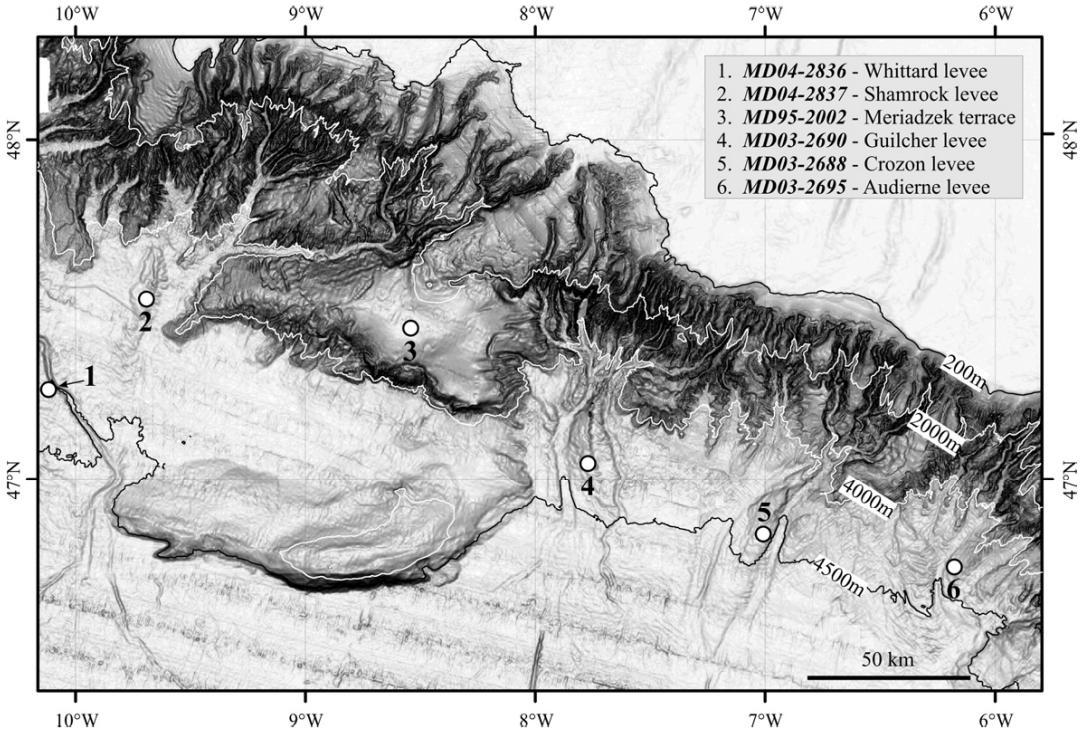


Fig. 2. Shaded morphologic map of the Celtic–Armorican margin. White circles and associated numbers indicate core locations.

during the last deglaciation (Eynaud et al., 2007; Mojtahid et al., 2005; Zaragosi et al., 2006; Zaragosi et al., 2001b). This hypothesis has been confirmed by several continental studies which reveal a progressive but complex decay of the BIIS during the last deglaciation (McCabe and Clark, 1998; McCabe et al., 2007b).

3. Materials and methods

Five long piston cores (Table 1) were retrieved by using the 'Calypso' corer in the Celtic–Armorican margin during the MD133-SEDICAR (Bourillet and Turon, 2003) and the MD141-ALIENOR (Turon and Bourillet, 2004) oceanographic cruises on board the *R/V Marion Dufresne* (IPEV). Cores MD03-2688, MD03-2690 and MD03-2695 were recovered in the Crozon, Guilcher and Audierne turbidite levees (Armorican turbidite system) while cores MD04-2836 and MD04-2837 were collected in the Whittard and Shamrock turbiditic levees (Celtic turbidite system) (Fig. 1 and 2). Previous studies on this region have shown that some of these turbidite levees are mainly composed of a complex sedimentological

Table 1
Key parameters of cores discussed in this study including core number, geographic position, water depth and oceanographic missions

Core number	Latitude	Longitude	Depth (m)	Cruise	Year	Institute
MD95-2002	47° 27.12′ N	08° 32.03′ W	2.174	MD105-IMAGE 1	1995	IFREMER
MD03-2688	46° 48.03′ N	07° 02.93′ W	4.385	MD133-SEDICAR	2003	IFREMER
MD03-2690	47° 01.25′ N	07° 44.99′ W	4.340	MD133-SEDICAR	2003	IFREMER
MD03-2695	47° 43,14′ N	06° 12,68′ W	4.375	MD133-SEDICAR	2003	IFREMER
MD04-2836	47° 16.57′ N	10° 07.69′ W	4.362	MD141-ALIENOR	2004	IFREMER
MD04-2837	47° 31.99′ N	09° 44.01′ W	4.176	MD141-ALIENOR	2004	IFREMER

Table 2
Radiocarbon ages of cores MD04-2836, MD03-2688, MD03-2690 and MD03-2695 and of the neighbouring core MD95-2002

Core number	Depth (cm)	Material	Laboratory number	Corrected ^{14}C age (yr BP)	Calendar age (cal yr BP)	Data origin
MD95-2002	0	*G. Bulloides*	LSCE-99360	1660+/−70	1624	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	140	*G. Bulloides*	LSCE-99361	9080+/−90	10,329	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	240	*N. pachyderma* s.	LSCE-99362	10,790+/−100	12,809	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	420	*N. pachyderma* s.	LSCE-99363	13,330+/−130	15,798	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	454	*N. pachyderma* s.	LSCE-99364	13,800+/−110	16,426	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	463	*N. pachyderma* s.	LSCE-99365	14,020+/−120	16,709	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	510	*N. pachyderma* s.	LSCE-99366	14,170+/−130	16,897	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	550	*N. pachyderma* s.	SacA-003242	14,430+/−70	17,327	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	580	*N. pachyderma* s.	Beta-141702	14,410+/−200	17,332	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	869	*N. pachyderma* s.	SacA-003243	14,900+/−70	18,241	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	875	*N. pachyderma* s.	SacA-003244	14,880+/−160	18,224	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1320	*G. Bulloides*	SacA-003245	18,450+/−90	22,062	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1340	*G. Bulloides*	SacA-003246	19,030+/−100	22,514	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1390	*G. Bulloides*	SacA-003247	20,220+/−80	24,690	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1424	*N. pachyderma* s.	Beta-123696	19,840+/−60	23,777	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1453	*N. pachyderma* s.	Beta-123698	20,030+/−80	23,984	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1464	*N. pachyderma* s.	Beta-123699	20,200+/−80	24,174	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1534	*N. pachyderma* s.	Beta-123697	21,850+/−70	25,734	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1610	*N. pachyderma* s.	Beta-99367	24,010+/−250	28,222	Auffret et al. (2002)
MD95-2002	1664	*N. pachyderma* s.	Beta-99368	25,420+/−230	29,830	Auffret et al. (2002)
MD04-2836	100.5			9275	10,700	Correlation MD95-2002
MD04-2836	150.5	*N. pachyderma* s.	SacA-003248	10,730+/−50	12,788	Zaragosi et al. (2006)
MD04-2836	411.5			11,900	13,938	Correlation MD95-2002
MD04-2836	1354.5	*N. pachyderma* s.	SacA-003249	12,840+/−120	15,159	Zaragosi et al. (2006)
MD04-2836	1656.5	*N. pachyderma* s.	SacA-003253	13,480+/−60	16,017	Zaragosi et al. (2006)
MD04-2836	1761.5	*N. pachyderma* s.	SacA-003254	14,210+/−70	16,956	Zaragosi et al. (2006)
MD04-2836	2131,5	*N. pachyderma* s.	SacA-005971	14,650+/−50	17,727	This paper
MD04-2836	2534.5			15,091	18,396	Correlation MD95-2002
MD04-2836	3525.5	*N. pachyderma* s.	SacA-003256	17,090+/−80	20,209	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2688	157	*G. bulloides*	SacA-004927	8495+/−35	9541	This paper
MD03-2688	480	*N. pachyderma* s.	SacA-004928	12,580+/−90	14,751	This paper
MD03-2688	1084	*N. pachyderma* s.	SacA-004929	14,200+/−70	16,941	This paper
MD03-2688	1704	*N. pachyderma* s.	SacA-004930	14,650+/−110	17,699	This paper
MD03-2688	1955			15,091	18,396	Correlation MD95-2002
MD03-2688	2422	*G. bulloides*	SacA-004931	16,930+/−80	20,057	This paper
MD03-2688	2695			20,220	23,722	Correlation MD95-2002
MD03-2688	2910	*N. pachyderma* s.	SacA-004932	21,570+/−110	25,410	This paper
MD03-2688	3136	*N. pachyderma* s.	SacA-004933	24,890+/−140	29,227	This paper
MD03-2688	3520	*G. bulloides*	SacA-004793	29,160+/−180	34,038	This paper
MD03-2690	151	*G. Bulloides*	SacA-001894	8730+/−60	9900	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	245	*G. Bulloides*	SacA-003233	9450+/−60	10,774	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	425			11,900	13,938	Correlation MD95-2002
MD03-2690	626	*G. Bulloides*	SacA-003234	12,620+/−60	14,863	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	692	*N. pachyderma* s.	SacA-003235	12,770+/−70	15,074	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	1094	*N. pachyderma* s.	SacA-003236	13,840+/−70	16,483	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	1213	*N. pachyderma* s.	SacA-003237	14,030+/−70	16,715	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	1885	*N. pachyderma* s.	SacA-003238	14,650+/−70	17,717	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	2233	*N. pachyderma* s.	SacA-003239	14,960+/−70	18,287	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	2276	*N. pachyderma* s.	Poz. Rad. Lab.	15,080+/−70	18,392	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	2923	*G. Bulloides*	SacA-005972	16,990+/−110	20,115	This paper
MD03-2690	3156	*G. Bulloides*	SacA-003240	18,850+/−100	22,378	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	3376	*N. pachyderma* s.	SacA-003241	20,560+/−70	24,600	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2690	3576	*N. pachyderma* s.	Poz. Rad. Lab.	21,880+/−120	25,769	Zaragosi et al. (2006)
MD03-2695	242			13,463	15,970	Correlation MD95-2002
MD03-2695	878	*N. pachyderma* s.	SacA-005609	14,640+/−60	17,703	This paper
MD03-2695	1187.5	*N. pachyderma* s.	SacA-005610	14,830+/−60	18,030	This paper

Table 2 (*continued*)

Core number	Depth (cm)	Material	Laboratory number	Corrected ^{14}C age (yr BP)	Calendar age (cal yr BP)	Data origin
MD03-2695	1347	*N. pachyderma* s.	SacA-005611	14,990+/−60	18,305	This paper
MD03-2695	1420			15,091	18,396	Correlation MD95-2002
MD03-2695	1991	*N. pachyderma* s.	SacA-005612	17,130+/−70	20,248	This paper
MD03-2695	2255	*N. pachyderma* s.	SacA-005613	20,300+/−100	24,284	This paper
MD03-2695	2393			22,028.2	26,032	Correlation MD95-2002
MD03-2695	2444	*N. pachyderma* s.	SacA-005614	25,600+/−150	30,034.4	This paper
MD03-2695	2600			27,400	32,068	Elliot et al., 2001 (HE3)
MD03-2695	2758	*N. pachyderma* s.	SacA-005616	28,710+/−210	33,536.2	This paper

Radiocarbon ages of this study were performed at the 'Laboratoire de Mesure du Carbone 14' in Saclay ('SacA'). Radiocarbon dates have been corrected for a marine reservoir effect of 400 years and calibrated to calendar years using CALIB Rev 5.0/Marine04 data set (Hughen et al., 2004; Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005) up to 21.78 ^{14}C ka and Bard et al. (1998) thereafter.

succession of turbiditic sequences alternating with ice-rafted laminae and hemipelagic layers (Zaragosi et al., 2006).

3.1. Chronostratigraphy

The age models for cores MD03-2688, MD03-2690, MD03-2695 and MD04-2836 have been determined based on foraminiferal stratigraphy, AMS dating and by using additional control points from the reference core MD95-2002 (Table 2). The age model of core MD95-2002 was based on 20 ^{14}C AMS ages spanning the last 30 ka (Table 2) (Auffret et al., 2002; Grousset et al., 2000; Zaragosi et al., 2006; Zaragosi et al., 2001b).

Cores were sub-sampled with a sample spacing of 5 to 20 cm for micropaleontological analysis along the hemipalegic layers. These hemipelagic layers are not contaminated by reworked material and represent intervals of continuous sedimentation. The subsamples were then dried, weighed and washed through a 150 μm mesh sieve. At least 300 polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s.) were counted jointly with a number of other planktonic species in order to determine the relative abundances (%) of this polar species. Previous studies on this region have shown the suitable use of *N. pachyderma* (s.) to reconstruct drastic sea surface changes which are stratigraphically contemporaneous with major climatic events (Mojtahid et al., 2005; Peck et al., 2007; Zaragosi et al., 2001b).

Thirty four accelerator mass spectrometer (AMS) ^{14}C dates were obtained from cores MD03-2688, MD03-2690, MD03-2695 and MD04-2836 (Table 2).

3.2. Sedimentological analyses

The sedimentological analyses of the Celtic–Armorican deep-sea cores consist firstly of visual description and X-ray analysis obtained with a SCOPIX image processing tool (Migeon et al., 1999). Additionally, grain-size analysis were performed using a Malvern™ Supersizer 'S'. Finally, microscopical observations of about ten thin-sections (10 cm long) of impregnated sediments selected from well-preserved and representative sedimentary facies were performed using a fully automated Leica™ DM6000B Digital Microscope. The last method has been recently detailed in Zaragosi et al. (2006).

In order to understand the activity of the Celtic and Armorican turbidite systems, we have detected and quantified the number of turbiditic deposits in the Whittard, Guilcher, Crozon and Audierne turbidite levees. For this, we firstly observed several thin-sections of impregnated sediments representing distinctive alternated facies of ice-rafted, turbiditic deposits and hemipelagic layers (Fig. 3). Secondly, we have determined the criteria to distinguish each facies via microscope and X-ray imagery. Finally, we applied these criteria to distinguish each facies in all cores using X-ray imagery. Indeed, microscopic observation of IRD laminae reveals heterogeneous and scattered angular lithic grains within fine-bioturbated clay while fine (mm-thick) and slightly dark layers are observed in the X-ray imagery (Fig. 3). Turbiditic deposits are generally thicker (mm-thick to cm-thick) than IRD laminae and present usually sharply eroded basal contacts. The progressive transition from very dense (dark) contacts to a slightly lighter (grey) top of sequences, visible on X-ray imagery, is associated with the typical fining-up trend of turbiditic deposits (Bouma, 1962; Stow and Piper, 1984) (Fig. 3).

Each turbiditic deposit of cores MD04-2836, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695 has been counted using X-ray imagery. Turbidites have not been counted in core MD04-2837 because this record presents important disturbances linked to coring stretching. Following this, we have quantified the turbidite deposit frequency on the Whittard, Guilcher, Crozon and Audierne levees per

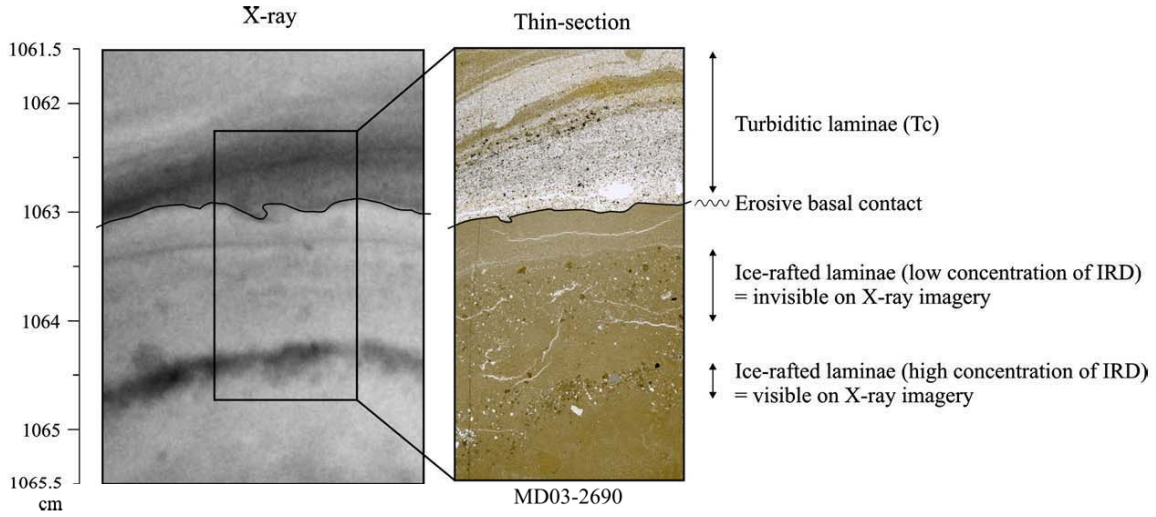


Fig. 3. Recognition of turbiditic and ice-rafted laminae on X-ray imagery and on the microscope using thin-sections of impregnated sediment.

1000 years. We assumed that this quantification represents the minimum value of turbidite frequency because of possible erosive losses and/or non-deposit events (i.e. by-pass).

4. Results

4.1. Chronological framework

It is usually difficult to reconstruct an accurate stratigraphy in turbidite levees because these environments are mainly composed of reworked sedimentary material. Therefore, we have used the abundance peaks of *N. pachyderma* (s.) determined in well-preserved hemipelagic material as primary tool to establish the age model of cores MD04-2836, MD04-2837, MD03-2688, MD03-2690 and MD03-2695. This method allows the detection of several paleoclimatic events during the end of the Marine Isotopic Stages (MIS) 3, MIS 2 and MIS 1: Heinrich events (HE 3, HE 2 and HE 1), Last Glacial Maximum (LGM), Greenland Interstadial 1 (GIS1)/ Bölling–Alleröd (BA), Younger Dryas (YD) and the Holocene (Fig. 4).

The maximum expansion of the polar foraminifera *N. pachyderma* (s.) in the Celtic–Armorican margin between ca. 18.3 and 16 cal ka (Fig. 4), suggesting extremely cold sea surface waters, is contemporaneous with the presence of ice-rafted detritus (IRD) in the reference core MD95-2002 (Zaragosi et al., 2001b). Although IRD are detected between ca. 18.3 and 16 cal ka, their maximum expression occurred within the interval 17–16 cal ka. The age limits of this cold episode are synchronous with those proposed by Elliot et al. (2001) for Heinrich (HE) 1 event elsewhere in the North Atlantic region. The other episodes of *N. pachyderma* (s.) maximum expansion (~90–100%) occurring at ca. 23.5–26 cal ka and at ca. 30–32 cal ka are also synchronous with the age limits of HE 2 and HE 3, respectively (Elliot et al., 2001). We assume therefore that these cooling events detected in the Celtic–Armorican margin are most likely the result of the impact of Heinrich events. Previous works on the eastern North Atlantic (e.g. Bond et al., 1992; Eynaud et al., 2007) have shown a sea surface cooling episode preceding the maximal arrival of IRD. Other records from the mid-latitudes of the North Atlantic region have shown the same complex pattern in both marine and terrestrial environments, which have been associated to the well known Heinrich events (e.g. Bard et al., 2000; Chapman et al., 2000; Naughton et al., 2007; Naughton et al., submitted for publication).

The Younger Dryas cold period is also defined by the increase of the *N. pachyderma* (s.). However, an intriguing sedimentary hiatus is observed at around this period in cores MD03-2688 and MD03-2695 (Fig. 4). The planktonic foraminiferal assemblages show that the Early Holocene and Bølling–Allerød periods are well recorded in both cores (Duprat, *comm. pers.*).

Furthermore, radiocarbon results have confirmed that core-to-core correlations, based on abrupt increases in abundances of *N. pachyderma* (s.), represent the temporal limits of the cold episodes that punctuated the final part of the last glacial period (Table 2 and Fig. 4).

The age model of core MD03-2688 indicates that this core covers the last ca. 34 cal ka (~29.1 ^{14}C ka); core MD03-2695 extends back to ca. 33.5 cal ka (~28.7 ^{14}C ka)

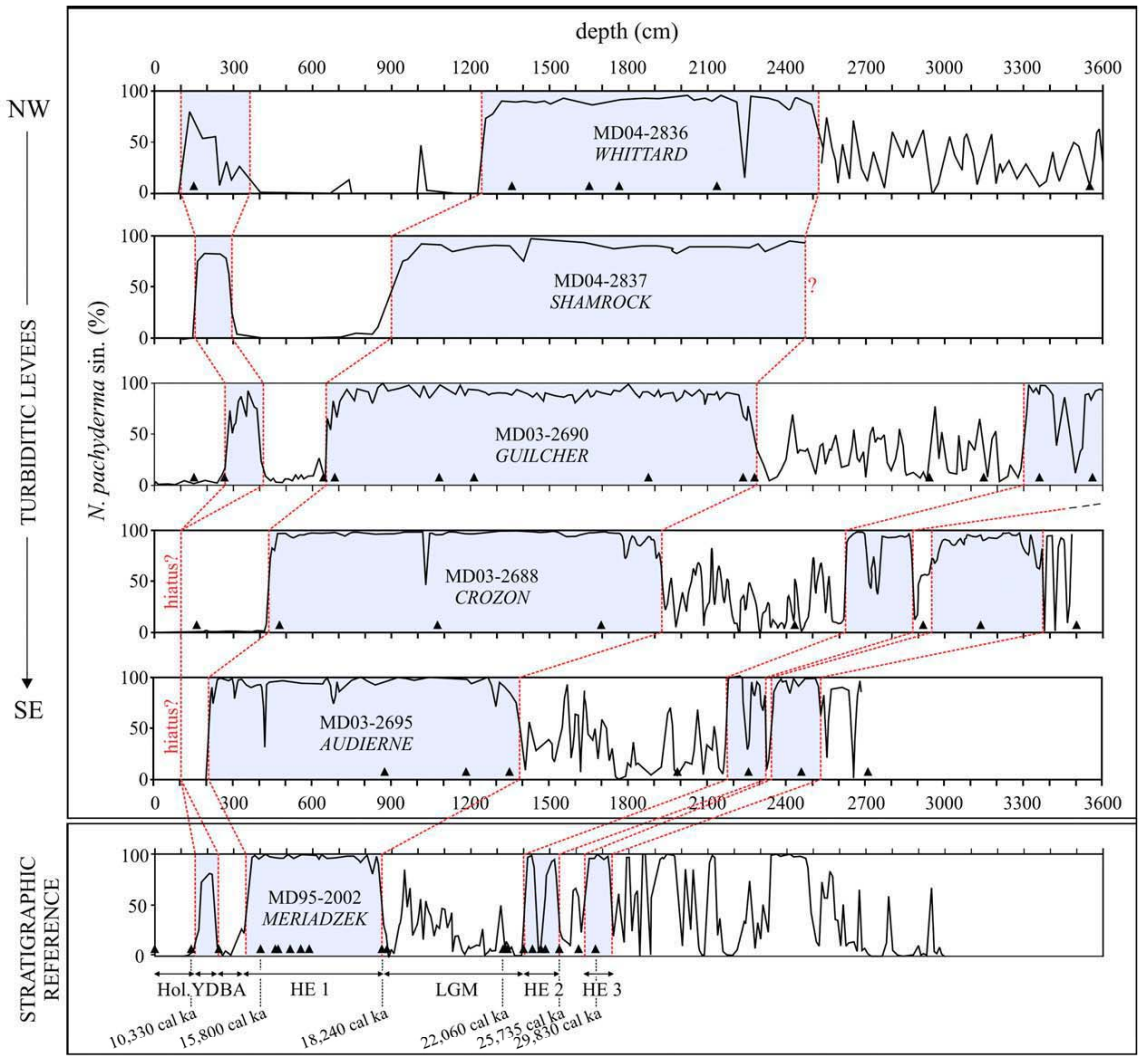


Fig. 4. Abundance (%) of foraminifera *N. pachyderma* (s.) in cores MD04-2836, MD04-2837, MD03-2690 (Zaragosi et al., 2006), MD03-2688, MD03-2695 (this study) and MD95-2002 (Zaragosi et al., 2001b). Black triangles indicate the depth of samples used for AMS dating. Blue shading corresponds to cold periods. Dashed red lines represent core-to-core correlation using the limits of cold episodes. Hol: Holocene, YD: Younger Dryas, BA: Bölling–Alleröd, HE: Heinrich events (1 to 3), LGM: Last Glacial Maximum. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

and core MD03-2690 to ca. 26 cal ka (~22 ^{14}C ka); and core MD04-2836 spans ca. 20.4 cal ka (~17.3 ^{14}C ka) (Fig. 4 and Table 2).

4.2. Evolution of sedimentary conditions

The detailed sedimentological analysis (visual description, X-ray imagery, grain-size measurements and thin-section analysis) of the studied cores has allowed the identification of six lithofacies (Figs. 5, 7 and 8). These lithofacies represent the evolution of the sedimentary conditions on the Whittard, Blackmud, Guilcher, Crozon and Audierne levees during the last 30,000 years (Fig. 5):

Lithofacies 1, between 0 and 8 cal ka (Mid- and Late-Holocene), is constituted by homogeneous, structureless marly ooze containing a temperate foraminiferal assemblage (*Globigerinoides ruber*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia hirsuta*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Orbulina universa*) (Fig. 5). This lithofacies forming the modern deep-sea Bay of Biscay seafloor has been interpreted on the turbidite levees as a pelagic to hemipelagic drape deposits without significant turbidite

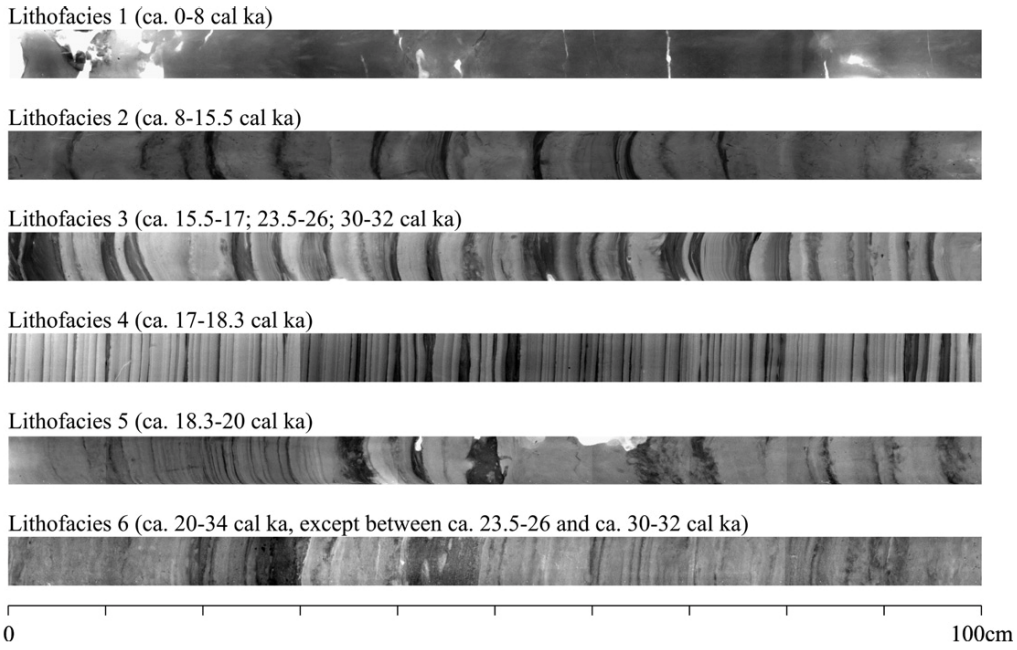


Fig. 5. Examples of some representative X-rayed slabs of lithofacies 1 to 6.

supplies from the continental shelf (Zaragosi et al., 2006).

Lithofacies 2, between ca. 8 and 15.5 cal ka, consists of homogeneous structureless clay interbedded with some centimetre-scale silt to very fine sand layers (Fig. 5). Sedimentation rates range from 270 to 370 cm ka $^{-1}$ and reach 770 cm ka $^{-1}$ in core MD04-2836 (Fig. 6). Beds display a sharply erosive basal contact and are normally graded, with a basal grain-size median ranging from 20 to 80 μm in core MD04-2836, 40 to 80 μm in core MD03-2690 and 60 to 140 μm in core MD03-2688. According to Stow and Piper (1984), these beds represent silt-mud turbidites deposited from the overflow of turbidity currents while homogeneous clay is interpreted as hemipelagic deposits.

Lithofacies 3, between ca. 15.5 and 17 cal ka, ca. 23.5 and 26 cal ka and ca. 30.5 and 32 cal ka., shows a monospecifism of the polar foraminifera *N. pachyderma* (s.) and contains frequent thinning- and fining-upward sequences of very fine sand and silt deposits with erosive basal contacts (Fig. 5). These sequences are interpreted as fine-grained turbidites. Turbidite layers are thin (1 to 10 cm) and their basal grain-size ranges from 40 to160 μm in core MD04-2836, 50 to 140 μm in core MD03-2690, 30 to110 μm in core MD03-2688 and 15 to 100 μm in core MD03-2695. Numerous IRD-rich millimetre-scale clay layers are also interbedded with the turbidite sequences. Sedimentation rates range from 110 to 500 cm ka $^{-1}$ in cores MD04-2836 and MD03-2690 respectively (Fig. 6). Lithozone 3 reveals periods of important turbidite deposits associated with numerous ice-rafting events on the sedimentary levees of the Celtic–Armorican margin.

Lithofacies 4, between ca. 17 and 18.3 cal ka, is an ultra-laminated sediment composed of IRD-rich millimetre-scale clay layers and fine fining-upward silty laminae with sharp basal contacts (Figs. 5 and 7). Some silty to very fine sandy deposits are also observed and show thin cross-rippled laminations. These laminations are interpreted to be of turbiditic origin. Their basal grain-size ranges from 40 to 140 μm in cores MD04-2836 and MD03-2690, 20 to 120 μm in core MD03-2688 and 20 to 180 μm in core MD03-2695. Load casts and flame structures are commonly present at the lower contacts of the turbidites. A monospecifism of *N. pachyderma* (s.) is also described in lithofacies 4. Sedimentation rates are extremely high (>600 cm ka $^{-1}$) and reach up to 950 cm ka $^{-1}$ in core MD03-2695 (Fig. 6). Lithofacies 4 reveals a high sediment supply period produced by very frequent turbidity currents in the channel–levee systems and numerous ice-rafting events.

Lithofacies 5, between ca. 18.3 cal ka and ca. 20 cal ka, is characterized by homogeneous structureless clay interbedded with some fining-upward millimetre- to centimetre-scale silt to sand deposits with erosive basal

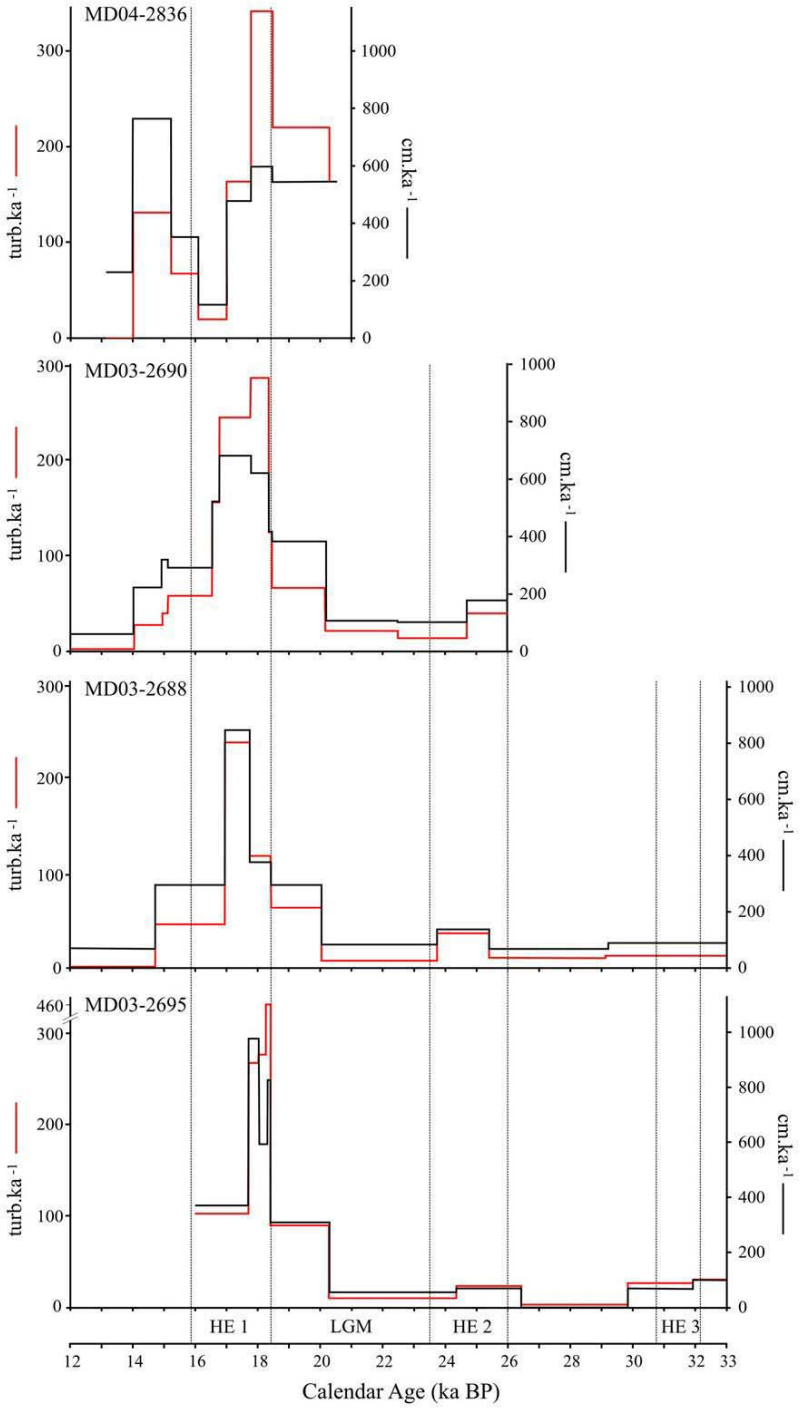


Fig. 6. Evolution of sedimentation rates (continuous black line — cm ka ^{1}) and of turbidite deposit frequency (continuous red line — turb ka ^{1}) in cores MD04-2836, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695. Although sedimentation rates must be considered with precaution because of frequent oversampling in Calypso piston cores (Skinner and McCave, 2003), the resulting curves parallel those of the turbidite deposit frequency suggesting that sedimentation rates can be considered as fairly valid. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

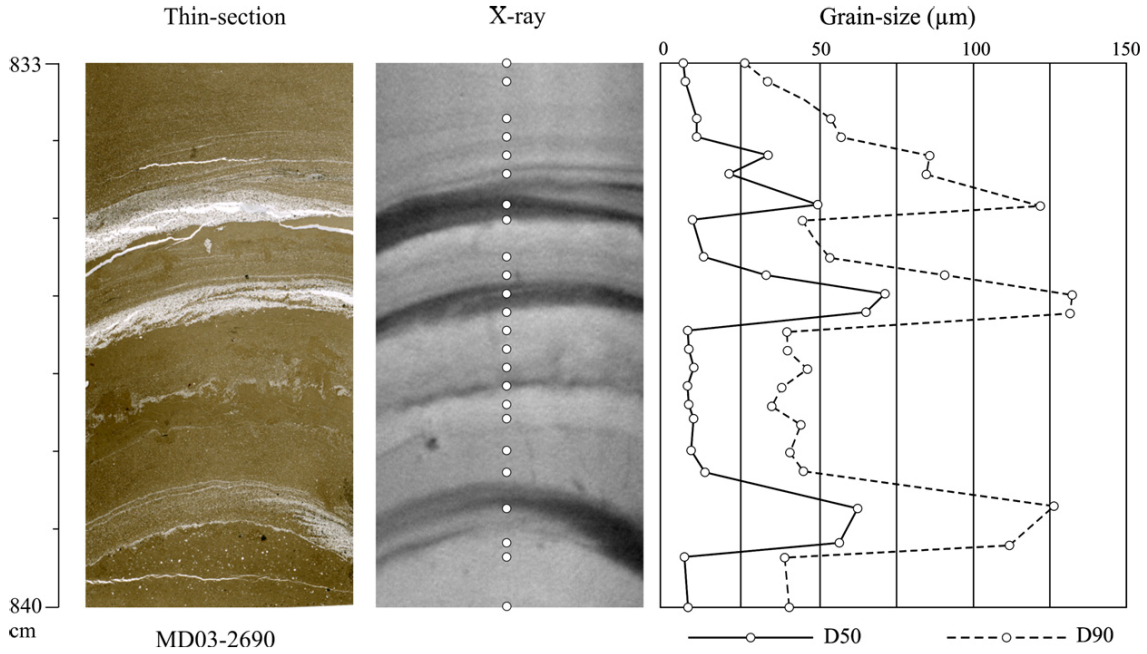


Fig. 7. Example of a thin-section of impregnated sediment (left) from lithofacies 4 in core MD03-2690, X-ray (middle) and grain-size measurements (right). D50 (continuous line) = grain-size at which 50% of sample is finer; D90 (dashed line) = grain-size at which 90% of sample is finer. Open circles represent the chosen samples used for grain-size analysis. Black layers represent turbidite deposits in the X-ray imagery.

contacts (Fig. 5). These sequences are interpreted as fine-grained turbidites. Some parts of the top of lithofacies 5 are laminated and represent a transition zone between the ultra-laminated lithofacies 4 and the base of the lithofacies 5 which is mostly composed of scattered centimetre-scale turbidites. The grain-size of the base of turbidite beds ranges from 40 to 160 μm in core MD04-2836, 50 to 190 μm in core MD03-2690, 60 to 240 μm in core MD03-2688 and 50 to 230 μm in core MD03-2695. Mean sedimentation rates range from 290 to 375 cm ka ^{1} except in core MD04-2836 where it reaches 545 cm ka ^{1} (Fig. 6). Lithofacies 5 shows hemipelagic sedimentation interbedded with some turbidites deposits that are more massive and more spaced in its basal part, thus defining a transition sedimentary facies between lithofacies 4 and lithofacies 6.

Lithofacies 6 was deposited between ca. 20 and 34 cal ka, except during ca. 23.5–26 cal ka and ca. 30.5–32 cal ka periods which corresponds to lithofacies 3. Lithozone 6 is dominated by massive, fining-upward silt to sand deposits, interpreted as turbidites (Figs. 5 and 8). Grain-size appears to be similar to that characterising lithofacies 5. However, turbidites of lithofacies 6 are thicker (centimetre to decimetre-scale) than turbidites of lithofacies 5. Sedimentation rates are moderate to low with values ranging from 15 to 100 cm ka ^{1} (Fig. 6). Lithofacies 6 reveals a period of rare but massive turbidity current activity.

4.3. Turbidite deposit frequency

The frequency of the turbiditic deposits (turb ka ^{1}) has been estimated from cores MD04-2836, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695 for the last 30 ka (Figs. 6, 9 10 and 11). Three main periods of turbiditic activity are observed:

a) From ca. 33 to 20 cal ka, there is a general low turiditic activity in the Guilcher, Crozon and Audierne channel–levee systems. The turbidite deposit frequency ranges from 0 to 40 turbidites per thousand years (turb ka ^{1}). A moderate frequency of turbiditic deposits occurred during HE 3 and HE 2 (30 to 40 turb ka ^{1}) while low turbiditic activity (max. 15 turb ka ^{1}) is associated with the end of MIS 3 and the early- and mid-LGM (Figs. 6 and 9).
b) Between ca. 20 to 17 cal ka, there is a general huge increase in the frequency of the turbidite deposits (75 turb ka ^{1} in core MD03-2688 and 230 turb ka ^{1} in core MD04-2836) (Figs. 6, 9 and 10). A higher resolution study of the frequency of the turbidite deposits (number of turbidites per 250 years), in core

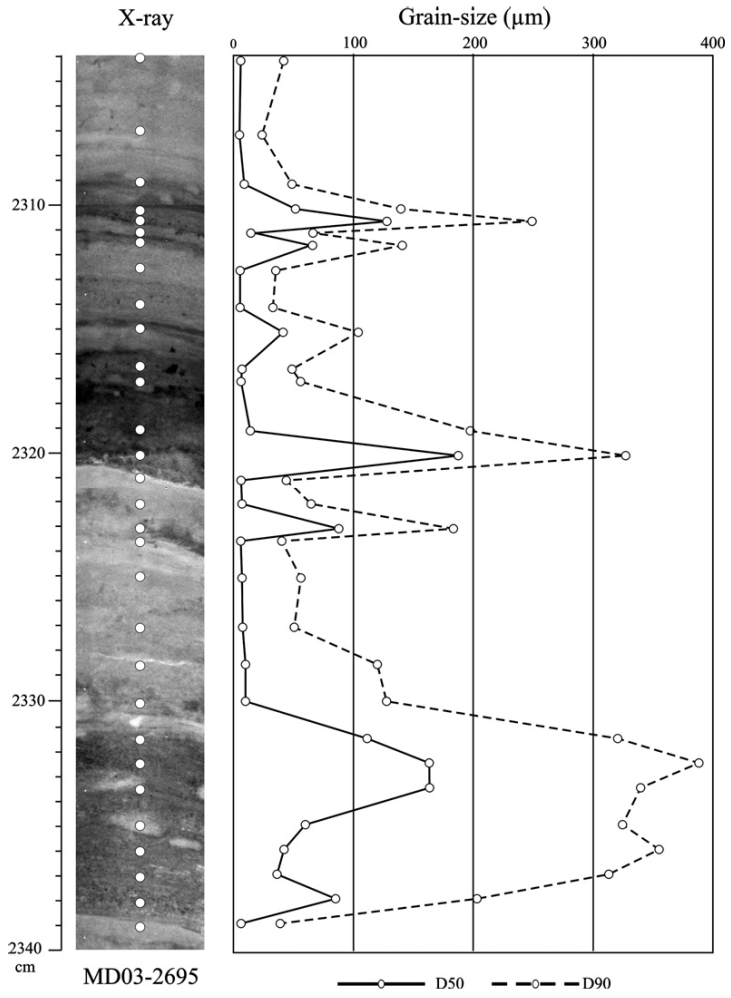


Fig. 8. Example of an X-rayed slab (left) from lithofacies 6 in core MD03-2695 and grain-size measurements (right). D50 (continuous line) = grain-size at which 50% of sample is finer; D90 (dashed line) = grain-size at which 90% of sample is finer. Open circles represent the chosen samples used for grain-size analysis. Black layers represent turbidite deposits in the X-ray imagery.

MD03-2688, shows a sudden episode of turbidite deposit frequency decrease between ca. 19 and 18.3 cal ka (Fig. 10). The turbiditic activity reached a maximum intensity between ca. 18.3 to 17 cal ka in all cores independently of the time resolution used to calculate those frequencies (Figs. 6, 9 and 10).

c) From ca. 17 to 16 cal ka, there is a sharp decrease of the turbiditic activity in all cores. The turbidite deposit frequency reached 60 to 120 turb ka ^{1} on the Guilcher, Crozon and Audierne levees and only 25 turb ka ^{1} on the Whittard levee between 17 and 16 cal ka (Figs. 6, 9, 10 and 11).

d) From ca. 16 to 0 cal ka, although there is a gradual decrease of the turbiditic activity in most areas (Figs. 6, 9, 10 and 11), Whittard records shows a significant reactivation of gravity processes at the beginning of this interval. Indeed, turbidite deposit frequency of core MD04-2836 reaches 130 turb ka ^{1} between ca. 16 and 14 cal ka while attaining only 25 turb ka ^{1} between ca. 17–16 cal ka and 8 turb ka ^{1} between ca. 14–13 cal ka (Fig. 11).

5. Discussion

5.1. Implications of the BIIS and 'Fleuve Manche' palaeoriver activities in the Celtic–Armorican margin during the last 30 ka

The high-resolution sedimentological and micropaleontological study of several marine deep-sea cores

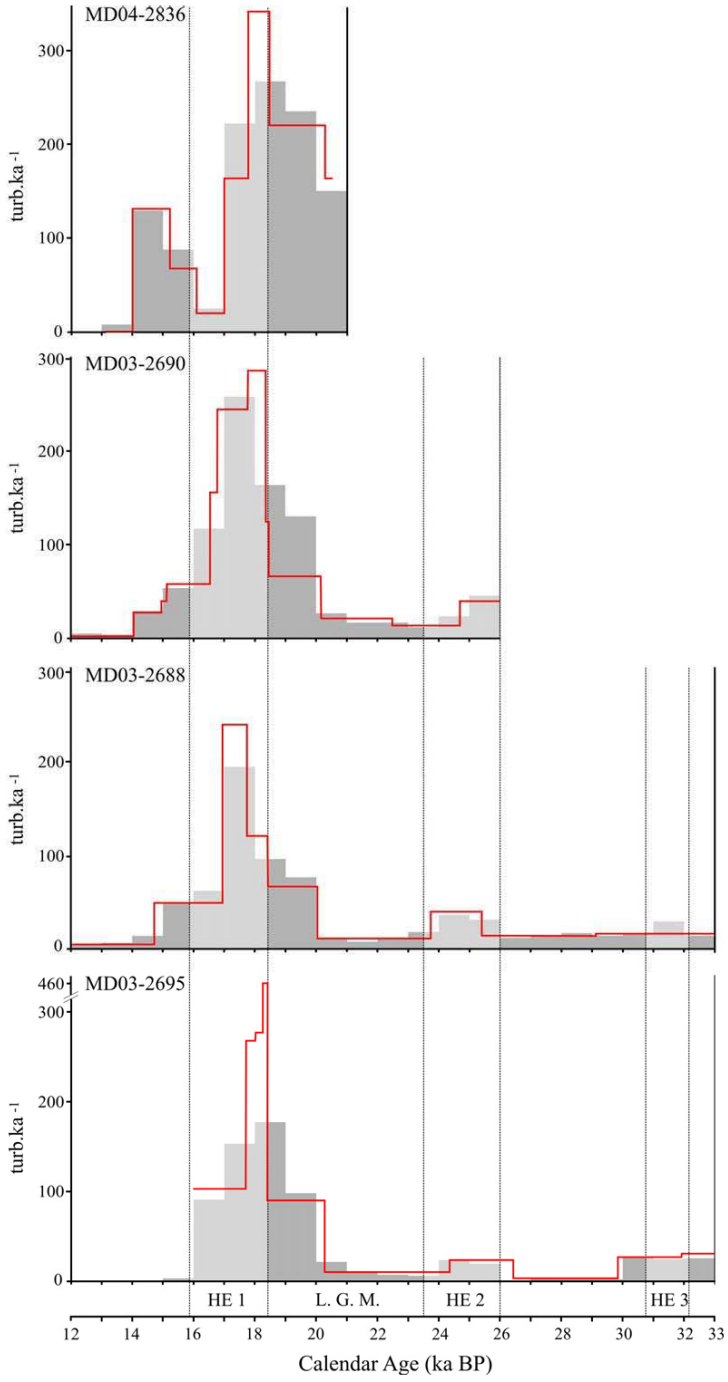


Fig. 9. Evolution of the turbidite deposit frequency (histograms — turb ka $^{-1}$) using time slices (1 ka) of the age models of cores MD04-2836, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695. The continuous red line represents the frequency of turbidite deposits (turb ka $^{-1}$) calculated by using two consecutive control points. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

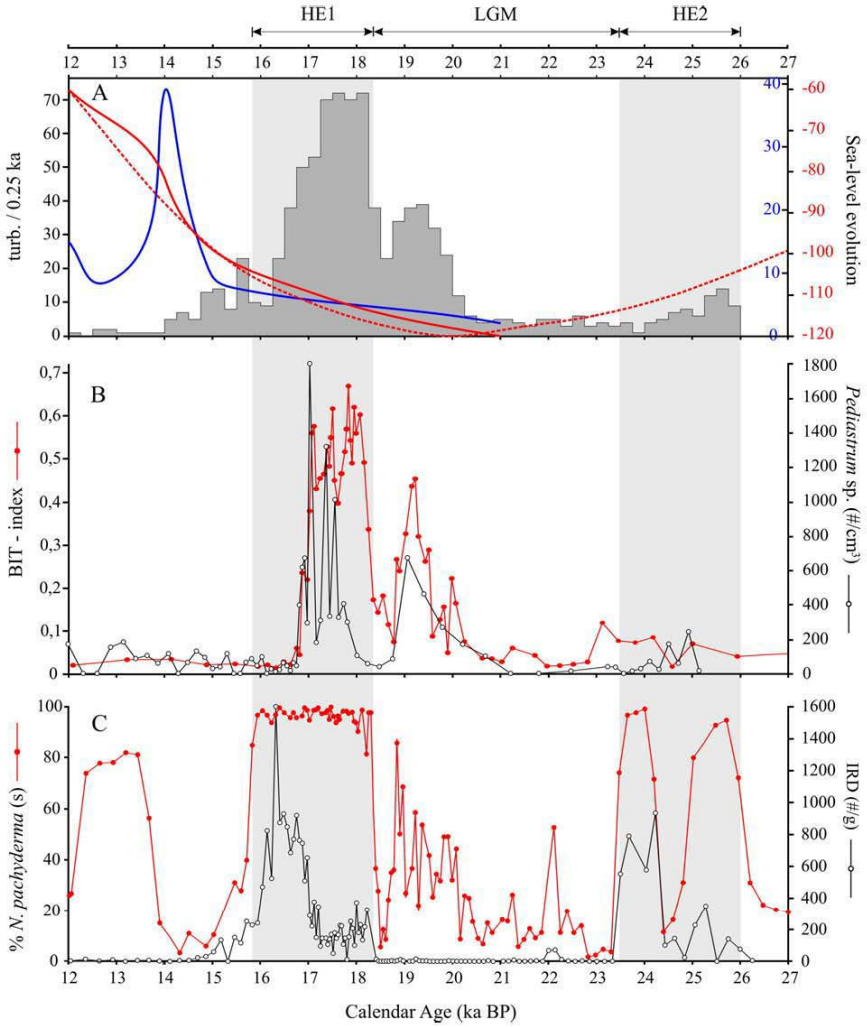


Fig. 10. Comparison between: (A) sedimentologic data of core MD03-2690 and (B, C) palaeoclimatic records of core MD95-2002 between 27 and 12 cal ka. (A) Histogram represents the turbidite deposit frequency with a 250-year resolution (turb./0.25 ka). Red curves show the relative sea-level evolution (m) described by Fairbanks (1989) (continuous line) and by Waelbroeck et al. (2002) (dashed line). Blue line represents the rate of sea-level rise (mm a ^{1}) and the 'Meltwater Pulse 1A' (MWP 1A — ca. 14 cal ka) (Fairbanks, 1989). (B) BIT-index (Ménot et al., 2006) and *Pediastrum* sp. abundances (# cm ^{3}) (Eynaud, 1999; Zaragosi et al., 2001b). (C) Abundances of IRD > 150 μm (# g ^{1}) and *N. pachyderma* (s.) (%) (Zaragosi et al., 2001b). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

retrieved on the turbidite levees of the Whittard, Blackmud, Guilcher, Crozon and Audierne channel–levee systems allows the detection of the major BIIS oscillations and 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges during the last 30 ka. The turbidite deposit frequency estimated in MD04-2836, MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695 deep-sea cores reflects important oscillations of sediments supply into the Celtic and Armorican turbidite systems between 30 ka and 14 ka BP (Figs. 6 and 9).

The last glacial period is marked by the long-term increase of the global ice volume, contemporaneous with the global sea-level fall (Chappell, 2002; Lambeck et al., 2002). The last sea-level lowstand, contemporaneous with the final stages of the global ice expansion occurred between ca. 30 and ca. 20 cal ka (Lambeck et al., 2002). However, during this interval, several millennial-scale climate oscillations have been observed in both Greenland and North Atlantic records (Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993) producing substantial sea-level changes (Siddall et al., 2003). In this work, we define the LGM as a period of relatively stable climate that occurred between HE 2 and HE 1 following

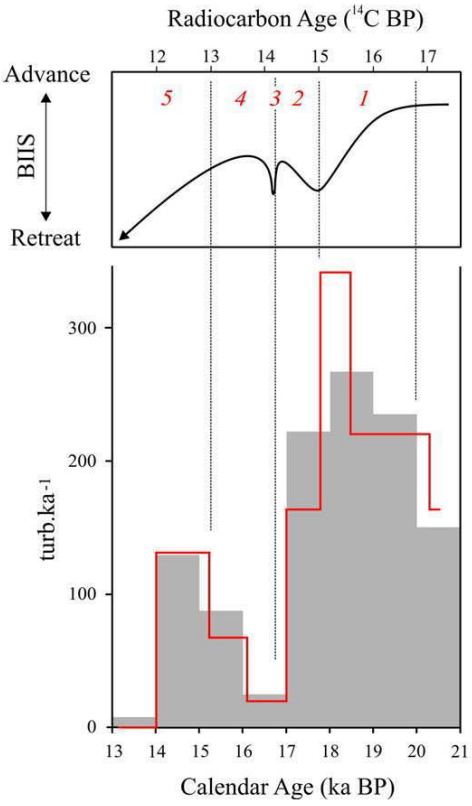


Fig. 11. Comparison between turbidite deposit frequency in the Celtic turbidite system (core MD04-2836) (this study) and the BIIS oscillations in the Irish Sea Basin (McCabe et al., 2007b). Continuous red line show the frequency of turbidite deposits (turb ka $^{-1}$) between two consecutive control points of the age model of core MD04-2836 while the histogram show the turbidite deposit frequency using a time slicing of 1 ka. 1: 'Cooley Point Interstadial' (from ≥ 16.7 to ≤ 15 ^{14}C ka BP); 2: 'Clogher Head Stadial' (from ≥ 15 to ≤ 14.2 ^{14}C ka BP); 3: 'Linns Interstadial' (~ 14.2 ^{14}C ka BP); 4: 'Killard Point Stadial' (from ≥ 14.2 to ~ 13.0 ^{14}C ka BP); 5: 'Rough Island Interstadial' (after ~ 13.0 ^{14}C ka BP) (McCabe et al., 2007b). Note the close relationship between the main retreat periods of the BIIS and enhanced turbiditic activity in the Whittard channel. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the EPILOG (Mix et al., 2001) and MARGO (Kucera et al., 2005) suggestions.

It is commonly accepted that sea-level lowstand conditions favoured the seaward sediment transfer from the continent to the deep-sea turbidite systems (e.g. Posamentier and Vail, 1988). Therefore, we should expect to detect a maximum of the turbidite frequency in the Celtic and Armorican turbidite systems synchronous with the last lowest sea-level stand. Our data shows, on the contrary, that there is a general weak sediment supply to the Celtic and Armorican turbidite systems between ca. 30 and ca. 20 cal ka (Figs. 6 and 9). The low turbidite deposit frequency within ca. 30 and 20 cal ka in the Celtic–Armorican margin can probably be due to weak runoff rates of the 'Fleuve Manche' palaeoriver and/or to low seaward sediment transfer which was probably blocked on the shelf as a response to the deposition of sand banks in the Celtic sea (Reynaud et al., 1999). Nonetheless, the presence of some turbidite sequences in this region is most likely the result of sediment seaward transfer from the delta located in the 'Fleuve Manche' palaeoriver mouth (Lericolais, 1997; Zaragosi et al., 2001a). Two episodes of turbidite frequency increase contemporaneous with HE 3 and HE 2 punctuated the general low turbidite activity period (Figs. 6, 9 and 10). This increase of turbiditic activity during HE 3 and HE 2 was likely the result of an increase of seaward transfer of subglacial sediment as a response to meltwater releases from surrounded ice sheets and glaciers, confirming what has been previously proposed by climate simulations (e.g. Clarke et al., 1999; Forsström and Greve, 2004) as well as by sedimentological studies on the eastern Canadian margin (e.g. Hesse et al., 2004; Rashid et al., 2003).

A significant increase of sediment supply shown by the increase of the turbidite deposit frequency is observed since ca. 20 cal ka in cores MD04-2836 (i.e. in the Celtic turbidite system), MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695 (i.e. in the Armorican turbidite system) (Figs. 6 and 9). The quantity of sediment supply into the Celtic turbidite system is higher than that of the Armorican turbidite system.

The 'Grande Sole' drainage basin was connected to the Celtic Sea (Fig. 1) funnelling substantial volume of sediment directly released by the BIIS and the Irish Sea ice stream (Bowen et al., 1986; Eyles and McCabe, 1989) into the Celtic turbidite system via the Irish Sea Basin. The 'Cooley Point Interstadial', starting at ca. 20 cal ka (~ 16.7 ^{14}C ka BP (McCabe and Clark, 1998)), characterises the beginning of the BIIS deglaciation and induced the widespread transport of subglacial sediments to the south-east Irish ice-margin as previously suggested by several continental records (Bowen et al., 2002; McCabe et al., 2005). The high turbiditic activity in the Whittard channel synchronous with the major episode of the Irish Sea ice stream retreat (Fig. 11) suggests that the Irish Sea Basin was probably affected by fully marine conditions, favouring the direct seaward transfer of sediments from the BIIS. These fully marine conditions were attained because the isostatic depression of the Irish Sea Basin vastly exceeded the eustatic lowering as suggested by Clark et al. (2004) and McCabe et al. (2007a; 2007b).

Although the turbidite deposit frequency in the Armorican turbidite system is lower than that recorded in the Celtic system, an increase of the turbiditic activity has been also detected in cores MD03-2690, MD03-2688 and MD03-2695 at around 20 cal ka (Figs. 6, 9 and 10). This increase of the turbidite deposit frequency in the Armorican turbidite system suggests the strengthening of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges at around 20 cal ka. Seismic records from this region show the presence of Neogene fluvial palaeovalleys in the present-day shelf (Fig. 1), between the 'Fleuve Manche' palaeoriver and canyons of the Armorican margin (Bourillet et al., 2003). This suggests that these sub-environments were directly connected in the past, favouring the great seaward transfer of sediments from the 'Fleuve Manche' palaeoriver via the numerous canyons which composed the 'La Chapelle', 'Ouest Bretagne' and 'Sud Bretagne' drainage basins (Figs. 1 and 2). Furthermore, previous studies on this region detected an increase of *Pediastrum* sp. concentration (freshwater alga) (Zaragosi et al., 2001b) and of BIT-index (Branched and Isoprenoid Tetraether) (Ménot et al., 2006) reflecting the introduction of high quantities of fluvial terrestrial organic material in the Armorican margin contemporaneous with the increase of turbiditic activity in this area (Fig. 10). Additionally, recent simulations have shown that tides and tidal currents of the Celtic–Armorican shelf also contributed to the seaward transfer of continental material between 20 and 10 ka (Uehara et al., 2006).

The strengthening of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges was probably induced by the retreat of the BIIS, the European glaciers and the south-western part of the Fennoscandian ice sheet. The well known episodes of glacier decay in Scandinavia (Rinterknecht et al., 2006), Poland (Marks, 2002) and in the European Alps (Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2004) at around ca. 20 cal ka corroborate our hypothesis.

The retreat and melting of the European ice sheets and glaciers at ca. 20 cal ka contributed to an abrupt sea-level rise, known as a 'meltwater pulse' at around 19 cal ka (19-ka MWP) (Clark et al., 2004; Yokoyama et al., 2000). This abrupt episode lasted 500 years and sea-level rise amounted to over 15 m (Yokoyama et al., 2000) favouring the trapping of sediments in the 'Fleuve Manche' palaeoriver valleys. Synchronously, the decrease of both BIT-index and *Pediastrum* sp. concentration in the neighbouring core (MD95-2002) (Ménot et al., 2006; Zaragosi et al., 2001b) (Fig. 10) suggests a decrease of continentally-derived material to the Armorican margin, also supporting the idea of reduced 'Fleuve Manche' discharges in the northern part of the Bay of Biscay.

Following this, the observed abrupt increase of sediment supply in the Celtic and Armorican turbidite systems at ca. 18.3 cal ka (Figs. 6, 9, 10 and 11) was most likely the result of a seaward sediment transfer increase from the south-east Irish ice-margin and an intensification of the 'Fleuve Manche' palaeoriver runoff, respectively. In the Armorican turbidite system, the highest turbidite deposit frequency is synchronous with the maximal arrival of continental material as demonstrated by BIT-index (Ménot et al., 2006) and *Pediastrum* sp. concentration (Zaragosi et al., 2001b) (Fig. 10). This suggests that the 'Fleuve Manche' discharges increased drastically at around 18.3 cal ka confirming what has been previously proposed by Zaragosi et al. (2001b) and Ménot et al. (2006). This episode of high riverine discharges, occurring at ca. 18.3 cal ka, was clearly more intense than that characterizing the beginning of the deglaciation (ca. 20 cal ka) (Figs. 6, 9 and 10) and was also likely the result of the European glacier retreat. Several studies have shown that important environmental changes leading to a substantial retreat of the BIIS occurred in the north and north-western UK margin (Knutz et al., 2002a; Knutz et al., 2002b; Wilson et al., 2002), contemporaneous with the maximum decay of the Fennoscandian ice sheet at ca. 18.3 cal ka (Dahlgren and Vorren, 2003; Lekens et al., 2005; Nygard et al., 2004). The deposition of one ultra-laminated facies in the Celtic–Armorican margin between ca. 18.3 cal ka and 17 cal ka (lithofacies 4 — Fig. 5) reveals that a significant environmental change has had an impact in northern and southern part of the glacially-influenced European margin. This facies has been recognized as marine 'varves' resulting from episodic cycles between meltwater discharges and iceberg calving (Zaragosi et al., 2006).

Between ca. 17.5 and 16 cal ka, there was a decrease of the turbiditic activity in the Celtic turbidite system (Figs. 6, 9 and 11) which was contemporaneous with the two main general re-advance phases of the BIIS: the 'Clogher Head' and 'Killard Point' stadials (after 15 and until ~ 13 ^{14}C ka BP), detected in the northern Irish Sea Basin by McCabe et al. (2007b). This suggests that subglacial material transfer from the BIIS to the 'Grande Sole' drainage basin was most likely reduced during re-advance episodes of the BIIS. Theses episodes were synchronous with the re-advance of the Fennoscandian ice sheet and central European glaciers (Alps, Jura) (Buoncristiani and Campy, 2004; Everest et al., 2006; Ivy-Ochs et al., 2006; Knies et al., 2007). The rapid decrease of the turbidite deposit frequency in the Armorican turbidite system (Figs. 6, 9 and 10) reveals a substantial decrease of the 'Fleuve Manche'

palaeoriver runoff, in response to the episodic 'pause' of the last deglaciation.

The resumption of the last deglaciation is particularly well expressed in the Celtic turbidite system record during the well known Bölling–Alleröd episode. Indeed, the last major decay of the BIIS, associated with the 'Stagnation Zone Retreat' and the 'Rough Island Interstadial' episodes detected in the northern Irish Sea Basin (McCabe et al., 2005; McCabe et al., 2007b), induced a relatively huge increase of the turbiditic activity in the Celtic turbidite system, between ca. 16 and 14 cal ka (Fig. 11). Besides the last stages of the BIIS decay, the Celtic–Armorican margin was also affected by a rapid and sustained rise of the global sea-level from 16 to 12.5 cal ka (Lambeck et al., 2002). Indeed, the cessation of turbiditic activity on the Celtic–Armorican margin occurred during or after the episode of maximum sea-level rise (Fig. 10), known as the 'Meltwater Pulse 1A' (MWP 1A — ca. 14 cal ka) (Fairbanks, 1989) contributing to the disappearance of the 'Fleuve Manche' palaeoriver. Moreover, the increase of dry conditions in Europe during the Younger Dryas at around 13 cal ka (e.g. Watts, 1980) also decreased the seaward transfer of fluvially-derived sediment onto the Celtic–Armorican margin.

The comparison of the turbiditic activity between the Celtic turbidite system and the Laurentian Fan, which extends at the outlet of the Laurentide Ice Sheet (LIS) (Skene and Piper, 2003), reveals a similar sedimentary pattern over the last deglaciation. Two main phases of turbidite deposition occurred at the end of the LGM and after ca.16 cal ka, bracketing a huge reduction of sediment supply at around 16.5 cal ka. Despite a short time lag between the BIIS and the LIS oscillations over the last deglaciation (McCabe and Clark, 1998), the similarity of both turbiditic records from the Laurentian Fan and the Celtic system suggests that seaward transfer of glacially-derived material to the deep-sea North Atlantic have been clearly forced by the combined effect of global climate changes and amphi-North Atlantic ice sheets oscillations for at least the last 20,000 years.

6. Conclusions

The high-resolution sedimentological (including turbidite frequency analysis) and micropaleontological studies performed in the Celtic–Armorican margin document the evolution of the turbidite systems in this region over the last 30,000 years. Changes in the frequency of turbidite deposits in the Celtic–Armorican margin were mainly triggered by the British–Irish Ice Sheet (BIIS) and European glaciers oscillations (advance and retreat episodes). The retreat of the BIIS and European glaciers favoured the transfer of continentally-derived material via the Irish Sea ice stream and the 'Fleuve Manche' palaeoriver into the Celtic and the Armorican systems respectively. Inversely, the BIIS and European glaciers advances preclude the introduction of large amounts of meltwater into the 'Fleuve Manche' palaeoriver, reducing drastically the seaward transfer of sediments in the Bay of Biscay. This evidence, contrasting with stratigraphic models which predict that turbidite systems are mainly controlled by sea-level changes, confirms that glacially-influenced turbidite systems are largely controlled by ice sheets and glaciers oscillations. However, the synchronicity between turbidite deposit frequency reduction and the abrupt meltwater pulse episode (19-ka MWP) suggests that this drastic sea-level rise would have favoured the trapping of sediments in the 'Fleuve Manche' palaeoriver. Similarly, after the last stage of the BIIS decay a second sudden episode of sea-level rise (MWP 1A) contributed to the end of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges and consequent turbiditic activity in the Celtic–Armorican margin.

Acknowledgements

The authors warmly thank G. Chabaud, G. Floch, R. Kerbrat, B. Martin, M. Rovere, J. Saint Paul and O. Ther for their technical support and J. Duprat and A. Van Toer for their useful assistance to the biostratigraphic approach. We thank also G. Ménot for data of the BIT-index; P. De Deckker, M. Gaudin and M.F. Sánchez Goñi for valuable comments and language improvement; and the crew and scientific teams of MD133/SEDICAR and MD141/ALIENOR cruises on the '*R/V Marion Dufresne*' (IPEV) for the recovery of the long piston cores. We acknowledge financial support by the French Programme 'GDR MARGES' and 'RELIEFS DE LA TERRE', the 'ARTEMIS' ^{14}C AMS French Project and the ANR 'IDEGLACE'. We finally acknowledge A.M. McCabe, J.D. Scourse and Editor D.J.W. Piper for their helpful comments which greatly improved this paper. This is an UMR 5805 'EPOC' (Bordeaux 1 University — CNRS) contribution no. 1637.

References

Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siegert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. Marine Geology 188 (1-2), 79–108.

Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. Geochimica Cosmochimica Acta 62, 2025–2038.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. Science 289, 1321–1324.

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, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365, 143–147.

Boulton, G., Hagdorn, M., 2006. Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes. Quaternary Science Reviews 25 (23-24), 3359–3390.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam. 168 pp.

Bourillet, J.F., Turon, J.L., 2003. Rapport de mission MD133-SEDICAR. 150 pp.

Bourillet, J.F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003. The "Fleuve Manche": the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science 18 (3-4), 261–282.

Bowen, D.Q., Rose, J., McCabe, A.M., Sutherland, D.G., 1986. Correlation of Quaternary glaciations in England, Ireland, Scotland and Wales. Quaternary Science Reviews 5, 299–340.

Bowen, D.Q., Phillips, F.M., McCabe, A.M., Knutz, P.C., Sykes, G.A., 2002. New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. Quaternary Science Reviews 21 (1-3), 89–101.

Buoncristiani, J.F., Campy, M., 2004. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. Sedimentary Geology 165, 253–264.

Chapman, M.R., Shackleton, N.J., Duplessy, J.C., 2000. Sea surface temperature variability during the last glacial–interglacial cycle: assessing the magnitude and pattern of climate change in the North Atlantic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 157 (1-2), 1–25.

Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. Quaternary Science Reviews 21 (10), 1229–1240.

Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid sea level rise at 19,000 years ago and its global implications. Science 304, 1141–1144. doi:10.1126/science.1094449.

Clarke, G.K.C., Marshall, S.J., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G., Veiga-Pires, C., 1999. A glaciological perspective on Heinrich events. In: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.), Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. AGU Geophysical Monograph, vol. 112, pp. 243–262. Washington D.C.

Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O., 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Voring continental margin, mid-Norway. Marine Geology 193, 93–127.

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.

Dowdeswell, J.A., O'Cofaigh, C., Taylor, J., Kenyon, N.H., Mienert, J., Wilken, M., 2002. On the architecture of high-latitude continental margins: the influence of ice-sheet and sea-ice processes in the Polar North Atlantic. 2002 In: Dowdeswell, J.A., O'Cofaigh, C. (Eds.), Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins, 203. Geological Society, London, pp. 33–54. Special Publications.

Droz, L., Auffret, G.A., Savoye, B., Bourillet, J.F., 1999. L'éventail profond de la marge Celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. Comptes rendus de l'Academie des Sciences Paris 328, 173–180.

Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthe, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10–60 ka). Earth and Planetary Science Letters 194 (1-2), 151–163.

Elverhoi, A., Hooke, R.L., Solheim, A., 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard–Barents Sea region: implications for the understanding of glacierized basins. Quaternary Sciences Reviews 17, 209–241.

Evans, D.J.A., O'Cofaigh, C., 2003. Depositional evidence for marginal oscillations of the Irish Sea ice stream in southeast Ireland during the last glaciation. Boreas 32, 76–101.

Everest, J.D., Bradwell, T., Fogwill, C.J., Kubik, P.W., 2006. Cosmogenic 10BE age constraints for the Wester Ross Readvance moraine: insights into British Ice-Sheet behaviour. Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography 88 (1), 9–17.

Eyles, N., McCabe, A., 1989. The Late Devensian (<22,000 BP) Irish Sea Basin: the sedimentary record of a collapsed ice sheet margin. Quaternary Science Reviews 8 (4), 307–351.

Eynaud, F., 1999. Kystes de dinoflagellés et évolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle climatique du Quaternaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 291.

Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J.D., Mojtahid, M., Bourillet, J.F., Hall, I.R., Penaud, A., Locascio, M., Reijonen, A., 2007. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: the hydrographic significance of British Ice sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (1). doi:10.1029/2006GC001496.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacioeustatic sea level record: influence of glacial melting on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637–642.

Forsström, P.L., Greve, R., 2004. Simulation of the Eurasian ice sheet dynamics during the last glaciation. Global and Planetary Change 42, 59–81.

Gilbert, R., Nielsen, N., Moller, H., Desloges, J.R., Rasch, M., 2002. Glacimarine sedimentation in Kangerdluk (Disko Fjord), West Greenland, in response to a surging glacier. Marine Geology 191 (1-2), 1–18.

Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? Geology 28 (2), 123–126.

Hesse, R., Rashid, H., Khodabakhsh, S., 2004. Fine-grained sediment lofting from meltwater-generated turbidity currents during Heinrich events. Geology 32 (5), 449–452.

Hiemstra, J.F., Evans, D.J.A., Scourse, J.D., McCarroll, D., Furze, M. F.A., Rhodes, E., 2006. New evidence for a grounded Irish Sea glaciation of the Isles of Scilly, UK. Quaternary Science Reviews 25, 299–309.

Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta 14, 231–263.

Hughen, K.A., et al., 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP. Radiocarbon 46, 1059–1086.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). Eclogae Geologicae Helvetiae 97 (1), 47–55.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. Journal of Quaternary Science 21 (2), 115–130.

Knies, J., Vogt, C., Matthiessen, J., Nam, S.I., Ottesen, D., Rise, L., Bargel, T., Eilertsen, R.S., 2007. Re-advance of the Fennoscandian Ice Sheet during Heinrich Event 1. Marine Geology 240 (1-4), 1–18.

Knutz, P.C., Hall, M.A., Zahn, R., Rasmussen, T.L., Kuijpers, A., Moros, M., Shackleton, N.J., 2002a. Multidecadal ocean variability and NW European ice sheet surges during the last deglaciation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3 (12), 1077. doi:10.1029/2002GC000351.

Knutz, P.C., Jones, E.J.W., Austin, W.E.N., van Weering, T.C.E., 2002b. Glacimarine slope sedimentation, contourite drifts and bottom current pathways on the Barra Fan, UK North Atlantic margin. Marine Geology 188 (1-2), 129–146.

Knutz, P.C., Zahn, R., Hall, I.R., 2007. Centennial-scale variability if the British Ice Sheet: implications for climate forcing and Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. Paleoceanography 22. doi:10.1029/2006PA001298 PA1207.

Kucera, M., Rosell-Mele, A., Schneider, R., Waelbroeck, C., Weinelt, M., 2005. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). Quaternary Science Reviews 24 (7-9), 813–819.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. Quaternary Science Reviews 21 (1-3), 343–360.

Larsonneur, C., Auffret, J.P., Smith, A.J., 1982. Carte des paléo-vallées et des bancs de la Manche orientale (1/50 000). BRGM, Brest.

Le Suavé, R., 2000. Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique. zone économique exclusive (ZEE). Atlantique nord-Est, Brest, Editions IFREMER.

Lekens, W.A.H., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Petersen, G.O., Hjelstuen, B., Knorr, G., 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: origin, processes and regional linkage. Marine Geology 216 (1-2), 27–50.

Lericolais, G., 1997. Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 265 pp.

Mansor, S., 2004. Faciès sismique et architecture du système turbiditique armoricain. Rapport de Diplôme d'Etudes Approfondi. Université de Bretagne Occidentale. 51 pp. available online via the ASF website: http://www.sedimentologie.com.

Marks, L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews 21 (1-3), 103–110.

McCabe, A.M., Clark, P.U., 1998. Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature 392, 373–376.

McCabe, A.M., Clark, P.U., Clark, J., 2005. AMS 14C dating of deglacial events in the Irish Sea Basin and other sectors of the British–Irish ice sheet. Quaternary Science Reviews 24 (14-15), 1673–1690.

McCabe, A.M., Clark, P.U., Clark, J., 2007a. Radiocarbon constraints on the history of the western Irish ice sheet prior to the Last Glacial Maximum. Geology 35 (2), 147–150.

McCabe, A.M., Clark, P.U., Clark, J., Dunlop, P., 2007b. Radiocarbon constraints on readvances of the British–Irish Ice Sheet in the northern Irish Sea Basin during the last deglaciation. Quaternary Science Reviews 26 (9-10), 1204–1211.

Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J.W.H., E.C., H., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2006. Early reactivation of European Rivers during the last deglaciation. Science 313, 1623–1625.

Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251–255.

Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews 20, 627–657.

Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360000 yrs. Marine Geology 224 (1-4), 57–82.

Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology 62 (2), 91–114.

Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Turon, J.L., Duprat, J., Cortijo, E., Malaizé, B., Joli, C., Bard, E., Rostek, F., 2007. Wet to dry climatic trend in north western Iberia within Heinrich events. IX International Conference on Paleoceanography (ICP9), September 2007, Shanghai (China).

Nygard, A., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Cecchi, M., Ottesen, D., 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 ^{14}C ka BP. Boreas 33, 1–17.

O'Cofaigh, C., Evans, D.J.A., 2007. Radiocarbon constraints on the age of the maximum advance of the British–Irish Ice Sheet in the Celtic Sea. Quaternary Science Reviews 26 (9-10), 1197–1203.

Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Elderfield, H., Grousset, F., Hemming, S.R., Scourse, J.D., 2006. High resolution evidence for linkages between NW European ice sheet instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation. Earth and Planetary Science Letters 243 (3-4), 476–488.

Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S.R., Scourse, J.D., 2007. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60 ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. Quaternary Science Reviews 26, 862–875.

Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — Sequence and systems tract models. In: Wilgus, Ch.K., et al. (Ed.), Sea-level Changes: an Integrated Approach. Social and Economic Paleontological Mineral. Special Publication, 42, pp. 125–154.

Rashid, H., Hesse, R., Piper, D.J.W., 2003. Origin of unusually thick Heinrich layers in ice-proximal regions of the northwest Labrador Sea. Earth and Planetary Science Letters 208 (3-4), 319–336.

Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R., Marsset, T., DeBatist, M., Bourillet, J.F., Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). Sedimentology 46 (4), 703–721.

Rinterknecht, V.R., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E.J., Marks, L., Zelcs, V., Lunkka, J.P., Pavlovskaya, I.E., Piotrowski, J.A., Raukas, A., 2006. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. Science 311 (5766), 1449–1452.

Scourse, J.D., 1991. Late Pleistocene Stratigraphy and Palaeobotany of the Isles of Scilly. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B334, pp. 405–448.

Scourse, J.D., Austin, W.E.N., Bateman, R.M., Catt, J.A., Evans, C.D. R., Robinson, J.E., Young, J.R., 1990. Sedimentology and micropaleontology of glacimarine sediments from the Central and Southwestern Celtic Sea. Special Publication of the Geological Society of London 53, 329–347.

Scourse, J.D., Furze, M.F.A., 2001. A critical review of the glaciomarine model for Irish sea deglaciation: evidence from

southern Britain, the Celtic shelf and adjacent continental slope. Journal of Quaternary Science 16 (5), 419–434.
Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Scheizmer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature 423, 853–858.
Skene, K.I., Piper, D.J.W., 2003. Late Quaternary stratigraphy of Laurentian Fan: a record of events off the eastern Canadian continental margin during the last deglacial period. Quaternary International 99–100, 135–152.
Skinner, L.C., McCave, I.N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. Marine Geology 199 (1-2), 181–204.
Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies model. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. Geological Society, Special Publication 15, 611–645.
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.
Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215–230.
Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0. WWW program and documentation.
Turon, J.L., Bourillet, J.F., 2004. Rapport de mission MD141-ALIENOR. 45 pp.
Uehara, K., Scourse, J.D., Horsburgh, K.J., Lambeck, K., Purcell, A.P., 2006. Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. Journal of Geophysical Research 111, C09025. doi:10.1029/2006JC003531.
Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295–305.
Watts, W.A., 1980. Regional variation in the response of vegetation to Lateglacial climatic events in Europe. In: Lowe, J.J., Gray, J.M., Robinson, J.E. (Eds.), Studies in the Lateglacial of North West Europe. Pergamon Press, Oxford, pp. 1–22.
Weaver, P.P.E., Benetti, S., 2006. The North Atlantic deep-sea floor-glacial versus interglacial controls and comparisons between the eastern and western North Atlantic. Geophysical Research Abstracts 8, 10678.
Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Evans, J., 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. Sedimentology 47 (1), 239–256.
Wilson, L.J., Austin, W.E.N., Jansen, E., 2002. The last British Ice Sheet: growth, maximum extent and deglaciation. Polar Research 21 (2), 243–250.
Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature 406, 713–716.
Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugeres, 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 (1-2), 207–237.
Zaragosi, Le, S., Bourillet, Auffret, Faugères, Pujol, Garlan, 2001a. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. Geo-Marine Letters 20 (4), 219–232.
Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.L., Garlan, T., 2001b. 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 188 (3-4), 493–507.
Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic–Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters V26 (6), 317–329.

L'évolution des faciès décrits entre 30 ka et l'actuel sur les levées des Marges Celtique et Armoricaine reflètent une évolution des processus sédimentaires sur la période. Cette évolution, désignée de qualitative, est discutée ci-après.

3.2. Evolution qualitative

Si la quantité des apports sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne évolue significativement au cours des derniers 30 000 ans, l'évolution des faciès décrits dans la Note 1 (lithofaciès 1 à 6), synchrone sur l'ensemble des levées, démontre également une évolution des processus de dépôt. Ceci se traduit par une évolution de la granularité de la base des turbidites, synchrone à l'échelle des levées de Guilcher, Crozon et Audierne (Figure V-24). Pour chacune des levées, la granularité des turbidites est maximale entre 30 et 20 ka, diminue significativement à partir de 20 ka et atteint un minimum entre 18,3 et 17 ka. Cette diminution de la granularité moyenne est significative, passant de 100-120 µm à 50 µm sur chacune des levées. La granularité moyenne ré-augmente sensiblement après 17 ka, passant de 50 à 75 µm entre 17 et 15 ka sur la levée de Crozon.

Deux hypothèses permettent d'expliquer l'évolution de la granularité des turbidites sur les levées turbiditiques:

- l'hypothèse autocyclique : l'importante aggradation des levées diminue la capacité de débordement des écoulements qui transitent dans le chenal. De ce fait, plus la levée s'accroît, plus la granularité des dépôts turbiditiques est fine. Ce type d'évolution est classique dans une multitude de complexes chenaux-levées (e.g. Manley *et al.*, 1997; Migeon, 2000; Lopez, 2001; Babonneau, 2002; Dennielou *et al.*, 2006).

- l'hypothèse allocyclique : une modification de la source sédimentaire provoque un changement de la qualité des écoulements.

Du fait de la reprise sensible de granularité après 17 ka sur les levées de Crozon, Guilcher et Audierne, qui va à l'encontre de l'hypothèse autocyclique, et parce que les apports en provenance du Fleuve Manche sont extrêmes entre 20 et 17 ka, l'hypothèse allocyclique est privilégiée. Le fait que la granularité des turbidites soit inversement proportionnelle au temps de récurrence des évènements gravitaires dans les systèmes chenaux-levées étudiés (Figure V-24) corrobore également cette hypothèse, démontrant une étroite relation entre le fonctionnement de la source et la qualité des écoulements.

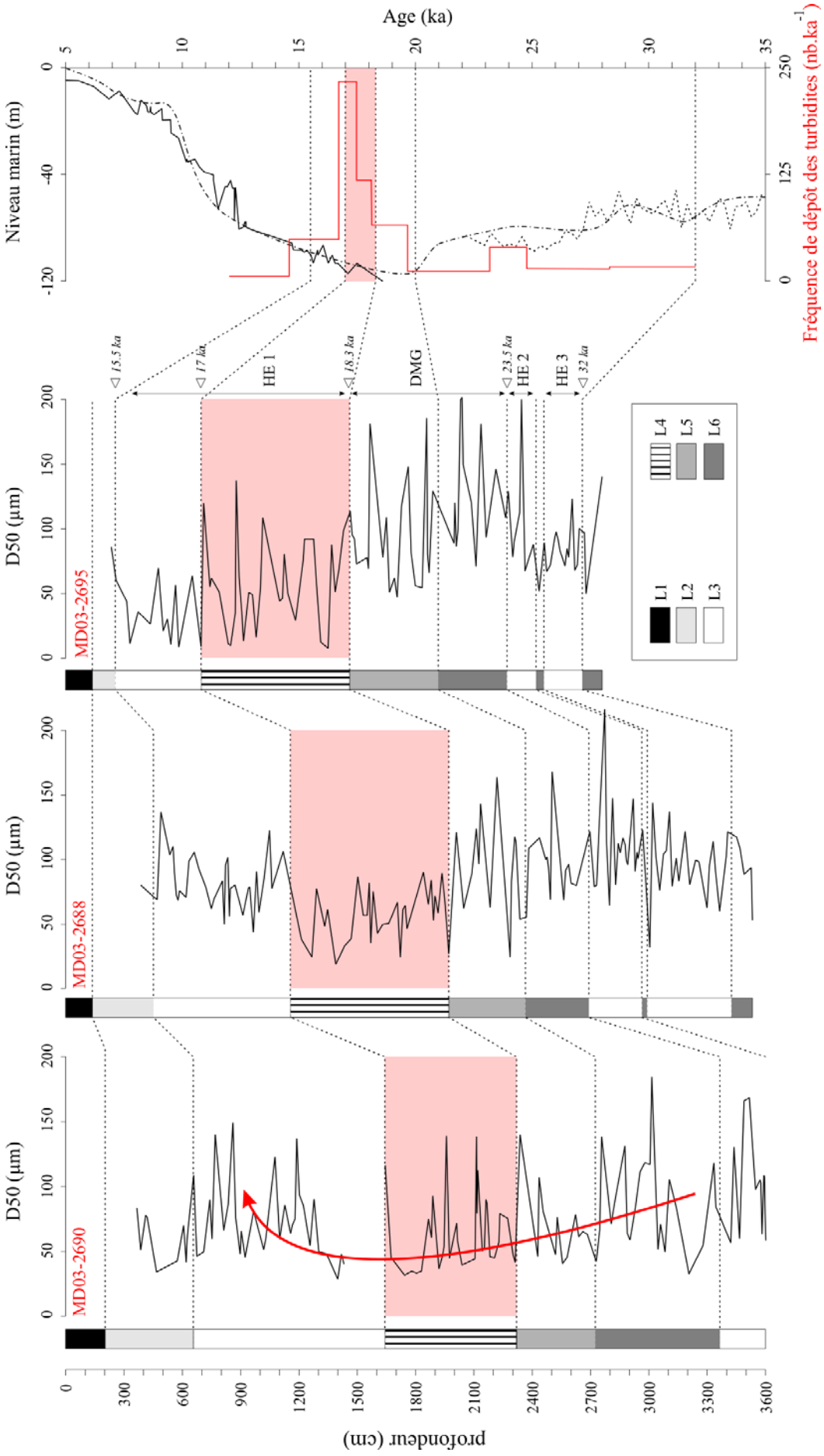

Age (ka)
Niveau marin (m)
Fréquence de dépôt des turbidites (nb.ka-1)
15.5 ka
17 ka
18.3 ka
23.5 ka
32 ka
HE 1
DMG
HE 2
HE 3
L1
L2
L3
L4
L5
L6
D50 (µm)
MD03-2695
MD03-2688
MD03-2690
profondeur (cm)

Figure V-24. Evolution des lithofaciès (L1 à L6, d'après Toucanne et al., 2008) et de la granularité (D50) de la base des turbidites sur les sites MD03-2690 (levée Guilcher), MD03-2688 (Crozon) et MD03-2695 (Audierne). Les profondeurs pour chacune des carottes sont non-corrigées. La flèche rouge matérialise l'évolution générale de la granularité de la base des turbidites sur la période. Les cadres rouges indiquent la période où les turbidites atteignent la granularité la plus fine (18,3-17 ka). Cette période est concomitante de la fréquence maximale de dépôt des turbidites dans le système turbiditique Armoricain (ligne rouge – MD03-2688). Evolution du niveau marin d'après Fairbanks et al. (1989 - ligne pleine) et Siddall et al. (2003 - lignes tiretées).

Les écoulements concentrés, pauvres en matériel fin (ratio sable/argile élevé), sont classiques des conditions de bas niveau marin (Stow and Piper, 1984; Stow *et al.*, 1985; Normark *et al.*, 1998; Normark *et al.*, 2006). Ainsi, puisque la transition vers des écoulements plus riches en matériel fin (ratio sable/argile qui diminue - Figure V-25) se produit au cours de la période de bas niveau marin extrême (Fairbanks, 1989; Siddall *et al.*, 2003) (Figure V-25), nous proposons que cette transition reflète l'augmentation concomitante des apports en provenance du Fleuve Manche. Comme souligné par l'étude des flux terrigènes, les apports depuis le Fleuve Manche sont conséquents à cette période. La violence des décharges fluviatiles en réponse à la déglaciation et la charge sédimentaire importante de ces débâcles, ajoutées à une relative faible distance entre l'embouchure du fleuve et les têtes de canyons sont autant d'arguments en faveur d'un transfert rapide des sédiments de la Manche vers les systèmes profonds. Du fait de l'augmentation brutale des décharges du Fleuve Manche à partir de 18,3 ka, le temps de stockage sur la plate-forme diminue drastiquement. Ceci empêche l'action des processus de vannage des particules fines sur le plateau liés aux courants tidaux. Le sédiment qui transite alors entre le plateau et les systèmes chenaux-levées a un ratio sable/argile faible et la granularité des turbidites déposées sur les levées diminue (Figure V-25). Le transfert rapide à direct (i.e. temps de stockage nul) du matériel fin vers les systèmes chenaux-levées est très bien décrit tout au long de la dernière déglaciation autour de la calotte Laurentide, précisément en Mer du Labrador (Hesse *et al.*, 2001; Tripsanas and Piper, 2008), dans le Laurentian Fan (Skene and Piper, 2006) ou encore au débouché du Mississippi (Aharon, 2006; Tripsanas *et al.*, 2007).

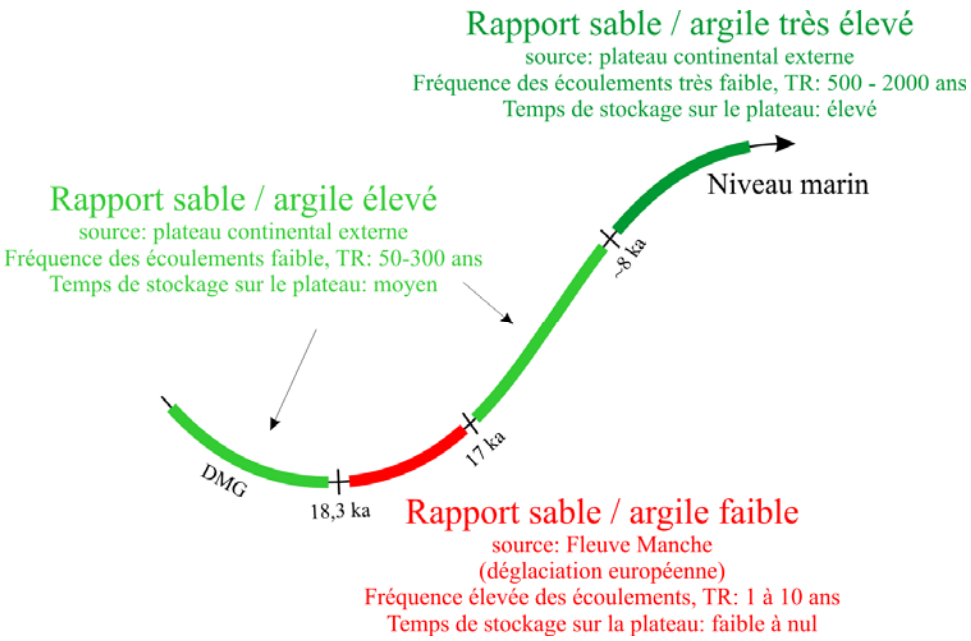


Figure V-25. Evolution des propriétés des courants de turbidité et des sources sédimentaires au cours de la transition MIS 2 – MIS 1 dans le système turbiditique Armoricain. TR : Temps de Récurrence des écoulements gravitaires.

La nette diminution d'activité du Fleuve et des apports sédimentaires après 17 ka, à l'origine d'une diminution des volumes sédimentaires transférés jusqu'au domaine profond et d'une augmentation du temps de stockage des sédiments sur la plate-forme (Figure V-25), comme le suggère l'augmentation du temps de récurrence des écoulements gravitaires sur la marge, expliquerait la reprise granulométrique des turbidites identifiées après 17 ka. Les écoulements gravitaires, moins riches en particules fines, seraient alors déclenchés par des glissements de haut de pente favorisés par les conditions hydrodynamiques puissantes (Zaragosi, 2001; Cunningham *et al.*, 2005). Un mécanisme similaire est suggéré pendant le Dernier Maximum Glaciaire, c'est-à-dire avant 18,3 ka (Figure V-25).

C. Estimation du débit solide du Fleuve Manche au cours de la dernière déglaciation.

Nous avons montré précédemment, et pour plusieurs périodes de temps, que les flux terrigènes décroissent de manière exponentielle en fonction de la distance à une source située au niveau de la Marge des Entrées de la Manche. Ceci se vérifie très clairement entre 24 et 16 ka (Figure V-26). Le paléofleuve Manche apparaît ainsi comme la source principale de sédiment dans le Nord du Golfe de Gascogne, ce qui implique que les débits solides des fleuves tels que la Loire ou la Gironde soient largement inférieurs à celui du Fleuve Manche au cours de la dernière période glaciaire.

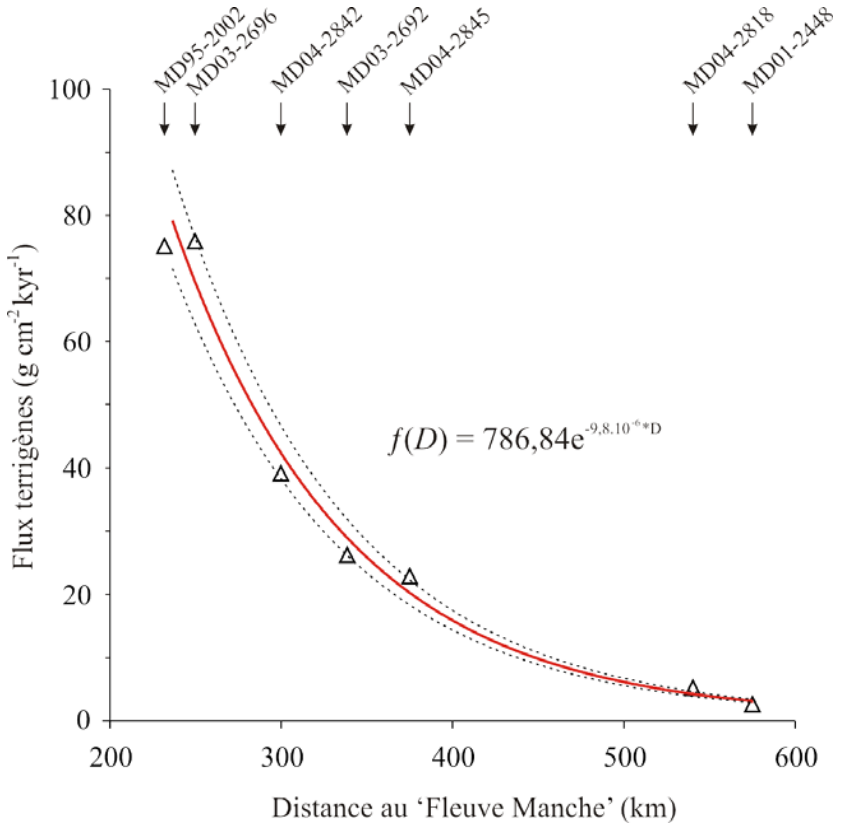


Figure V-26. Flux terrigènes moyens entre 24 et 16 ka sur chacun des sites hémipélagiques étudiés, disposés en fonction de la distance à l'embouchure du Fleuve Manche. La fonction exponentielle f(D) matérialise la décroissance des flux pour ce cas précis. Les termes mathématiques utilisés sont décrits dans la Figure V-27.

Outre l'absence de glaciers majeurs en amont de la Loire ou de la Gironde, et à cause des relations qui existent entre le débit solide des fleuves et les caractéristiques des bassins versants, la domination du Fleuve Manche sur la sédimentation du Golfe de Gascogne suppose une différence notable entre la surface de son bassin versant et celui des autres fleuves se déversant dans le Golfe (Milliman and Syvitski, 1992; Andrews and Syvitski,

1994; Mulder and Syvitski, 1996; Syvitski *et al.*, 2003). Au regard de la bibliographie et des résultats présentés dans cette étude, nous savons, pour la dernière période glaciaire que *(i)* le Bassin Celtique recueille les sédiments en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande via le canyon de Whittard, et du Fleuve Manche par le biais des canyons de Shamrock et Espérance, et que *(ii)* le Bassin Armoricain recueille principalement les apports en provenance du Fleuve Manche. Puisque la masse sédimentaire du Fleuve Manche qui transite dans le Bassin Celtique est difficilement estimable et que les données acoustiques à notre disposition ne permettent pas de quantifier les volumes sédimentaires dans le système chenal-levée de Shamrock, nous devons accepter d'estimer les apports en provenance du Fleuve Manche pour la dernière période glaciaire par la seule quantification des apports sédimentaires déposés dans le Bassin Armoricain. A ce titre l'estimation devra donc être considérée comme minimale. A partir du cadre stratigraphique précis reconnu sur l'ensemble des environnements étudiés, il est ainsi possible d'estimer ces apports par unité de temps. De ce fait, et malgré des incertitudes qui seront discutées par la suite, cette approche va permettre d'estimer, pour la première fois, la décharge solide moyenne (minimale) du Fleuve Manche. Nous avons choisi d'estimer cette décharge solide moyenne entre 24 et 16 ka pour deux raisons. Premièrement car les marqueurs stratigraphiques associés à ces dates (évènements de Heinrich 2 et 1) ont été reconnus sur l'ensemble des carottes et des profils acoustiques utilisés dans ce travail. Deuxièmement parce que cette période correspond à l'intervalle de déglaciation, c'est-à-dire au moment où les transferts sédimentaires depuis le Fleuve Manche sont les plus importants.

Cette approche, indépendante de toute considération paléogéographique, est essentielle puisqu'à partir des relations existant entre les caractéristiques des bassins versants et le débit solide des fleuves (Milliman and Syvitski, 1992; Mulder and Syvitski, 1996; Syvitski *et al.*, 2003), nous allons pouvoir discuter, à travers nos résultats, de la taille du bassin versant du Fleuve Manche et ainsi répondre à la question suivante (e.g. Bridgland, 2002) : Le Fleuve Manche était-il ou non connecté à la Mer du Nord au cours de la dernière déglaciation ?

Afin d'estimer la masse sédimentaire déposée par le Fleuve Manche, nous discutons séparément, à partir de nos données, des masses d'origine hémipélagique (déposée via des plumes turbides) et turbiditique (déposée via des écoulements gravitaires) déposées dans ce que nous considérons comme la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche (Figure V-27). Les apports totaux du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka seront estimés en additionnant les masses hémipélagiques et turbiditiques déposées dans cette zone. Nous comparerons dans un second temps nos résultats avec ceux obtenus des modèles de prédiction du débit solide des fleuves proposés par Syvitski *et al.* (2003).

L'estimation du débit solide du Fleuve Manche est une tâche complexe du fait des nombreuses approximations induites par exemple par l'absence de données dans la partie distale du système turbiditique Armoricain ou par la difficulté à déterminer la part relative des

apports latéraux. Elle est de ce fait critiquable. Les résultats obtenus à chacune des étapes de ce travail nous paraissent néanmoins suffisamment cohérents pour qu'ils soient présentés dans cette étude. Ce choix nous paraît d'autant plus justifié qu'aucune estimation du débit solide du Fleuve Manche n'a jamais été proposée.

1. Estimation des apports sédimentaires du Fleuve Manche à partir des données sédimentaires et acoustiques

1.1. Estimation de la masse hémipélagique

L'estimation de la masse sédimentaire hémipélagique déposée par le Fleuve Manche dans le Golfe de Gascogne au cours de la dernière déglaciation repose sur la courbe de décroissance des flux terrigènes (Figure V-7 et Figure V-27). Entre 24 ka et 16 ka, les flux terrigènes (g cm^{-2} ka^{-1}) décroissent depuis la paléo-embouchure du Fleuve Manche jusqu'au large, de manière exponentielle, selon la fonction suivante (Figure V-26 et Figure V-27) :

$f(D) = 786{,}84e^{(-9{,}8\times10^{-6})D}$, avec D la distance au Fleuve Manche (en mètres).

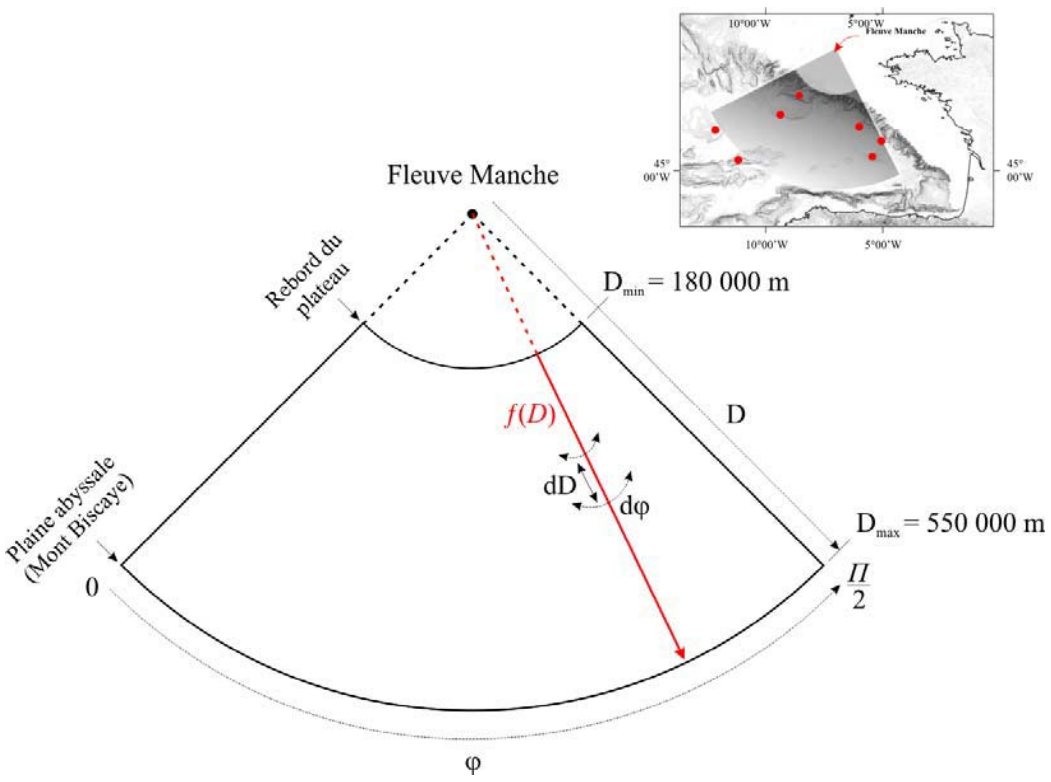


Figure V-27. Définition de la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche et des symboles utilisés dans les calculs. La zone étudiée (en gris sombre sur la carte), représentée schématiquement dans un quart de cercle, couvre une surface de 212 000 km². Les points rouges sur la carte du Golfe représentent la position des carottes hémipélagiques utiles à l'étude.

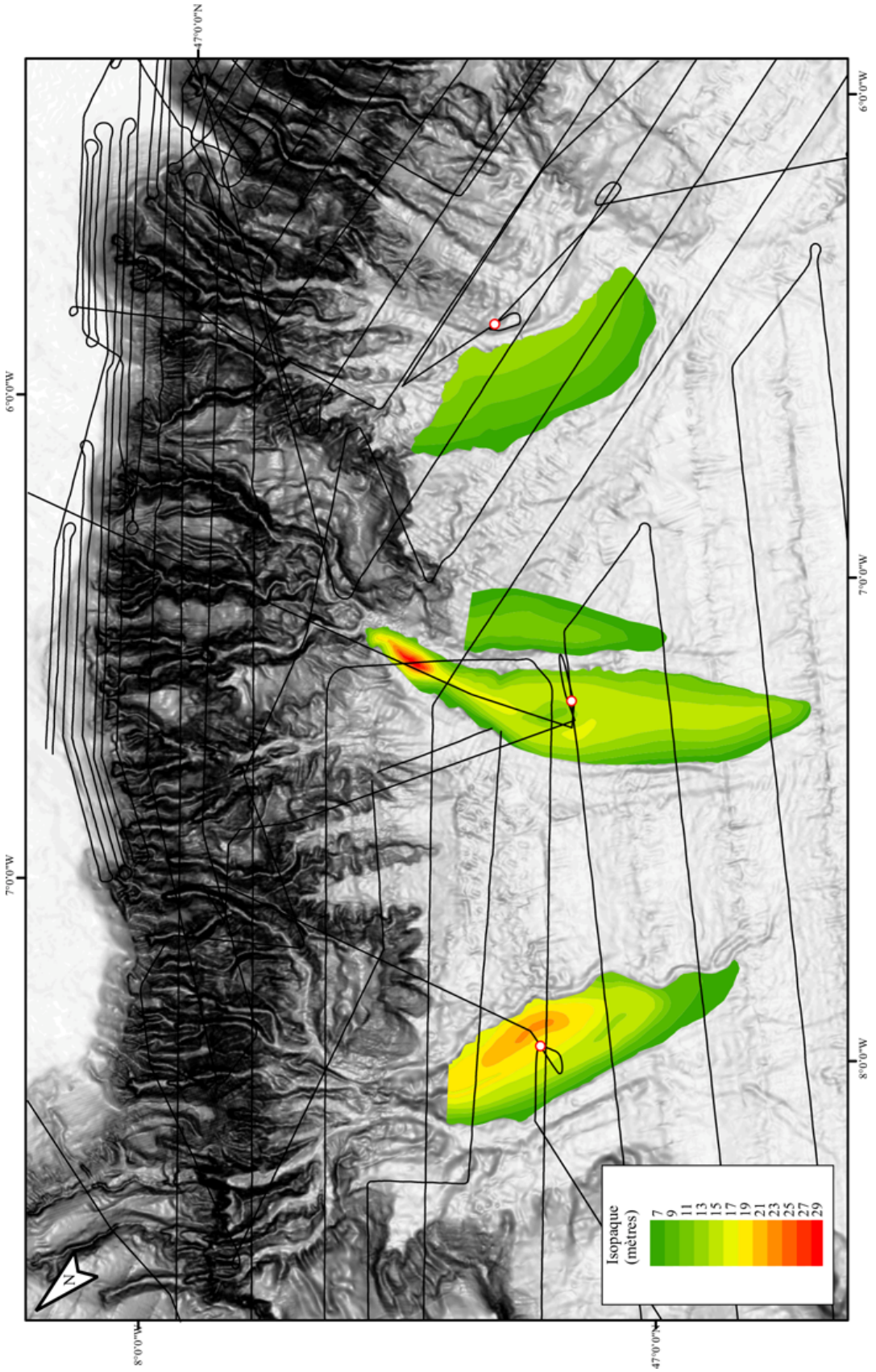


Figure V-28. Distribution spatiale et principaux dépôcentres de l'unité de déglaciation (24-16 ka) sur les levées turbiditiques de la Marge Armoricaine

La masse hémipélagique moyenne (*Mh*) déposée chaque millénaire entre 24 et 16 ka depuis le rebord du plateau continental (D_{min}=180000 m) jusqu'à une limite externe fixée au Mont Biscaye (D_{max}=550000 m) (Figure V-27), équivaut ainsi à:

$$Mh = \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_{80000}^{550000} 7{,}8684 \times 10^6 e^{(-9{,}8\times10-6)D} \quad D\, dD\, d\varphi$$

Calculé numériquement via le logiciel Matlab®, nous obtenons $Mh = 5{,}76 \times 10^{16}$ g ka^{-1}, soit 57,3 Gt ka^{-1}. Ceci représente une masse hémipélagique totale de 458 Gt entre 24 ka et 16 ka. En considérant une erreur de ± 5% sur la teneur en carbonate (généralement comprise entre 15 et 25% sur la période en fonction des sites) et de ± 0.1 g cm^{-2} sur la densité sèche du sédiment*, nous obtenons :

$$414 \text{ Gt} < Mh_{16\text{-}24} < 504 \text{ Gt}$$

1.2. Estimation de la masse turbiditique

L'estimation de la masse sédimentaire d'origine turbiditique déposée sur la zone d'étude sur la période 24-16 ka revient à calculer la masse déposée sur les levées turbiditiques et dans les lobes distaux du système Armoricain. Cependant, la faible résolution des données acoustiques sur la zone des lobes, due à la bathymétrie importante (> 4000 mètres) et à la composition essentiellement sableuse de ces épandages sédimentaires (Zaragosi *et al.*, 2001a; Zaragosi, 2001), ne permet pas actuellement d'appréhender leur volume et encore moins la chronologie de leur mise en place. Ainsi, seule la masse sédimentaire déposée sur les levées peut être estimée de manière directe. L'estimation totale des apports turbiditiques peut néanmoins être approchée grâce aux travaux de Wetzel (1993) qui permettent d'estimer, par le biais d'une compilation à l'échelle globale, les apports sédimentaires (par unité de temps) dans les systèmes turbiditiques en fonction de leurs paramètres morphologiques. En considérant la longueur totale du système turbiditique Armoricain depuis le pied de pente (~200 km), les volumes sédimentaires sont estimés, d'après cette étude et pour l'ensemble du système, entre 3×10^6 et 4×10^6 m^3 an^{-1}. Ceci représente une masse turbiditique totale ($Mt_{16\text{-}24}$) maximale de 32 Gt en considérant une densité sèche du sédiment de 1 g cm^{-3}, valeur maximale rencontrée dans les carottes des levées et classique des séries sédimentaires argilo-silteuses à silteuses *récentes* (i.e. compaction faible).

---

* $Mh_{16\text{-}24}$ min. calculée d'après la fonction $f(D) = 711{,}67e^{(-9{,}8\times10^{-6})D}$, et $Mh_{16\text{-}24}$ max. calculée d'après la fonction $f(D) = 866{,}17e^{(-9{,}8\times10^{-6})D}$.

Afin d'être critique sur cette estimation indirecte des apports dans le système Armoricain, la masse des sédiments déposés sur les levées sédimentaires entre 24 et 16 ka peut être estimée à partir des volumes de dépôt sur chacune des levées de Guilcher, Crozon et Audierne. Ces volumes ont été calculés à l'aide du logiciel ArcGis® par le biais des profils 3,5 kHz des missions ZEE-GASCOGNE, ZEE-GASCOGNE 2 et SEDICAR, et plus précisément par la reconnaissance des réflecteurs acoustiques corrélés aux évènements de Heinrich 1 et 2. La distribution spatiale de l'épaisseur de cette couche est présentée sur chacune des levées dans la Figure V-28. Elle révèle que l'accumulation sédimentaire pour la période considérée atteint jusqu'à 25 mètres sur la partie amont des levées de Guilcher et Crozon.

La conversion en masse des volumes calculés a été effectuée en utilisant une densité sèche comprise entre 0,8 g cm^{-3} (min.) et 1,0 g cm^{-3} (max.) en accord avec la densité sèche moyenne observée sur les carottes MD03-2688 et MD03-2690. La masse sédimentaire totale déposée entre 24 et 16 ka sur les levées de la marge Armoricaine (~2400 km²) s'élève ainsi entre 23,3 et 29,1 Gt (Tableau V-2). Cette masse comprend néanmoins le flux hémipélagique. En considérant un dépôt hémipélagique moyen de $6{,}5 \times 10^{-3}$ Gt km^{-2} sur la zone entre 24 et 16 ka à partir de la loi de décroissance du flux terrigène (Figure V-26) et de la distance des levées par rapport à la paléo-embouchure du Fleuve Manche (210-260 km), nous avons soustrait 15 Gt de sédiment hémipélagique à la masse totale précédemment calculée sur les levées. Cette valeur peut paraître surprenante car elle implique que les levées turbiditiques étudiées sont constituées à plus de 50 % de sédiment hémipélagique. Ce résultat est néanmoins confirmé par le rapport d'épaisseur entre les accumulations sédimentaires décrites sur la Terrasse Mériadzek (site MD95-2002) ou la Ride de Blavet (site MD03-2696) et au niveau des sites turbiditiques MD03-2690, MD03-2688 et MD03-2695, approximativement tous situés à une même distance du Fleuve Manche (~240 km). Les sites hémipélagiques MD95-2002 et MD03-2696 enregistrent en effet sur cette période des accumulations comprises entre 700 et 900 cm alors que des accumulations de l'ordre de 1500 à 2000 cm sont décrites sur les levées turbiditiques au niveau des sites précédemment cités.

La masse turbiditique totale ($Mt_{16\text{-}24}$) déposée entre 24 et 16 ka sur les levées de Guilcher, Crozon et Audierne est alors estimée à :

$$8{,}3 \text{ Gt} < Mt_{16\text{-}24} < 14{,}1 \text{ Gt}$$

Ces valeurs sont inférieures à la masse turbiditique totale (32 Gt), estimée grâce aux travaux de Wetzel (1993), injectée dans le système sur la période étudiée. Ces masses représentent en effet 1/3 à 1/4 de cette masse globale. Bien que le rapport de dépôt levées / lobes est, en plus d'être difficilement estimable, extrêmement variable d'un système à l'autre,

nous considérons les deux approches cohérentes. La valeur de 32 Gt sera par conséquent utilisée dans la suite de cette étude.

Levée Guilcher - droite -				
épaisseur (m)	surface (km2)	volume (km3)	masse min. (Gt)	masse max. (Gt)
7	82.76	0.58	0.46	0.58
9	85.48	0.77	0.62	0.77
11	47.05	0.52	0.41	0.52
13	44.99	0.58	0.47	0.58
17	80.56	1.37	1.10	1.37
19	116.15	2.21	1.77	2.21
13	7.34	0.10	0.08	0.10
15	130.24	1.95	1.56	1.95
23	9.16	0.21	0.17	0.21
21	49.22	1.03	0.83	1.03
	total (km2) =	total (km3) =	masse totale (Gt) =	
	652.95	9.32	7.46	9.32

Levée Crozon - droite + gauche -				
épaisseur (m)	surface (km2)	volume (km3)	masse min. (Gt)	masse max. (Gt)
7	150.78	1.06	0.84	1.06
9	169.53	1.53	1.22	1.53
11	238.04	2.62	2.09	2.62
13	205.62	2.67	2.14	2.67
15	293.50	4.40	3.52	4.40
17	44.43	0.76	0.60	0.76
19	8.56	0.16	0.13	0.16
21	6.23	0.13	0.10	0.13
23	4.81	0.11	0.09	0.11
25	3.47	0.09	0.07	0.09
27	2.82	0.08	0.06	0.08
29	2.12	0.06	0.05	0.06
	total (km2) =	total (km3) =	masse totale (Gt) =	
	1129.92	13.66	10.93	13.66

Levée Audierne - droite -				
épaisseur (m)	surface (km2)	volume (km3)	masse min. (Gt)	masse max. (Gt)
7	114.40	0.80	0.64	0.80
9	186.30	1.68	1.34	1.68
11	208.10	2.29	1.83	2.29
13	105.20	1.37	1.09	1.37
	total (km2) =	total (km3) =	masse totale (Gt) =	
	614.00	6.13	4.91	6.13

Tableau V-2. Tableau récapitulatif des volumes et masses de l'unité sédimentaire datée entre 24 et 16 ka sur chacune des levées de la Marge Armoricaine. Les épaisseurs correspondent aux isopaques cartographiés dans la Figure V-28.

Il est intéressant de noter que la masse turbiditique déposée dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche est nettement plus faible que la masse hémipélagique. La masse turbiditique représente en effet moins de 10% des apports totaux en considérant la valeur de 32 Gt discutée ci-dessus, ce qui permet d'assurer que l'approximation des apports turbiditiques ne remet pas en cause les conclusions présentées ci-après. Même en doublant la masse turbiditique, l'importance du processus hémipélagique reste réelle, démontrant ainsi l'efficacité du transport des particules sédimentaires en provenance du Fleuve Manche depuis la surface par les processus de plumes turbides.

1.3. Estimation du débit solide moyen du Fleuve Manche

A partir des estimations proposées ci-dessus, la masse sédimentaire totale ($M_{16\text{-}24}$) déposée sur la zone d'étude entre 24 et 16 ka équivaut à :

$$M_{16\text{-}24} = Mh_{16\text{-}24} + Mt_{16\text{-}24} \text{ , soit:}$$

$$446 \text{ Gt} < M_{16\text{-}24} < 536 \text{ Gt}$$

En considérant, sur la période étudiée, une masse sédimentaire annuelle moyenne délivrée au Golfe de Gascogne par l'Adour, la Gironde, la Charente, la Loire et la Vilaine similaire à celle estimée aujourd'hui ($2{,}6 \times 10^6$ t an^{-1}, Jouanneau *et al.*, (1999)), la part de ces fleuves représente moins de 5% de la masse totale déposée dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche. En considérant donc que le Fleuve Manche est le principal pourvoyeur de sédiment sur la zone étudiée, on obtient une décharge solide annuelle moyenne (*Ds*) lors de la dernière déglaciation estimée à :

$$56 \times 10^6 \text{ t an}^{-1} < Ds < 67 \times 10^6 \text{ t an}^{-1}$$

$$\text{(ou: } 1775 \text{ kg s}^{-1} < Ds < 2124 \text{ kg s}^{-1}\text{)}$$

Cette estimation est cohérente avec les travaux de Wetzel (1993) puisque les volumes turbiditiques discutés précédemment impliquent une décharge solide en amont du système estimée entre 10×10^6 et 90×10^6 t an^{-1} (cette fourchette de valeur matérialise la proportion, très variable selon les environnements, entre la masse sédimentaire expulsée depuis le fleuve et celle déposée dans le système turbiditique).

1.4. Estimation de l'évolution du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka

Nous avons démontré, à partir de l'étude des flux terrigènes ou encore de la fréquence des courants de turbidité dans le système Armoricain, que les apports sédimentaires en provenance du Fleuve Manche, bien que globalement importants, sont très variables entre 24 et 16 ka : ils sont très faibles au cœur du Dernier Maximum Glaciaire (24-20 ka) et dans la seconde partie de l'évènement de Heinrich 1 (17-16 ka), et extrêmement importants au moment de la déglaciation, tout particulièrement entre 18,3 et 17 ka. Ceci s'exprime parfaitement à l'échelle de l'ensemble des sites hémipélagiques (MD95-2002, MD03-2696, MD03-2692, MD04-2845) et turbiditiques (MD03-2688, MD03-2690 et MD03-2695) de la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche. L'évolution globale des taux d'accumulation dans cette zone, obtenue de l'ensemble de ces carottes, dépeint cette variabilité (Figure V-29).

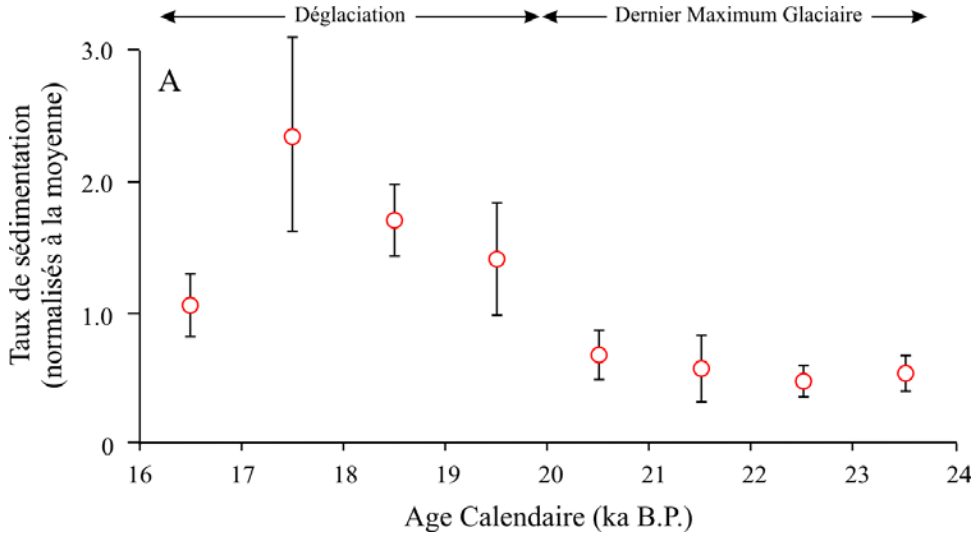


Figure V-29. Evolution globale des taux de sédimentation dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche. Les taux de sédimentation ont été calculés individuellement pour chacune des carottes MD95-2002, MD03-2688, MD03-2690, MD03-2692, MD03-2695, MD03-2696 et MD04-2845 par tranche de 1000 ans entre 24 et 16 ka. Chacun des taux de sédimentation a été normalisé au taux de sédimentation moyen de la carotte sur la période 24-16 ka. La moyenne de l'ensemble de ces taux est exprimée, pour chaque période, par les cercles rouges. Ainsi, entre 18 et 17 ka, le taux de sédimentation pour chacune des carottes est en moyenne 2,5 fois plus important que le taux de sédimentation moyen calculé entre 24 et 16 ka. La barre d'erreur exprime la variabilité (écart-type) entre les carottes.

Puisque les taux de sédimentation évoluent de manière homogène à l'échelle de la zone préférentielle de dépôt du Fleuve Manche, nous pouvons déterminer l'évolution de la décharge solide du Fleuve Manche en pondérant la décharge solide moyenne calculée entre 24

et 16 ka à l'évolution globale des taux de sédimentation sur la même période. Nous estimons de ce fait que la décharge solide du Fleuve Manche augmente d'un facteur 5 entre les intervalles 23-22 ka et 18-17 ka (Figure V-29). L'évolution de la décharge solide du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka est présentée dans la Figure V-30. Cette approche permet d'estimer la variabilité du débit solide moyen du Fleuve Manche entre 27×10^6 t an^{-1} (~850 kg s^{-1}) et 130×10^6 t an^{-1} (~4100 kg s^{-1}) entre le Dernier Maximum Glaciaire et la déglaciation (Figure V-30). Les fortes variations saisonnières du débit qu'implique le dépôt du faciès laminé entre 18,3 et 17 ka supposent néanmoins des valeurs ponctuellement beaucoup plus élevées.

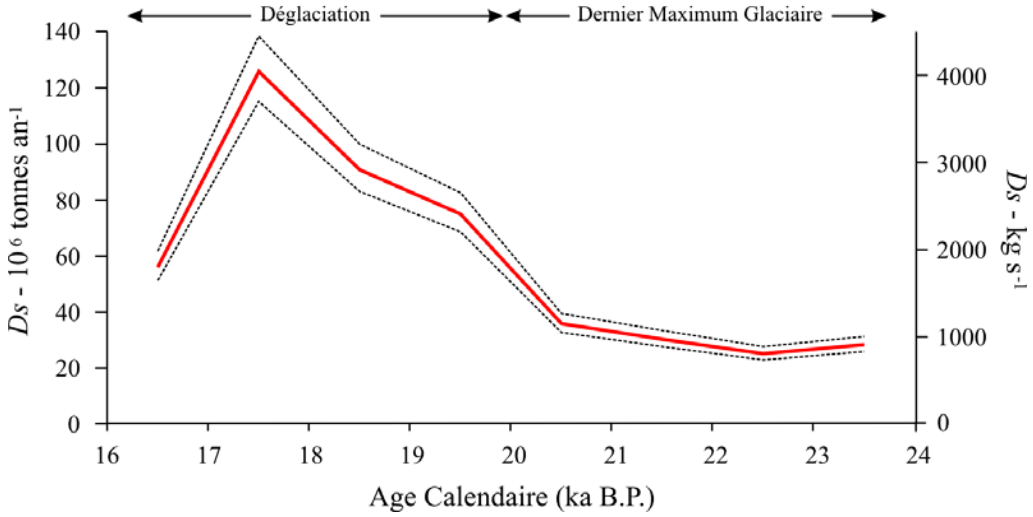


Figure V-30. Evolution du débit solide (Ds, courbe rouge) du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka en fonction de l'évolution globale des taux de sédimentation dans la zone de dépôt préférentielle du Fleuve Manche (Figure V-29). Les courbes noires pointillées matérialisent la fourchette haute et basse du débit solide déduite de l'incertitude de la décharge moyenne sur la période 24-16 ka.

2. Modélisation des apports sédimentaires du Fleuve Manche

Afin de discuter des implications paléogéographiques des résultats obtenus par le biais des données sédimentaires du Golfe de Gascogne, nous confrontons nos résultats aux outils de prédiction de décharge solide des fleuves proposés par Syvitski *et al.* (2003). Ces auteurs proposent en effet, à partir d'une base de données conséquente, d'estimer la décharge solide moyenne (*Ds* - kg s^{-1}) des fleuves en fonction de leur position géographique et des conditions climatiques associées (conditions polaires, tempérées, etc.), de l'extension du bassin versant (*A*, en km²), de son altitude maximale (*R*, en mètres) et des températures moyennes annuelles (*T*, en degré Celsius).

Deux équations, basées sur ces paramètres et sur des coefficients de régression (αi) présentés dans le Tableau V-3, sont proposées (équations [10] et [14], cf. Syvitski *et al.* (2003)) :

$$Ds = \alpha 3 \times A^{\alpha 4} \times R^{\alpha 5} \times e^{kT} \quad [10]$$

$$Ds = \alpha 6 \times (\alpha 1 \times A^{\alpha 2})^{\alpha 7} \times R^{\alpha 8} \times e^{kT} \quad [14]$$

	Polaire (T<0°C)	Tempérée Nord (lat>30°N, T>0°C)
α1	0.093	0.039
α2	0.82	0.85
α3	0.00002	0.00006
α4	0.5	0.55
α5	1.5	1.12
α6	0.00013	0.0011
α7	0.55	0.53
α8	1.5	1.1
k	0.1	0.06

Tableau V-3. Coefficients de régression des équations [10] et [14] en fonction des environnements polaire et tempéré (Syvitski et al., 2003). Ces deux types d'environnements sont pris en compte du fait des conditions climatiques intermédiaires rencontrées en Europe au cours de la dernière période glaciaire.

La décharge solide moyenne du Fleuve Manche à la fin de la dernière période glaciaire a été estimée à partir de ces équations. Deux cas de figures ont été considérés, à savoir : un premier cas où le Fleuve Manche est restreint aux bassins sédimentaires Parisien et Londonien (Cas n°1 : A=300000 km², *R*=450 m) (e.g. Bridgland, 2002), et un second cas dans lequel le Fleuve Manche est connecté à la Mer du Nord et au Rhin (Cas n°2 : *A*=750000 km², R=3500 m) (e.g. Gibbard, 1988). La température moyenne annuelle (*T*) sur l'Europe du Nord-Ouest a été calculée à partir des modèles PMIP2 (e.g. Kageyama *et al.*, 2006). Elle est comprise à cette époque entre -4°C et +1°C (M. Kageyama, *communication personnelle*). Les résultats obtenus pour chacune des équations et pour chacun des cas 1 et 2 sont présentés dans le Tableau V-4.

En tenant compte des limites de température de chacun des types d'environnements (polaire : T<0°C ; tempérée : T>0°C), nous obtenons dans le premier cas (Cas n°1), et à partir des deux équations (Tableau V-4):

$51 \text{ kg s}^{-1} < Ds < 70 \text{ kg s}^{-1}$, soit : $1{,}6 \times 10^6 \text{ t an}^{-1} < Ds < 2{,}2 \times 10^6 \text{ t an}^{-1}$

et dans le second cas (Cas n°2):

$734 \text{ kg s}^{-1} < Ds < 2404 \text{ kg s}^{-1}$, soit : $23{,}1 \times 10^6 \text{ t an}^{-1} < Ds < 75{,}8 \times 10^6 \text{ t an}^{-1}$

Cas 1[10]	Polaire (T<0°C)	Tempérée Nord (lat>30°N, T>0°C)
T=-4°C	70	
T=+1°C		62

Cas 1[14]	Polaire(T<0°C)	Tempérée Nord (lat>30°N, T>0°C)
T=-4°C	66	
T=+1°C		51

Cas 2 [10]	Polaire (T<0°C)	Tempérée Nord (lat>30°N, T>0°C)
T=-4°C	2404	
T=+1°C		1021

Cas 2 [14]	Polaire (T<0°C)	Tempérée Nord (lat>30°N, T>0°C)
T=-4°C	2181	
T=+1°C		734

Tableau V-4. Estimation de la décharge solide moyenne (kg s^{-1}) du Fleuve Manche au cours de la dernière période glaciaire calculée, pour chacun des deux cas détaillés dans le texte, à partir des équations [10] et [14] proposées par Syvitski et al. (2003).

En accord avec les équations [10] et [14], le débit solide moyen estimé pour le Fleuve Manche pour la dernière période glaciaire est significativement plus important dans le Cas n°2 que dans le Cas n°1, la surface importante et l'altitude maximale élevée du bassin versant dans le Cas n°2 favorisant très clairement un débit solide conséquent. Ainsi, un Fleuve Manche connecté à la Mer du Nord et au Rhin, et drainant de ce fait le Nord des Alpes, aura un débit solide nettement plus important qu'un Fleuve Manche restreint aux bassins Parisien et Londonien. D'après ces estimations, le débit solide moyen du Fleuve Manche dans sa version étendue sera au minimum 10 fois plus important que dans sa version restreinte.

3. Comparaison des résultats et implications paléogéographiques

La comparaison des estimations obtenues grâce aux données de terrain avec celles obtenues par le modèle de prédiction de décharge solide des fleuves de Syvitski *et al.* (2003) révèlent que le débit solide moyen du Fleuve Manche estimé grâce aux données sédimentaires et acoustiques du Golfe de Gascogne est nettement plus important (d'un facteur 25 à 40) que le débit solide moyen estimé avec le Cas n°1 grâces aux équations [10] et [14] (Figure V-31). Les résultats du Cas n°2 sont par contre conformes au débit solide moyen estimé à partir de

nos données (Figure V-31), ce dernier étant compris dans la partie haute de la fourchette des valeurs obtenues par le modèle de prédiction. Ceci démontre d'une part la cohérence de nos estimations et d'autre part que le Fleuve Manche n'était pas restreint aux bassins Parisien et Londonien à la fin de la dernière période glaciaire. La cohérence de nos résultats avec ceux obtenus du Cas n°2 démontre en effet que le Fleuve Manche connectait les bassins de Paris et de Londres, et le bassin de la Mer du Nord via le détroit du Pas-de-Calais, avec le Golfe de Gascogne. Par l'étude de la variabilité du débit solide du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka, et parce que les valeurs les plus faibles obtenues sur la période (i.e. Dernier Maximum Glaciaire, Figure V-31) restent largement supérieures aux valeurs du Cas n°1, nous concluons que le Fleuve Manche remontait au-delà du détroit du Pas-de-Calais tout au long de l'intervalle étudié. La connexion du Fleuve Manche avec la Mer du Nord est donc effective entre 24 et 16 ka. Ce résultat corrobore les travaux de Busschers *et al.* (2007) qui suggèrent, par la reconstitution paléogéographique du cours du Rhin au nord-ouest des Pays-Bas lors de la dernière période glaciaire, que ce dernier s'écoule vers le sud, au travers du détroit du Pas-de-Calais dès 30 ka.

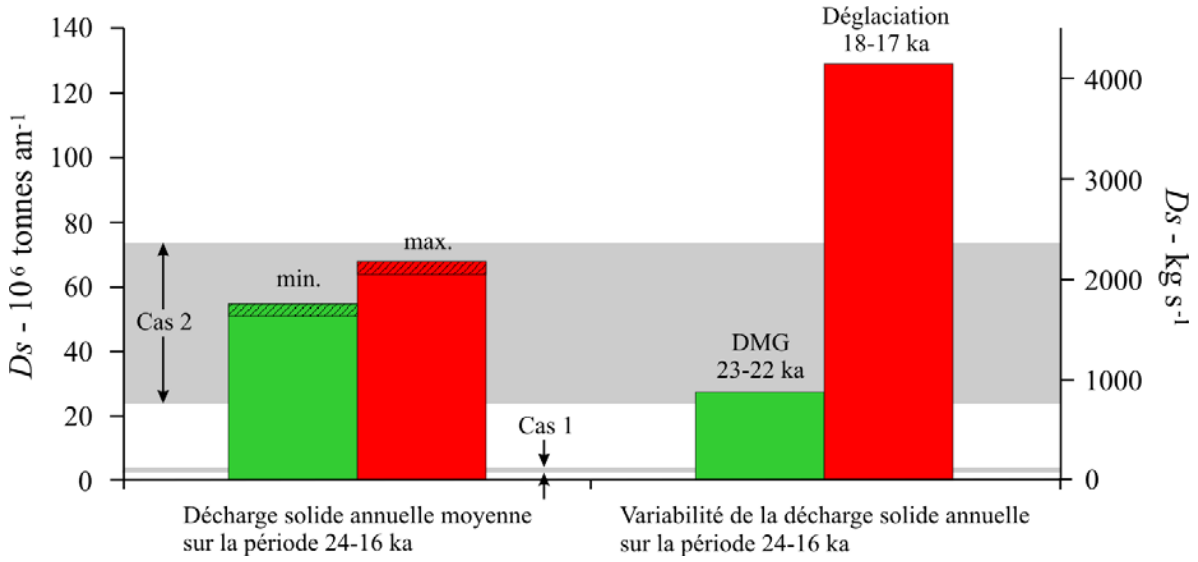


Figure V-31. Synthèse des estimations du débit solide du Fleuve Manche à partir des données sédimentaires et acoustiques du Golfe de Gascogne. Les histogrammes de gauche montrent l'estimation minimale (vert) et maximale (rouge) du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche sur la période 24-16 ka. La partie hachurée de chacun des histogrammes représente la part déposée dans le système Armoricain par les courants de turbidité. Les histogrammes de droite matérialisent l'évolution de ce débit au cours de la période 24-16 ka, depuis sa valeur minimale au Dernier Maximum Glaciaire (DMG – vert) jusqu'aux valeurs les plus fortes, estimées au moment de la déglaciation européenne. Les bandes grises représentent l'estimation du débit solide moyen du Fleuve Manche pour les Cas n°1et n°2 détaillés dans le texte. Le Cas n°1 sous-estime clairement les apports du Fleuve Manche à la fin de la dernière période glaciaire.

L'impact des glaciers et du climat sur le débit solide du Fleuve Manche apparaît très important puisque si le bassin versant du Fleuve Manche conserve les mêmes propriétés de surface et d'altitude entre 24 et 16 ka, le débit solide explose littéralement entre 23 et 18 ka, c'est-à-dire au moment de la déglaciation européenne (Figure V-31). Les apports sédimentaires massifs sur la Marge Nord Gascogne au moment de la déglaciation européenne reflètent ainsi au minimum la fonte des glaciers Alpins du fait de la connexion de l'actuel bassin versant du Rhin avec le Golfe de Gascogne.

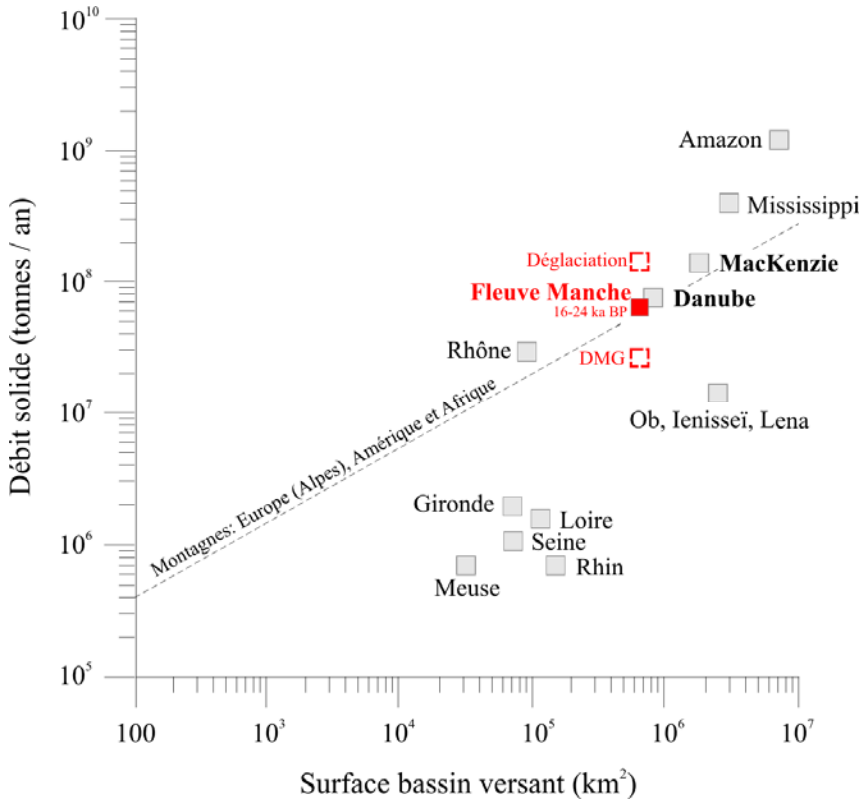


Figure V-32. Comparaison du débit solide annuel moyen du Fleuve Manche entre 24 et 16 ka avec les débits solides actuels des fleuves français, des principaux fleuves périglaciaires (McKenzie, Ob, Iennisеï, Lena) et des fleuves majeurs tels que l'Amazone ou le Mississippi. Les fleuves sont classés en fonction de la taille de leur bassin versant (modifié d'après Milliman et Syvitski (1992)). Les débits solides du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) et de la déglaciation font référence aux résultats présentés en Figure V-30 et Figure V-31.

Remis dans un contexte global, nos résultats suggèrent que le Fleuve Manche connaissait sur la période 24-16 ka un débit solide moyen équivalent à celui du Danube actuellement (bassin versant : 810 000 km²), estimé à environ 67×10^6 t an^{-1}. De la même manière, le débit solide moyen du Fleuve Manche au moment du pic de déglaciation équivaut à celui du MacKenzie aujourd'hui, calculé entre 1974 et 1994 à 128×10^6 t an^{-1} (Carson *et al.*, 1998) (Figure V-32). Ceci est surprenant puisque le bassin versant du MacKenzie atteint 1 800 000

km² (Carson *et al.*, 1998; Hill *et al.*, 2001), soit une surface 2,5 fois supérieure à la taille du bassin versant du Fleuve Manche tel que nous le concevons ici (bassins Parisien et Londonien + bassin versant actuel du Rhin + partie sud du bassin de Mer du Nord). De ce fait, et parce que le débit solide du Fleuve Manche dépasse très largement la fourchette de valeur proposée par le modèle de prédiction durant le pic de déglaciation (Cas n°2, Figure V-31), il est probable que le Fleuve Manche récoltait les eaux de fonte de la bordure sud-est de la calotte Britannique et/ou de la partie sud de la calotte Fennoscandienne en plus de celles des Alpes au cours de la dernière déglaciation.

Si le sud du bassin de Mer du Nord constitue en effet le réceptacle des eaux de fonte en provenance des glaciers alpins, il réceptionne également les eaux de fonte du sud-est de la calotte Britannique et du sud-ouest de la calotte Fennoscandienne (Gibbard, 1988; Houmark-Nielsen and Kjær, 2003; Ehlers *et al.*, 2004; Laban and Van den Meer, 2004; Busschers *et al.*, 2007) (Figure V-33). Dans le cas où le Fleuve Manche collecterait l'ensemble de ces eaux de fonte, son bassin versant serait élargi à l'urstromtal Vilnius-Varsovie-Berlin (Ehlers, 1996; Marks, 2002; Ehlers *et al.*, 2004) qui pirate, de l'Est vers l'Ouest, les bassins versants de l'Elbe (145 000 km²), de l'Oder (120 000 km²) et de la Vistule (195 000 km²) au sud de la calotte Fennoscandienne (Figure V-33).

Une telle connexion, effective lors de la glaciation majeure du Saalien (Gibbard, 1988), est possible lors de la dernière glaciation. D'une part au regard des résultats de nos estimations du débit solide du Fleuve Manche, et d'autre part au vu des importants et rapides ajustements isostatiques dans le sud du bassin de Mer du Nord (Busschers *et al.*, 2007; Vink *et al.*, 2007), en réponse à la connexion des calottes Britannique et Fennoscandienne entre 30 et 25 ka (Sejrup *et al.*, 1994; Carr *et al.*, 2006; Bradwell *et al.*, 2008). A cette période, le Fleuve Manche constitue en effet le seul exutoire possible des eaux de fontes qui s'écoulent d'Est en Ouest au sud de la calotte Fennoscandienne.

La connexion entre le Fleuve Manche et l'urstromtal des plaines d'Europe centrale a pu s'effectuer de deux manières (Figure V-33) :

- soit par le biais d'un lac, de type proglaciaire, localisé dans le sud de la Mer du Nord, au sud direct de la calotte Européenne. Celui-ci, alimenté par les calottes de glace environnantes et les eaux de fonte circulant dans l'urstromtal, s'écoulerait vers le Sud au travers du détroit du Pas-de-Calais en ayant rejoint au préalable le cours du Rhin (Figure V-33). En effet, le Rhin, qui coulait au travers du Pas-de-Calais, ne se jetait pas dans un lac à la fin de la dernière période glaciaire (Busschers *et al.*, 2007). Les sédiments laminés, typiques des environnements lacustres glaciaires, et décrits par Laban (1995) dans les environs du Dogger Bank (partie centre ouest de la Mer du Nord) pourrait matérialiser la présence de ce lac au sud de la calotte.

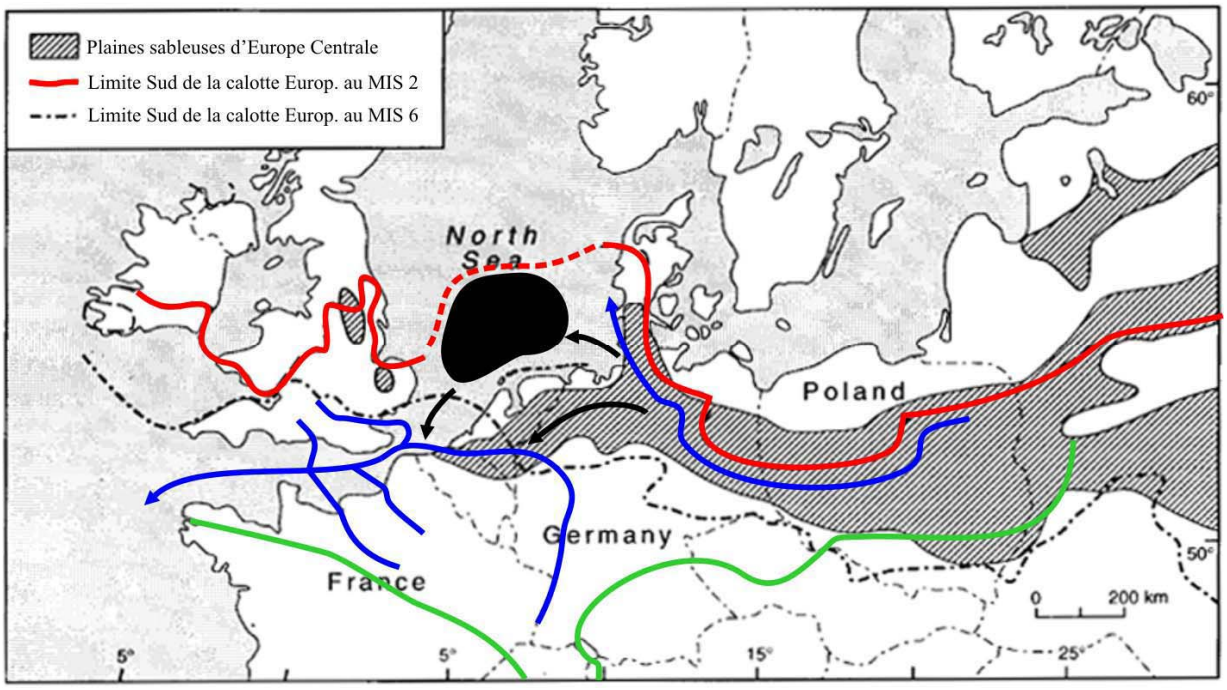


Figure V-33. Reconstruction paléogéographique de l'Europe au cours de la dernière période glaciaire et étendue des plaines sableuses d'Europe central (zone hachurée - modifiée d'après Kasse, 1997). Le trait rouge matérialise la limite sud de la calotte européenne vers 30-25 ka. Le réseau de drainage des plaines d'Europe centrale (urstromtal Vilnius-Varsovie-Berlin) et le Fleuve Manche apparaissent en bleu. Les figurés noirs (flèches) représentent les possibilités de connexion entre l'urstromtal et le Fleuve Manche par (i) fusion des bassins versants de l'Elbe et du Rhin au travers d'un lac proglaciaire (cf. surface noire) ou (ii) directement dans les plaines du Nord de l'Allemagne et des Pays-Bas. Dans ces deux cas, le Fleuve Manche voit son bassin versant augmenter significativement du fait de la fusion des bassins versants de la Vistule (Pologne), de l'Oder (Pologne / Allemagne) et de l'Elbe (Allemagne) avec l'actuel bassin versant du Rhin. La ligne verte matérialise la limite sud du bassin versant du Fleuve Manche dans une telle configuration.

▪ soit par le biais d'un paléo-réseau fluviatile entre le Rhin et l'Elbe, ce dernier étant directement connecté à l'urstromtal. Cette connexion pourrait être à l'origine des étendues sableuses d'origine glaciaire (*glacial outwash plains*) déposées dans un axe Hambourg-Bruxelles (Kasse, 1997; Litt *et al.*, sous presse). Ce réseau apparait en effet comme une ramification vers l'ouest de l'urstromtal Vilnius-Varsovie-Berlin, dont il fait partie intégrante au regard de ses caractéristiques sédimentaires (*North Central European sand belts*) (Figure V-33). La connexion de l'Elbe au Rhin au moment de la fusion des calottes Britannique et Fennoscandienne a aussi pu s'effectuer au travers de l'héritage morphologique d'une telle connexion datée de la glaciation Saalienne. En effet, l'avancée de la calotte européenne lors de la glaciation Saalienne forçait l'Elbe et le Rhin à fusionner puis à s'écouler dans la Manche (Gibbard, 1988).

Au regard des résultats présentés dans cette partie, il est en tout cas évident que le Fleuve Manche connectait la Mer du Nord au Golfe de Gascogne lors de la dernière période glaciaire. En accord avec les reconstructions paléogéographiques qui démontrent qu'aucune interaction n'est possible entre la calotte Britannique et le Fleuve Manche par le sud de l'Angleterre durant la dernière période glaciaire (Ehlers and Gibbard, 2004) et que la Mer du Nord était englacée dès 30-25 ka (Sejrup *et al.*, 1994; Bradwell *et al.*, 2008), notre étude explique à la fois *(i)* l'évolution similaire de l'activité turbiditique dans le système Armoricain et en contrebas du glacier de Mer d'Irlande et *(ii)* le synchronisme des décharges massives et récurrentes du Fleuve Manche avec le recul de la calotte européenne.

D. Origine de la variabilité des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cours de la dernière période glaciaire

Pour la dernière période glaciaire, la reconstruction quantitative des transferts sédimentaires sur les sites hémipélagiques et turbiditiques de la Marge Nord Gascogne révèle une grande variabilité des apports en provenance du proche continent, reflet de l'évolution des conditions climatiques et environnementales sur le nord-ouest de l'Europe. Nous synthétisons ici les résultats obtenus tout au long de ce chapitre, tout en discutant des forçages à l'origine de la variabilité observée.

1. Les conditions glaciaires des MIS 3 et MIS 2 / ~40 – 20 ka

Bien que plus importants qu'aujourd'hui du fait d'un niveau marin significativement plus bas, les apports sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cœur de la dernière période glaciaire sont les plus faibles enregistrés sur la période étudiée, signe manifeste de transferts sédimentaires continent - océan limités sur la marge ouest européenne durant cette période.

L'Europe connaît des conditions périglaciaires à cette époque, particulièrement entre 30 et 20 ka (e.g. Kasse *et al.*, 2007), comme le souligne la présence d'un permafrost, continu à discontinu selon la latitude, (Van Vliet Lanoë, 1989; Huijzer and Vandenberghe, 1998; Renssen and Vandenberghe, 2003) et de réseaux fluviatiles en tresses (e.g. van Huissteden *et al.*, 2001; Antoine *et al.*, 2003; Kasse *et al.*, 2003; Cordier *et al.*, 2006; Busschers *et al.*, 2007). La couverture végétale limitée et l'avancée importante des calottes glaciaires favorisent les processus d'érosion continentale et les apports sédimentaires aux rivières. Cependant, le débit liquide de celles-ci ne croît qu'à la faveur de courts épisodes (saisonniers) de fonte du couvert de neige. La production d'eau de fonte par les glaciers est faible, ces derniers étant à cette époque dans une phase de construction comme le matérialise l'avancée de la calotte Britannique sur l'Irlande (McCabe *et al.*, 2007a) ou la fusion des calotte Britannique et Fennoscandienne dans la Mer du Nord entre 30 et 25 ka (Sejrup *et al.*, 1994; Bradwell *et al.*, 2008) (Figure V-33). Les processus d'érosions physiques sont de plus propices à une alimentation en apports sédimentaires grossiers, donc peu mobilisables (Vandenberghe and Pissart, 1993; Huijzer and Vandenberghe, 1998). Les conditions climatiques relativement arides entraînent une incapacité des fleuves et rivières à transporter efficacement le sédiment, ceci se manifestant par l'aggradation générale des cours d'eau en Europe. Ainsi, bien que l'érosion glaciaire sur le continent soit maximale, les apports sédimentaires dans le Golfe de Gascogne sont paradoxalement faibles.

La faible capacité de transport des fleuves et rivières s'exprime particulièrement bien au moment de la fusion des calottes Britannique et Fennoscandienne dans la Mer du Nord vers 30-25 ka (Sejrup *et al.*, 1994; Bradwell *et al.*, 2008) (Figure V-33). Alors qu'en réponse à cet évènement le bassin versant du Fleuve Manche augmente considérablement, nos données, au

travers de l'évolution des flux terrigènes et de l'activité turbiditique, ne révèlent pas d'augmentation brutale des apports au débouché de la Manche. Ainsi, plus que la taille du bassin versant, c'est le climat qui contrôle les apports sur la Marge Nord Gascogne à cette époque. Nos données montrent donc que la production d'eau de fonte de la marge sud de la calotte européenne est à cette époque limitée. Cette dynamique change profondément dans la seconde partie du MIS 2 et lors de la Terminaison I.

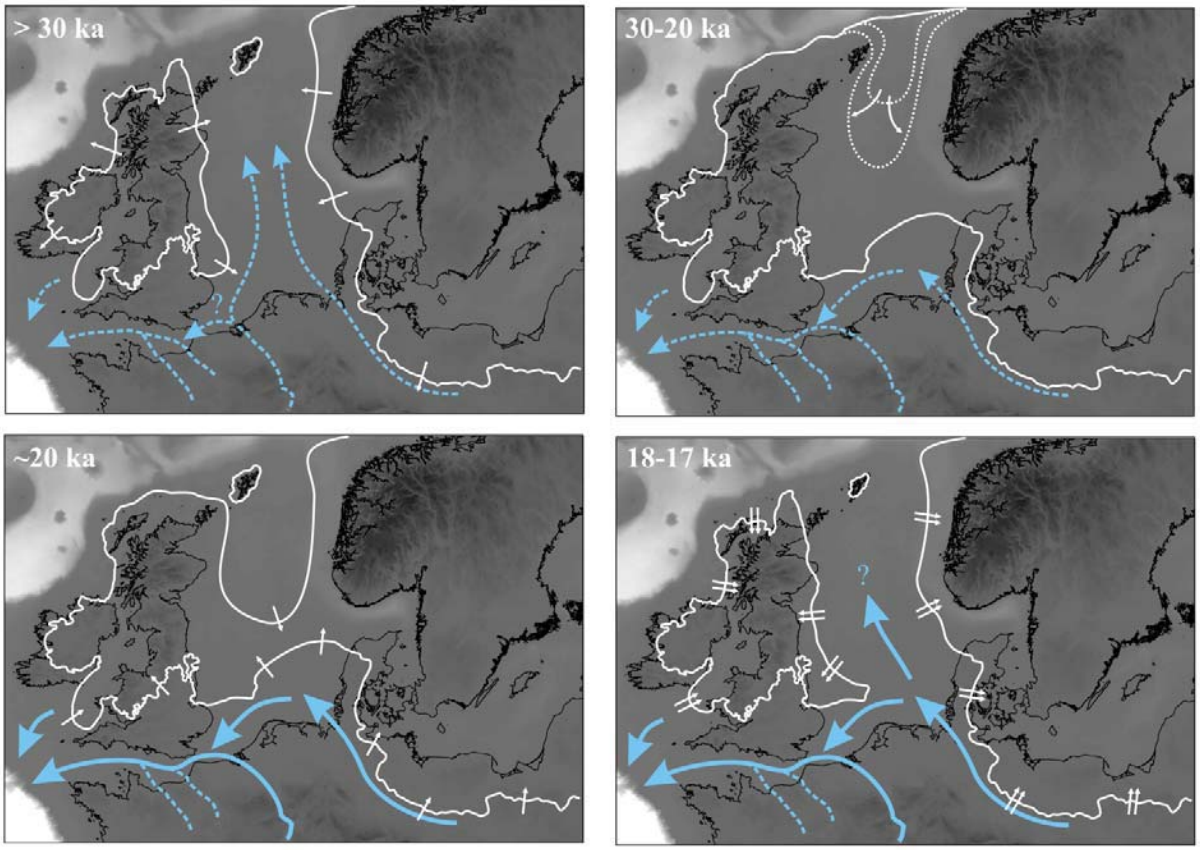


Figure V-34. Modèle conceptuel de la déglaciation et des interactions entre la calotte européenne, l'urstromtal d'Europe centrale, le bassin de Mer du Nord et le Fleuve Manche. Les flèches bleues et blanches montrent respectivement l'écoulement des eaux (pointillé : débit faible ; gras : débit élevé) et la dynamique des calottes (avancée / recul). Extension des calottes d'après Ehlers et Gibbard (2004) et Bradwell et al. (2008). La connexion entre l'urstromtal et le Fleuve Manche est discutée dans la Figure V-33.

2. L'épisode de déglaciation / 20-14 ka

2.1. L'intervalle 20-17 ka

La seconde moitié du MIS 2, à partir de 20 ka, se caractérise par une hausse significative des transferts continent - océan sur la Marge Nord Gascogne. En accord avec l'influence notable des eaux douces continentales au débouché de la Manche (Zaragosi *et al.*, 2001b;

Ménot *et al.*, 2006), les apports sédimentaires conséquents décrits sur la Marge Armoricaine démontrent que le débit solide du Fleuve Manche est alors sans commune mesure avec celui induit par les fontes saisonnière du couvert de neige intervenant tout au long de la période glaciaire. D'après les estimations présentées précédemment, le débit solide moyen du Fleuve Manche est en effet multiplié par cinq entre le cœur de la période glaciaire et la seconde partie du MIS 2. Le synchronisme entre l'augmentation des apports sédimentaires sur l'ensemble de la Marge Nord Gascogne et l'initiation du recul majeur des glaciers européens (Eyles and McCabe, 1989; Bowen *et al.*, 2002; Ivy-Ochs *et al.*, 2004; Rinterknecht *et al.*, 2006), souligne l'interaction évidente entre *(i)* la sédimentation de la Marge Nord Gascogne et les glaciers européens et entre *(ii)* la production d'eau de fonte et le transport des sédiments vers le domaine océanique. Ainsi, dès 20 ka, la déglaciation s'amorce et les importants volumes d'eaux de fonte produits par le glacier de Mer d'Irlande et tout le long de la marge sud de la calotte Européenne, depuis la Pologne jusqu'au bassin de Mer du Nord, favorisent le transfert des sédiments respectivement en Mer Celtique et sur la Marge des Entrées de la Manche (Figure V-33).

L'influence des glaciers sur la sédimentation du Golfe de Gascogne atteint son paroxysme avec le retrait maximal des calottes de glace en Europe entre 18,3 et 17 ka (e.g. Vorren and Plassen, 2002; Dahlgren and Vorren, 2003; Nygard *et al.*, 2004; Lekens *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2005; Rinterknetch *et al.*, 2007). Les flux terrigènes et l'activité turbiditique sur la Marge Nord Gascogne atteignent alors des valeurs exceptionnelles et les processus gravitaires décrits dans les environnements turbiditiques révèlent un transfert extrêmement rapide, voir direct (hyperpycnal ?), des sédiments vers le domaine océanique. L'activité du Fleuve Manche est maximale à cette époque, tout comme le transfert des sédiments entre le système glaciaire de Mer d'Irlande et la Marge Celtique. Bien que difficilement quantifiable, le retrait rapide du glacier de Mer d'Irlande (McCabe *et al.*, 2005; McCabe *et al.*, 2007b; O'Cofaigh and Evans, 2007) et l'important rebond isostatique associé (McCabe *et al.*, 2007c) ont sans aucun doute influencé les transferts sédimentaires au cours de cette période. Le rebond isostatique, estimé à près de 160 m dans le bassin de Mer d'Irlande (Clark *et al.*, 2004; McCabe *et al.*, 2007d) et à encore 30 m au niveau de la Marge des Entrées de la Manche (Lambeck, 1997), a en effet pu favoriser, par effet de vidange, le transport vers le domaine océanique des sédiments stockés sur le plateau continental du nord du Golfe de Gascogne.

Le décalage temporel entre l'union des calottes Britannique et Fennoscandienne dans le bassin de Mer du Nord entre 30 et 25 ka (e.g. Bradwell *et al.*, 2008) et l'augmentation des apports sur la Marge Armoricaine vers 20 ka démontre définitivement que plus que la taille du bassin versant, c'est la production d'eaux de fonte au front de la calotte européenne qui contrôle l'activité du Fleuve Manche à la fin de la dernière période glaciaire (Figure V-33).

Aussi, si la partie nord de la calotte européenne en Mer du Nord recule dès 24 ka, en laissant la possibilité à la mer de reconquérir la partie est du Nord de l'Ecosse (Graham *et al.*, 2007; Bradwell *et al.*, 2008) et l'Ouest de la Norvège (Sejrup *et al.*, 2000), nos résultats suggèrent que le recul de la partie sud de la calotte en Mer du Nord intervient après 20 ka (Figure V-33). Aucune phase d'apport massif, traduisant un retrait majeur et une déconnexion des calottes Britannique et Fennoscandienne dans le bassin de Mer du Nord n'est détectée avant cette date. D'après nos données, cette phase d'isolation des calottes Britannique et Fennoscandienne dans le sud de la Mer du Nord intervient entre 20 et 17 ka (Figure V-33), c'est à dire au moment où les apports au débouché de la Manche sont les plus conséquents. Ce diachronisme entre le recul des parties nord et sud de la calotte européenne en Mer du Nord peut s'expliquer par la différence significative d'environnement dans lequel chacune des marges de la calotte évoluent : la partie nord de la calotte est directement connectée à la mer (Bradwell *et al.*, 2008) alors que la partie sud a une terminaison continentale (Carr, 2004; Ehlers and Gibbard, 2004). Les glaciers connectés aux environnements marins étant très instables en comparaison à ceux évoluant sur le continent (e.g. Alley *et al.*, 2005), nos résultats indiquent, en accord avec ceux de Bradwell *et al.* (2008), une propagation de la déconnexion de calottes Britannique et Fennoscandienne par le Nord (Figure V-33). Son initiation pourrait intervenir en réponse à la hausse sensible du niveau marin qui intervient dès 26 ka (Peltier and Fairbanks, 2006).

Quelque soit l'âge exact de la déconnexion complète des calottes Britannique et Fennoscandienne, nous postulons que la connexion du Fleuve Manche avec l'urstromtal des plaines d'Europe central reste effective jusqu'entre 18 et 17 ka (Figure V-33), du fait du synchronisme parfait des apports maximaux au débouché du Fleuve Manche et du recul significatif de la calotte Fennoscandienne (e.g. Rinterknecht *et al.*, 2006).

2.2. L'intervalle 17-14 ka

Bien qu'encore détectable jusqu'à environ 15 ka sur la Marge Celtique, l'influence de la déglaciation sur la sédimentation de la Marge Nord Gascogne diminue drastiquement après 17 ka. Les flux terrigènes comme l'activité turbiditique chutent en effet brutalement lors de l'arrivée dans l'Atlantique Nord-Est et dans le Golfe de Gascogne d'icebergs en provenance de la calotte Laurentide (Grousset *et al.*, 2000). Les transferts sédimentaires continent-océan sont alors à nouveau limités en réponse à une courte phase d'expansion des glaciers (Buoncristiani and Campy, 2004; Nygard *et al.*, 2004; Ivy-Ochs *et al.*, 2006; Knies *et al.*, 2007; McCabe *et al.*, 2007b; Bateman *et al.*, 2008), qui marque une pause dans la déglaciation, et à une aridité marquée en Europe (Kasse *et al.*, 2007; Naughton *et al.*, 2007). La capacité de transport des fleuves retrouve un niveau faible, comparable à celui décrit au cœur de la dernière période glaciaire. Cette transition coïncide également avec la mise en place d'un piège à sédiment majeur sur le cours du Rhin, à savoir le Lac de Constance

(Milliman and Syvitski, 1992), au préalable recouvert par le glacier du Rhin, dont le retrait s'est produit vers 18 ka (Wessels, 1998b, 1998a).

Les apports terrigènes sur la Marge Nord Gascogne restent faibles après 16 ka, excepté en contrebas du système glaciaire de Mer d'Irlande en réponse au dernier retrait de la calotte Britannique vers 15 ka. Après la phase majeure de déglaciation, les glaciers sont en effet cantonnés aux parties montagneuses de l'Europe (Ehlers and Gibbard, 2004) et leur impact sur la sédimentation n'est plus perceptible. De plus, la remontée significative du niveau marin après 16 ka (Fairbanks, 1989; Lambeck *et al.*, 2002) implique une lente déconnexion entre l'embouchure du Fleuve Manche et le domaine profond du Golfe de Gascogne et à terme la disparition totale du Fleuve Manche. La chute drastique des apports terrigènes sur la Marge Nord Gascogne matérialise ainsi la disparition des glaciers et du Fleuve Manche, principaux agents géologiques à l'origine des apports sédimentaires au cours de la dernière période glaciaire.

En résumé, l'évolution des apports sédimentaires dans le Golfe de Gascogne au cours de la dernière période glaciaire reflète les modifications paléoclimatiques et paléoenvironnementales de l'Europe de l'Ouest. Bien qu'il semble exister une relation étroite entre la dynamique des fleuves et les apports sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne, la phase majeure d'apport se produit non pas lors d'une phase d'incision majeure des rivières, en réponse aux variations du niveau marin, mais lors de l'épisode de déglaciation. La capacité de transport du Fleuve Manche était donc à cette époque suffisamment importante pour expulser un volume important de sédiment stocké sur le continent vers le Golfe de Gascogne. Outre les produits de l'érosion glaciaire, accumulés tout le long de la marge de la calotte, nous postulons que les sédiments issus de la Seine, de la Somme et plus largement des affluents du Fleuve Manche lors des phases d'incisions des transitions des MIS 5/4 et des MIS 3/2 (Antoine *et al.*, 2000; Antoine *et al.*, 2007), ont été remobilisés jusqu'à l'océan par les débâcles de déglaciation. En effet, il est possible que suite aux phases d'incisions, les sédiments de la Seine ou de la Somme aient été stockés dans la partie centrale de la Manche. Cette hypothèse permettrait d'expliquer le diachronisme entre l'érosion majeure des affluents du Fleuve Manche au moment des transitions climatiques et eustatiques citées ci-dessus et les apports conséquents sur la Marge Nord Gascogne uniquement à la fin de la période glaciaire. Il est également possible qu'une partie du produit de ces érosions se soit accumulée lors de première partie de la période glaciaire au sein de la dépression la Fosse Centrale (*Hurd Deep*), celui-ci jouant alors un rôle de tampon entre le continent et l'océan. Au regard de nos résultats et de la fraîcheur actuelle du réseau de paléovallées entre la France et les îles Britanniques (Gupta *et al.*, 2007), il apparaît en tout cas évident que l'énergie du Fleuve Manche a été suffisamment importante au cours de la dernière déglaciation pour nettoyer la partie centrale de la Manche des accumulations sédimentaires présentes. La remontée rapide du niveau marin

entre 16 et 12 ka (Lambeck *et al.*, 2002) et la mise en place des forts courants tidaux en Manche (Uehara *et al.*, 2006) a sans aucun doute permis d'entretenir cet état de fraîcheur. Nous postulons par ailleurs que les puissantes décharges du Fleuve Manche entre 18 et 17 ka pourraient expliquer, en partie, la morphologie très particulière du paléocours du Fleuve Manche décrit par Gupta *et al.* (2007). Sans remettre en cause l'origine catastrophique de ces formations aujourd'hui immergées (Gupta *et al.*, 2007), nous démontrons dans la suite de ce travail que la morphologie très érosive des paléovallées de la Manche peut aussi s'expliquer par la récurrence d'évènements de débâcle au cours des glaciations Pléistocène.

A. Reconstruction de l'activité du 'Fleuve Manche' au cours des quatre dernières périodes glaciaires: implication sur les oscillations glaciaires et la configuration du réseau fluviatile en Europe 213
1. Principaux résultats de l'article 213
2. Note 2: *"Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2"* 217
B. Chronologie des oscillations glaciaires et évolution du réseau de drainage européen au cours des derniers 1,2 millions d'années par la reconstruction des apports terrigènes sur le site MD01-2448 265
1. Principaux résultats de l'article 265
2. Note 3: *"A 1.2 My record of glaciation and fluvial discharges from the West European Atlantic margin"* 271

Chapitre VI: Oscillations Glaciaires et Evolution du Réseau de Drainage Européen au cours du Pléistocène

Nous avons démontré tout au long du précédent chapitre que les sédiments de la Marge Nord Gascogne avaient enregistré de manière continue les modifications paléoenvironnementales intervenues sur le continent européen au cours de la dernière période glaciaire. Le retrait des calottes glaciaires Britannique et Fennoscandienne, en réponse à l'augmentation d'insolation qui intervient dès 23 ka, apparaît comme l'évènement majeur de sédimentation : les produits de l'érosion glaciaire transportés par les eaux de fonte jusque dans les environnements profonds du Golfe de Gascogne forment un épais dépôt, dont la mise en place s'effectue en un temps relativement court (<3000 ans). La reconnaissance d'accumulations sédimentaires de ce type dans les séries sous-jacentes de la Marge Nord Gascogne permet ainsi de discuter des oscillations glaciaires majeures intervenues en Europe tout au long du Pléistocène. Cette approche, développée dans le présent chapitre, est importante car la chronologie et l'amplitude des oscillations glaciaires et climatiques intervenant en Europe avant la dernière période glaciaire sont mal connues. Les séries sédimentaires continentales, rares et souvent discontinues, ne permettent plus une reconstitution chronologique fine des oscillations glaciaires et de la paléogéographie associée (e.g. Gibbard and Van Kolfschoten, 2005). La reconstitution des oscillations glaciaires régionales du Pléistocène est pourtant fondamentale car les glaciers participent directement à la variabilité climatique en modifiant le volume et la localisation des flux d'eau douce à l'océan, produisant des perturbations significatives de la circulation thermohaline et du climat (e.g. Clark *et al.*, 1999). Plus que la reconstruction globale du volume de glace, la reconstruction paléogéographique des calottes glaciaires, et le recensement de leurs oscillations, est donc un moyen unique pour déterminer avec précision les forçages à l'origine de la complexe variabilité climatique observée tout au long du Pléistocène (e.g. McManus *et al.*, 1999; Martrat *et al.*, 2007).

A. Reconstruction de l'activité du 'Fleuve Manche' au cours des quatre dernières périodes glaciaires: implication sur les oscillations glaciaires et la configuration du réseau fluviatile en Europe

L'essentiel des résultats concernant la reconstruction qualitative et quantitative des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne au cours des quatre dernières périodes glaciaires (MIS 10, MIS 8, MIS 6 et MIS 4-2) a fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Quaternary Science Reviews* en août 2008. Ce chapitre est constitué par une première partie résumant les principaux résultats obtenus, suivie d'une deuxième partie présentant la note soumise (Note 2).

1. Principaux résultats de l'article

L'influence du paléofleuve Manche sur la sédimentation de la Marge Nord Gascogne est appréhendée pour les quatre dernières périodes glaciaires par le biais des flux terrigènes des carottes MD01-2448, MD04-2818 et MD03-2692 et du rapport des éléments Titane et Calcium (Ti/Ca) mesuré par fluorescence X sur la carotte MD03-2692. L'étude de la carotte MD03-2692 est dans cette étude particulièrement détaillée du fait de sa position géographique au débouché direct du système Manche. Son cadre stratigraphique, déjà discuté dans la littérature par Mojtahid *et al.* (2005) puis Eynaud *et al.* (2007), est ici revisité dans le but de préciser la chronologie du MIS 6 dans lequel un épais dépôt laminé similaire à celui observé dans le MIS 2 est décrit. Dater précisément ce faciès est essentiel car par analogie à la Terminaison I, sa présence suppose un épisode d'activité majeure du Fleuve Manche, dont le forçage doit être discuté. La très faible concentration en foraminifères benthiques de ce dépôt rend pourtant complexe la détermination de son âge du fait de l'impossibilité à le caractériser isotopiquement. Pour contourner ce problème, nous proposons une corrélation de la courbe isotopique *discontinue* de la carotte MD03-2692 avec la courbe isotopique *continue* du forage ODP-980, situé au nord-ouest de l'Irlande (McManus *et al.*, 1999) et dont les données font référence dans une multitude d'études paléocéanographiques et paléoclimatologiques (e.g. Waelbroeck *et al.*, 2002; Tzedakis *et al.*, 2003; Desprat *et al.*, 2006; Martrat *et al.*, 2007). Cette corrélation a été effectuée sur la base des données en profondeur et la chronologie a ensuite été établi par le biais de la compilation LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005).

A partir des connaissances et des résultats présentés dans le chapitre précédent, la reconstruction des apports terrigènes sur la Marge Nord Gascogne au cours des 350 000 dernières années permet d'appréhender la chronologie et l'ampleur des décharges majeures du Fleuve Manche durant chacune des quatre dernières périodes glaciaires, tout en discutant de l'extension et des oscillations des calottes de glace en Europe et de la configuration du réseau de drainage des fleuves ouest et centre européens.

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes :

▪ Chacun des épisodes d'apports majeurs sur la Marge Nord Gascogne au cours des 350 000 dernières années, interprétés comme des périodes d'activité accrue du Fleuve Manche, se produit au moment où les conditions orbitales sont favorables à un retrait des calottes de glace (insolation en hausse, saisonnalité glaciaire élevée, etc.). Ceci suggère une interaction directe des glaciers européens avec le système Manche au travers du détroit du Pas-de-Calais.

▪ Les décharges du Fleuve Manche au cours des MIS 10 et MIS 8 sont significativement plus faibles que celles détectées au cours des MIS 6 et MIS 2, suggérant que les calottes glaciaires au cours des deux dernières glaciations étaient largement plus développées que celles des deux glaciations précédentes. A partir de la chronologie continentale proposée par Ehlers et Gibbard (2004), nous corrélons l'activité du Fleuve Manche des MIS 6 et MIS 2 respectivement aux glaciations Saalienne (Drenthe) et Weichselienne. Nous assumons dès lors que la glaciation majeure de l'Elstérien s'est produite avant le MIS 10. Cette dernière conclusion contredit les résultats de nombreux auteurs qui corrèlent la plus grande glaciation européenne du Pléistocène avec le MIS 10 (e.g. Geyh and Müller, 2005; Geyh and Müller, 2007; Litt, 2007).

▪ Contrairement à la Terminaison I, aucune décharge majeure du Fleuve Manche n'est enregistrée lors de la Terminaison II (135 ka). Ceci indique que le Fleuve Manche ne collectait pas les eaux de fonte issues du recul de la calotte Européenne à la fin du MIS 6. Nous proposons qu'une importante modification du réseau de drainage se soit produite vers 155 ka au moment d'une oscillation glaciaire majeure de la calotte Européenne. La très forte activité du Fleuve Manche à cette époque, mise en évidence par des apports terrigènes élevés et par le dépôt d'un faciès laminé épais dans le Golfe de Gascogne, matérialiserait en effet un recul conséquent de la calotte en réponse à l'insolation croissante qui intervient entre 163 et 151 ka (Laskar *et al.*, 2004). Nous proposons alors que, contrairement à la première moitié du MIS 6, les calottes Britannique et Fennoscandienne sont isolées et la Mer du Nord est libre de toute glace entre 150 et 135 ka, permettant ainsi aux eaux de fonte de transiter vers l'océan au travers de la Mer du Nord lors de la Terminaison II (Figure VI-1). En postulant que les conditions orbitales soient à nouveau propices à une nouvelle réavancée des calottes entre 150 et 140 ka (insolation et saisonalité faible, Laskar *et al.*, 2004), et en accord avec les reconstructions paléogéographiques proposées par Ehlers et Gibbard (2004), nous corrélons cette période avec la glaciation du Warthe. Cet épisode se produirait donc à l'échelle orbitale, contrairement à la proposition faite par Busschers *et al.* (2008) d'un épisode très court, équivalent du Younger Dryas. Nous proposons finalement de dater la glaciation majeure du Drenthe, qui précède celle du Warthe (e.g. Ehlers *et al.*, 2004), entre 175 et 160 ka.

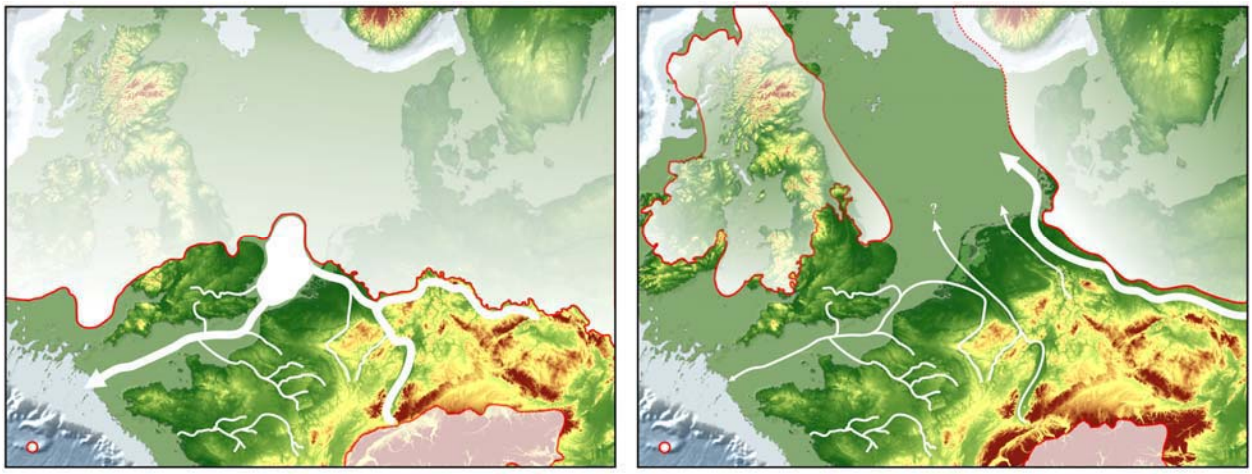


Figure VI-1. Reconstruction paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au cours du MIS 6. Les limites des calottes glaciaires sont celles proposées par Ehlers et Gibbard (2004). A gauche : Fleuve Manche très actif en réponse au recul de la calotte européenne lors de la transition Drenthe – Warthe vers 155 ka ; A droite : Fleuve Manche peu actif durant la glaciation du Warthe (150-135 ka) et pendant la Terminaison II. Les eaux de fonte transitent vers le Nord au sein du bassin de Mer du Nord à cette époque. Le cercle blanc localise la position de la carotte MD03-2692.

▪ Les décharges du Fleuve Manche, en plus d'être synchrones des périodes de fonte partielle ou totale de la calotte européenne, sont contemporaines d'importantes réductions du $\delta^{13}C$ benthique sur le site ODP-980. Ces importantes réductions du $\delta^{13}C$ benthique reflètent un profond ralentissement de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord (McManus *et al.*, 1999). Puisqu'il existe une très forte relation entre l'introduction massive d'eau douce dans l'océan Atlantique et la diminution de la production d'eau profonde nord-Atlantique (e.g. Broecker *et al.*, 1989; Rahmstorf, 1995; Clark *et al.*, 2001; Clark *et al.*, 2002; Rahmstorf, 2002), nous postulons que le Fleuve Manche participe à des évènements majeurs de dessalure des eaux de surface de l'Atlantique Nord. Chacun de ces évènements entraînent un ralentissement de la circulation thermohaline et, rapidement, un refroidissement des conditions climatiques de l'Atlantique Nord comme le démontre la présence du foraminifère polaire *N. pachyderma* (s) dans le Golfe de Gascogne ou le dépôt d'IRD sur les sites MD03-2692 et ODP-980. Le synchronisme de ces périodes climatiques froides avec des configurations orbitales propices au retrait des calottes de glace confirme les interactions glacier-océan-atmosphère et le caractère instable du climat durant les périodes de déglaciation (e.g. Alley and Clark, 1999). Le réchauffement initié en réponse aux paramètres orbitaux est rapidement masqué par un refroidissement *régional* autour de l'Atlantique Nord du à l'introduction massive d'eau de fonte dans l'océan Atlantique.

2. Note 2: "Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2"

S. Toucanne, S. Zaragosi, J.F. Bourillet, M. Cremer, F. Eynaud, B. Van Vliet-Lanoë, A. Penaud, C. Fontanier, J.L. Turon, E. Cortijo and P.L. Gibbard

Note soumise à *Quaternary Science Reviews* (réf. JQSR-S-08-00307) le 26 août 2008 ;

Abstract 220
1. Introduction 221
2. Core materials and methods 224
3. Chronology 229
4. Results and discussion 232
4.1. Terrigenous input in the Bay of Biscay through the last glacial period 232
4.1.1. Imprint of the glacially-influenced 'Fleuve Manche' palaeoriver into the deep-sea sedimentation of the northern Bay of Biscay 232
4.1.2. Genetic interpretation of laminated sediments and palaeoenvironmental implications 236
4.2. 'Fleuve Manche' activity from MIS 10 to 6: Insights into the European ice sheet and glaciers drainage network 240
4.2.1. Marine Isotope Stage 10 241
4.2.2. Marine Isotope Stage 6 and 8 242
4.3. Comments on the timing of major 'Fleuve Manche' discharges and climate changes over the last 350 kyr 248
5. Conclusions 250
References 254

Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2

S. Toucanne [a], S. Zaragosi [a], J.F. Bourillet [b], M. Cremer [a], F. Eynaud [a], B. Van Vliet-Lanoe [c], A. Penaud [a], C. Fontanier [d], J.L. Turon [a], E. Cortijo [e] and P.L. Gibbard [f]

[a] Université Bordeaux 1, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques (UMR CNRS 5805 EPOC), Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

[b] IFREMER, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France

[c] Institut Européen Universitaire de la Mer, Domaines Océaniques (UMR CNRS 6538), Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

[d] Université d'Angers, Laboratoire des Bio-indicateurs Actuels et fossiles (UPRES EA 2644), Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cedex 01, France

[e] Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE/IPSL (UMR CEA-CNRS-UVSQ 1572), CE Saclay, L'Orme des Merisiers, Bât. 701, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

[f] Cambridge Quaternary, Department of Geography, University of Cambridge, Cambridge, CB2 3EN, UK

Abstract

Continuous high-resolution mass accumulation rates (MAR) and X-ray fluorescence (XRF) measurements from marine sediment records in the Bay of Biscay (NE Atlantic) has allowed the determination of the timing and the amplitude of the 'Fleuve Manche' (Channel River) discharges during glacial stages MIS 10, MIS 8, MIS 6 and MIS 4-2. These results have yielded detailed insight into the Middle and Late Pleistocene glaciations in Europe and the drainage network of the western and central European rivers over the last 350 kyr. This study provides clear evidence that the 'Fleuve Manche' connected the southern North Sea basin with the Bay of Biscay during each glacial period and reveal that 'Fleuve Manche' activity during the glaciations MIS 10 and MIS 8 was significantly less than during MIS 6 and MIS 2. We correlate the significant 'Fleuve Manche' activity, detected during MIS 6 and MIS 2, with the extensive Saalian (Drenthe Substage) and the Weichselian glaciations, respectively, confirming that the major Elsterian glaciation precedes the glacial MIS 10. In detail, massive 'Fleuve Manche' discharges occurred at ca. 155 ka (mid-MIS 6) and during Termination I, while no significant discharges are found during Termination II. It is assumed that a substantial retreat of the European ice-sheet at ca. 155 kyr, followed by the formation of ice-free conditions between the British Isles and Scandinavia until Termination II, allowed meltwater to flow northwards through the North Sea basin in the second part of the MIS 6. We assume that this glacial pattern corresponds to the Warthe Substage glacial maximum, therefore indicating that the data presented here equates to the Drenthe and the Warthe glacial advances at ca. 175-160 ka and ca. 150-140 ka, respectively. Finally, the correlation of our records with ODP Site 980 reveals that massive 'Fleuve Manche' discharges, related to partial or complete melting of the European ice masses, were synchronous with strong decreases in both the rate of deep-water formation and the strength of the Atlantic thermohaline circulation. 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr probably participated, with other meltwater sources, in the collapse of the thermohaline circulation by freshening the northern Atlantic surface water.

1. Introduction

The Middle and Late Pleistocene have been periods of fluctuating climate accompanied by prominent sea-level lowstands during the glacial intervals, when massive continental ice sheets extended from mountainous to lowland areas as far as about 50°N over Europe (Ehlers, 1990; Ehlers et al., 2004; Ehlers and Gibbard, 2007) (Fig. 1). The retreat of the shoreline on the extensive present-day shallow continental shelves of the southern and eastern parts of the British Isles induced a reorganisation of the European drainage network and the appearance of large rivers, with considerable drainage areas, after the merging of present-day French and British rivers and German and Dutch rivers on the subaerially exposed English Channel and North Sea basin, respectively (Gibbard, 1988). Complex networks of palaeovalleys indeed highlight that the present-day Somme, Seine, Solent and numerous minor French and British rivers (e.g. Authie, Béthune, Orne, Cuckmere, Arun rivers) merged into the English Channel during eustatic lowstands to form the 'Fleuve Manche' (Channel River) palaeoriver (Larsonneur et al., 1982; Lericolais, 1997; Antoine et al., 2003; Bourillet et al., 2003) (Fig. 1). Although the chronology and the cause of the opening of the Dover Strait is still a matter of debate (e.g. Gibbard, 1995; Meijer and Preece, 1995; Van Vliet-Lanoë et al., 2000; Gupta et al., 2007; Busschers et al., 2008), it is now generally assumed that the North Sea fluvial systems were on several occasions diverted southwards into the English Channel since the onset of extensive continental glaciations. The invasions of ice masses in the Northern European Lowlands over the last about 600 kyr (Ehlers et al., 2004; Ehlers and Gibbard, 2007) indeed strongly modified the fluvial directions of the central European rivers, up to forced the present-day Elbe, Rhine and Thames rivers to flow southwards during periods of coalescence of the Fennoscandian (FIS) and British-Irish (BIIS) ice sheets in the North Sea basin (Gibbard, 1988). Numerous studies have attempted palaeogeographical reconstructions of drainage directions of the major European rivers (Gibbard, 1988; Bridgland and D'Olier, 1995; Bridgland, 2002; Busschers et al., 2007; Busschers et al., 2008) and of invasions of continental ice in the North Sea basin over glacial periods (Zagwijn, 1973; Ehlers, 1990; Ehlers et al., 2004; Busschers et al., 2008). However, the combined erosional effects of the successive alternating ice-advances and sea-level variations have caused scarcity of long-term shallow marine and continental sequences (e.g. Bridgland, 2002), which added to the difficulties of dating precisely the sedimentary records, still make difficult the correlation of continental records with the marine isotopic stratigraphy (e.g. Bowen, 1999; Ehlers and Gibbard, 2004; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005), a challenge of central importance in Quaternary stratigraphy. In contrast, deep-sea sediments, because of their continuous record of Earth's climate variability, offer an invaluable alternative to the usually discontinuous continental sequences to reconstruct the freshwater and sediment discharges of lowstand rivers and to detect the imprint of surrounding ice sheet oscillations and attendant modification of hinterland drainage directions.

The deep-sea sedimentation in the northern Bay of Biscay (Armorican margin - NE Atlantic) has been strongly influenced by the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges throughout the glacial intervals of the Middle and Late Pleistocene (Zaragosi et al., 2001; Bourillet et al., 2003; Mojtahid et al., 2005; Bourillet et al., 2006; Zaragosi et al., 2006; Eynaud et al., 2007; Toucanne et al., 2008). For the last deglaciation, Toucanne et al. (2008) have recently shown downstream from the English Channel huge and extensive sediment accumulation with rates reaching up to 10 m ka^{-1}. At the same time this ended the discussion about the size and strength of the 'Fleuve Manche' (e.g. Bridgland, 2002) and confirmed the Armorican margin as a relevant site to reconstruct the 'Fleuve Manche' palaeoriver activity and the evolution of the surrounding ice masses throughout the Quaternary.

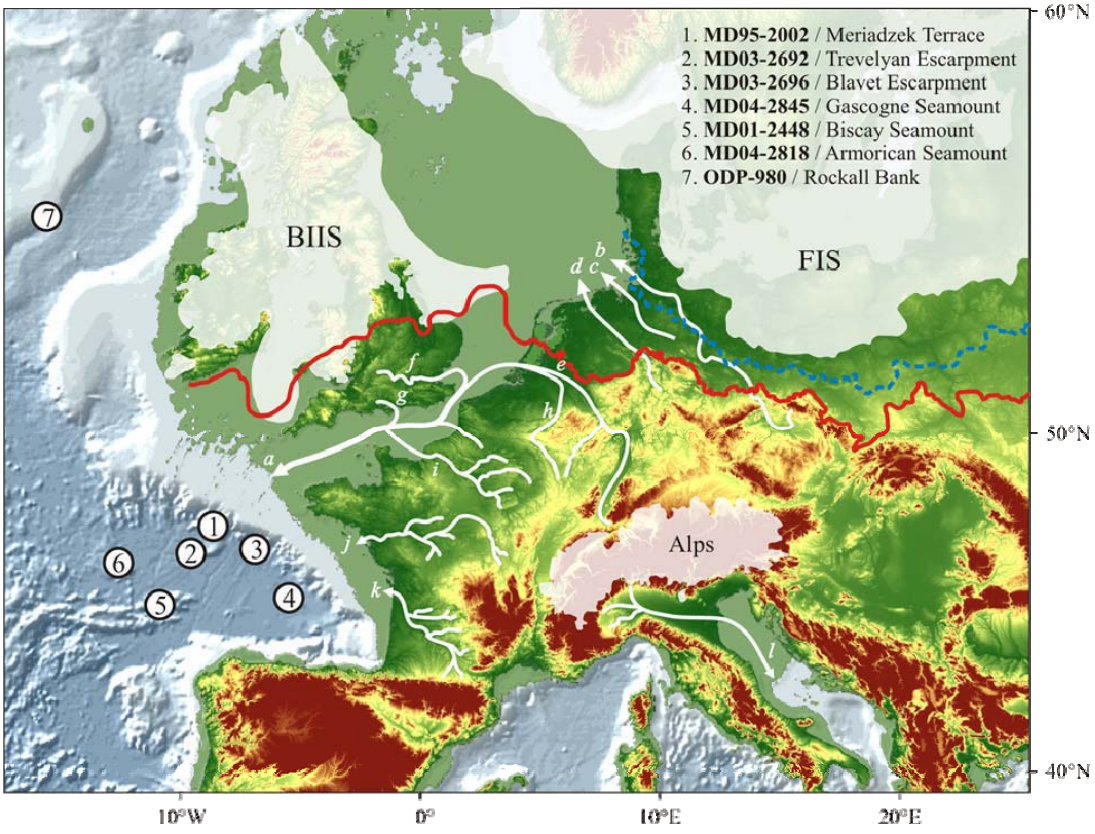


Figure 1. Map of NW Europe showing the glacial limits of the British-Irish Ice Sheet (BIIS), Fennoscandian Ice Sheet (FIS) and the Alps Glaciers for the Late Weichselian (MIS 2 - white shaded area) and Saalian glaciations (Drenthe advance = continuous red line; Warthe advance = dotted blue line) (Ehlers and Gibbard, 2004). The white arrows and the associated lowercase letters identify the main European rivers: a: 'Fleuve Manche', b: Elbe, c: Wesser, d: Ems, e: Rhine, f: Thames, g: Solent, h: Meuse, i: Seine, j: Loire, k: Gironde, l: Pô. The numbers indicate the core locations. Bathymetry and altimetry correspond to the ETOPO2 (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html) and SRTM (Global Land Cover Facility, http://www.landcover.org) data, respectively.

In this paper, we provide a reconstruction of the 'Fleuve Manche' palaeoriver activity since Marine Isotopic Stage (MIS) 10, based on the study of the seaward transfer of continentally-derived material onto the Armorican margin using mass accumulation rates (MAR) and X-ray fluorescence (XRF) intensities of Ti from six long piston cores retrieved in the Bay of Biscay (Table 1 and Fig. 1). These marine records provide a direct land–sea–ice correlation using the marine climate proxies (planktic foraminifera assemblages and ice-rafted detritus - IRD), continental indicator (terrigenous input) and global ice volume tracer (benthic foraminiferal oxygen isotopes). This allows to discuss the phase relationship between the glacial intervals of the Middle and Late Pleistocene and the fluctuating activity of the 'Fleuve Manche' palaeoriver. Finally, we discuss the interaction between the European ice sheets and the 'Fleuve Manche' activity and the reorganisation of the drainage network of the western and central European rivers during MIS 10 to 2, while refining the chronology of the ice sheet oscillations in the North Sea basin during the Saalian and Weichselian glaciations. The comparison of our results with the main Pleistocene palaeoceanographic changes at site ODP-980 (Rockall Bank - NE Atlantic, Table 1 and Fig. 1) also provide relevant information about the ice sheet - ocean interactions over the last four glacial intervals.

Core Label	Lat., °N	Long, °W	Depth (m)	Cruise
MD95-2002	47°27.12'	8°32.03'	2174	MD105-IMAGE1
MD01-2448	44°46.79'	11°16.47'	3460	MD123-GEOSCIENCES
MD03-2692	46°49.72'	9°30.97'	4064	MD133-SEDICAR
MD03-2696	46°29.51'	6°02.36'	4422	MD133-SEDICAR
MD04-2818	46°21.44'	12°33.6'	3766	MD141-ALIENOR
MD04-2845	45°20.86'	5°13.17'	4175	MD141-ALIENOR

Table 1. Position of studied cores.

2. Core Materials and Methods

This study is based on 'Calypso' long piston cores retrieved in the Bay of Biscay (NE Atlantic) during oceanographic cruises on board the R/V 'Marion Dufresne' (IPEV) (Fig. 1). Cores were retrieved from hemipelagic environments, i.e. on structural terraces and deep seamounts. Details about cores and coring sites are given in Figure 1 and Table 1. These sites are situated far from any turbiditic influences which make them ideally to record continuous sediment input variability from the 'Fleuve Manche' palaeoriver throughout the last few glacial periods (Bourillet et al., 2003; Bourillet et al., 2006).

Physical properties of the cores were determined onboard by measuring the P-wave velocity and gamma-ray attenuation density every 2 cm using a 'Geotek Multi Sensor Core Logger' (MSCL). All cores were then sampled continuously at 5 cm intervals (10 cm in MD03-2696) and samples were wet-sieved through a 150 µm mesh. The stratigraphic frameworks are based on the counts of the planktic polar foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma* (s) (%) and ice-rafted debris (IRD, expressed in lithic grains per gram) which were performed on the sand size fraction (>150 µm) in representative sample splits of >300 grains per sample. Radiocarbon ages were performed on monospecific samples from maxima of absolute Globigerina bulloides or *Neogloboquadrina pachyderma* (s) abundances. Ages have been corrected for a marine reservoir effect of 400 years and were calibrated to calendar years using CALIB Rev 5.0/Marine04 data set (Stuiver and Reimer, 1993; Hughen et al., 2004; Stuiver et al., 2005) up to 21.78 ^{14}C ka and Bard et al. (2004) thereafter. Additionally, stable isotope analyses on cores MD03-2692 (Mojtahid et al., 2005) and MD01-2448 (this study) were done using specimens of benthic foraminifera *Uvigerina peregrina* and *Planulina wuellerstorfi* (together with *Pullenia bulloides* for core MD03-2692) from the size fraction >150 µm. Isotopic analyses of core MD03-2692 were conducted at the School of Ocean Sciences (University of Wales, Bangor) and at the Laboratoire des Environnements et Paléoenvironnements Océaniques (University of Bordeaux 1) using a PDZ Europa Geo 20/20 Isotope Ratio mass-spectrometer and a Optima Micromass mass-spectrometer, respectively. For core MD01-2448, isotopic analyses were conducted at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, Gif-sur-Yvette, France) on both a Finnigan MAT251 and Delta+ mass-spectrometers equipped with a Kiel-device automated introduction line. External reproducibility for standards on these two mass-spectrometers was 0.05‰ for oxygen during the time of measurements.

Sedimentological investigations were undertaken by various means and at different depth intervals. The sediment colour (lightness L*, 2 cm intervals) and the bulk carbonate content (% weight, 5 cm intervals) were measured by using a hand-held Minolta CM-508i spectrophotometer and a Bernard calcimeter (precision ±2%), respectively. X-ray radiographs analyses were performed at the University of Bordeaux 1 using the SCOPIX image processing

tool (Migeon et al., 1999). Microscopical observations of thin-sections (10 cm long) of impregnated sediments selected from well-preserved and representative sedimentary facies were performed using a fully automated Leica™DM6000B Digital Microscope. Morphological analyses of lithic grains have been performed using a scanning electron microscope (SEM) JEOL JSM 6301-F (SCIAM, Angers, France). To this end, the grains have been deposited onto SEM sample holders covered with a gold adhesive layer. SEM images have been obtained by backscattered electrons with an accelerating voltage of 3.0 kV.

Bulk sediment chemistry was measured on core MD03-2692 by means of profiling X-ray fluorescence (XRF), using the 'Avaatech core-scanning XRF' of the University of Bremen (Mojtahid et al., 2005). The measurements were done at intervals of 2 cm and only data for Ti and Ca are reported in this study. It is commonly admitted that Ti element is related to terrigenous - siliciclastic components (clay minerals) while Ca mainly reflects the marine carbonate content (calcite and aragonite) in the sediment (Richter et al., 2006). Therefore the ratio of XRF intensities of Ti and Ca (Ti/Ca) were used to quantify terrigenous inputs at the MD03-2692 site.

The terrigenous inputs were estimated on all sites by the calculation of the terrigenous flux. The thickness of marine sedimentary series is an essential parameter in the calculation of sedimentation rates and fluxes and the detailed observation of the sediment using X-ray imagery reveals that stretching prevails in the upper part of the cores, probably as a result of cable rebound causing upward piston acceleration (e.g. Skinner and McCave, 2003; Bourillet et al., 2007). Correlations of impedance contrasts (i.e. velocity times density from 'Geotek MSCL') of cores MD95-2002, MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845 with very high resolution acoustic data (3,5 kHz) of each sites permitted depth corrections, i.e. the reconstruction of sedimentary series, assuming that seismic horizons in the unconsolidated Pleistocene sediments are mainly controlled by impedance variations (i.e. density contrasts). The very low accumulation rates at sites MD01-2448 and MD04-2818 precluded the detection of well-defined seismic horizons. Therefore, the depth correction in these cores was exclusively estimated from the CINEMA software developed at IFREMER (Woerther and Bourillet, 2005; Le Breton, 2006). The CINEMA software was partly developed from instrumentation of the 'Calypso' piston corer with some sensors during the MD133-SEDICAR and MD141-ALIENOR cruises (Bourillet and Turon, 2003; Turon and Bourillet, 2004; Woerther and Bourillet, 2005). This software simulates the amplitude and the duration of the elastic recoil of the aramid cable, the penetration of the core in sediment and the piston displacement throughout the coring phase, in taking account of the length of the cable (~water depth) and of the total weight of the coring system (~core tube length) especially (Le Breton, 2006; Motillon, 2006; Bourillet et al., 2007). Due to the relevant comparison between the 'manual' (i.e. using acoustic data) and 'automatic' (i.e. using CINEMA) corrections for cores

retrieved in similar water depths (i.e. MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845) (Fig. 2), we assume that CINEMA ensures confident correction of the disturbances detected in core MD01-2448 and MD04-2818. The water depth, and hence the length of the coring cable, is indeed of primary importance regarding the deformation rate of the 'Calypso' long piston cores (Skinner and McCave, 2003; Bourillet et al., 2007). Manual and automatic corrections both demonstrate maximal stretching in the upper part of the cores and reveal a downward decrease of the disturbance, interpreted as a consequence of the decreasing influence of the cable rebound from the trigger of the 'Calypso' corer to the end of the coring.

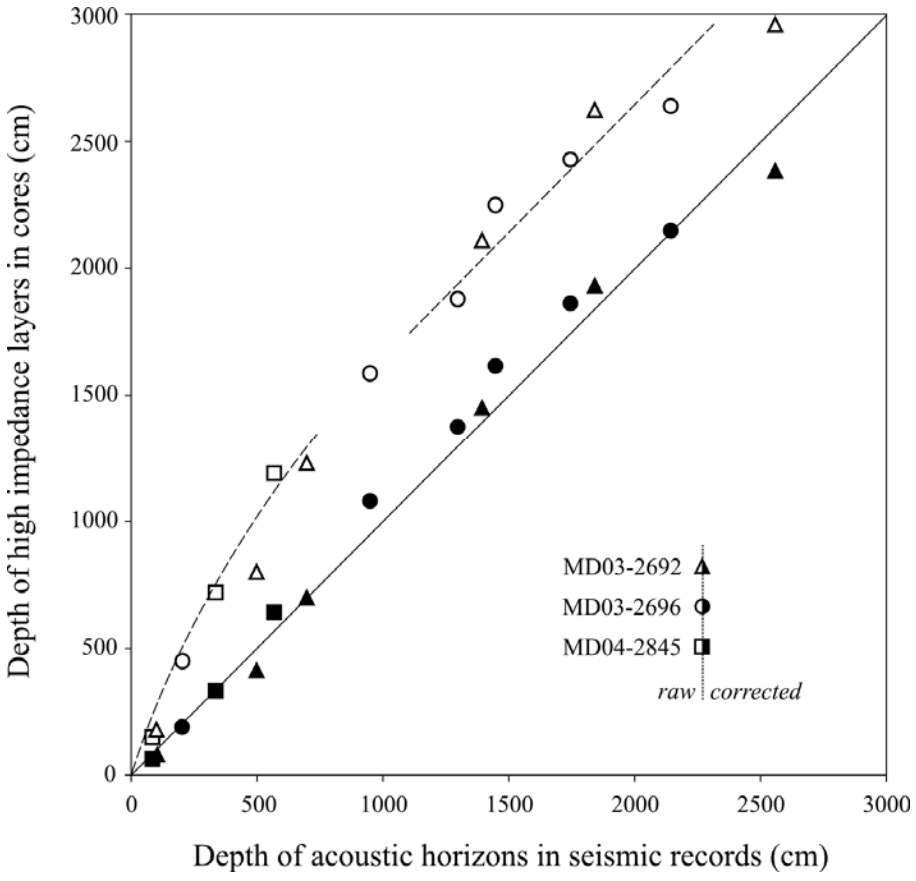


Figure 2. Relationship between the raw (open symbols) or corrected (filled symbols) depths of high impedance layers of cores MD03-2692 (triangles), MD03-2696 (circles) and MD04-2845 (squares) and the depths of the seismic horizons at sites MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845. The corrected depths are calculated from the raw depths using the CINEMA software at IFREMER (Bourillet et al., 2007). Note the excellent correlation between the corrected depths of the high impedance layers (filled symbols) and the depth of the acoustic horizons in the high-resolution seismic records (continuous black line).The curvilinear dashed line, which corresponds to the alignment of the raw depths of the high amplitude layers from 0 to 12 m on the Y axis, highlights the elongated zone of the cores as a consequence of the elastic recoil of the cable. The rectilinear dashed line shows the undisturbed part of the cores. Cores MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845 show an equivalent length of their elongated zone because they were retrieved in similar water depths of about 4200 m with the same coring settings, so leading to similar elastic recoil of the cable. Note that this length would be twice less important for a water depth of about 2000 m.

Once these corrections performed, the terrigenous Mass Accumulation Rates (MAR or terrigenous flux, in g cm^{-2} kyr^{-1}) were calculated according to the following formula:

MAR = LSR * DBD * (1 – carbonate content),

with:

LSR: Linear Sedimentation Rate (cm kyr^{-1}) and,

DBD: Dry Bulk Density (g cm^{-3}), which has been calculated assuming a mean grain density of 2.65 g cm^{-3} and an interstitial water density of 1.024 g cm^{-3} (Cremer et al., 1992; Cremer et al., 1993; Auffret et al., 2002) as follows:

$DBD = 2.65 * (1.024 – D_{wet}) / (1.024 – 2.65)$,

Wet bulk densities (D_{wet}) were derived from gamma-ray attenuation density measurements performed with the 'Geotek MSCL'.

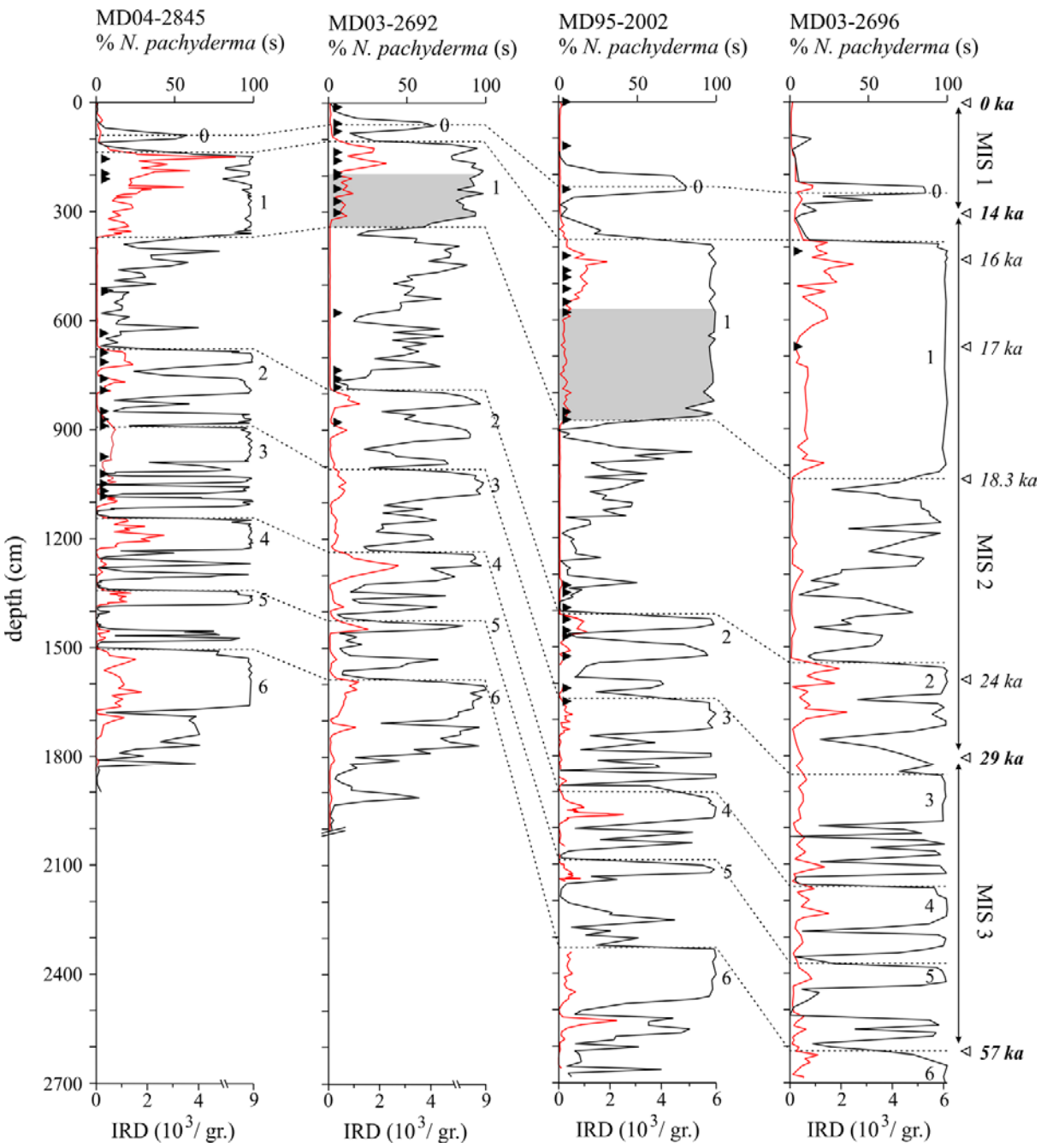


Figure 2. Abundance of planktic foraminifers N. pachyderma (s) (continuous black line - %) and of IRD (red line - 103/gr.) from sediment cores MD04-2845, MD03-2692, MD95-2002 and MD03-2696. Dashed black lines and associated numbers represent core-to-core correlations using the upper limit of the Heinrich events (HE) 0 (i.e. Younger Dryas), HE 2, HE 3, HE 4, HE 5 and HE 6 and the lower and upper limits of the HE 1. AMS 14C dated samples are marked by black triangles on the depth scale. Bold ages and associated open triangles delimit the Marine Isotope Stages (MIS) boundaries according to the chronology of Lisiecki and Raymo (2005). Intermediate ages and associated open triangles within the MIS 2 make reference to the ages used in the Figure 6. Grey shading corresponds to the laminated facies deposited between ca. 18.3 and ca. 17 ka at site MD03-2692 and MD95-2002.

3. Chronology

The chronostratigraphical framework for cores MD03-2696 (this study) and MD04-2845 (Sanchez Goni et al., 2008; Daniaud et al., accepted) is mainly based on AMS 14C dates completed by analysis of the relative abundance of *N. pachyderma* (s) and IRD counting (Fig. 3). *N. pachyderma* (s) and IRD in the Bay of Biscay allow to detect drastic sea-surface changes and glacial-rainout intervals which are stratigraphically contemporaneous with major climatic events (Duprat, 1983; Zaragosi et al., 2001; Auffret et al., 2002; Mojtahid et al., 2005; Peck et al., 2007; Toucanne et al., 2008). Age models were constructed by using radiocarbon dates and from additional control points from the reference core MD95-2002, which age model is based on 20 ^{14}C AMS ages spanning the last 30 ka (Grousset et al., 2000; Zaragosi et al., 2001; Auffret et al., 2002; Zaragosi et al., 2006) (Appendix 1). This method allows the detection of several palaeoclimatic events from Marine Isotope Stage (MIS) 4 to MIS 1 such as Heinrich events (HE) 1 to 6 and the Younger Dryas (HE0) (Fig. 3).

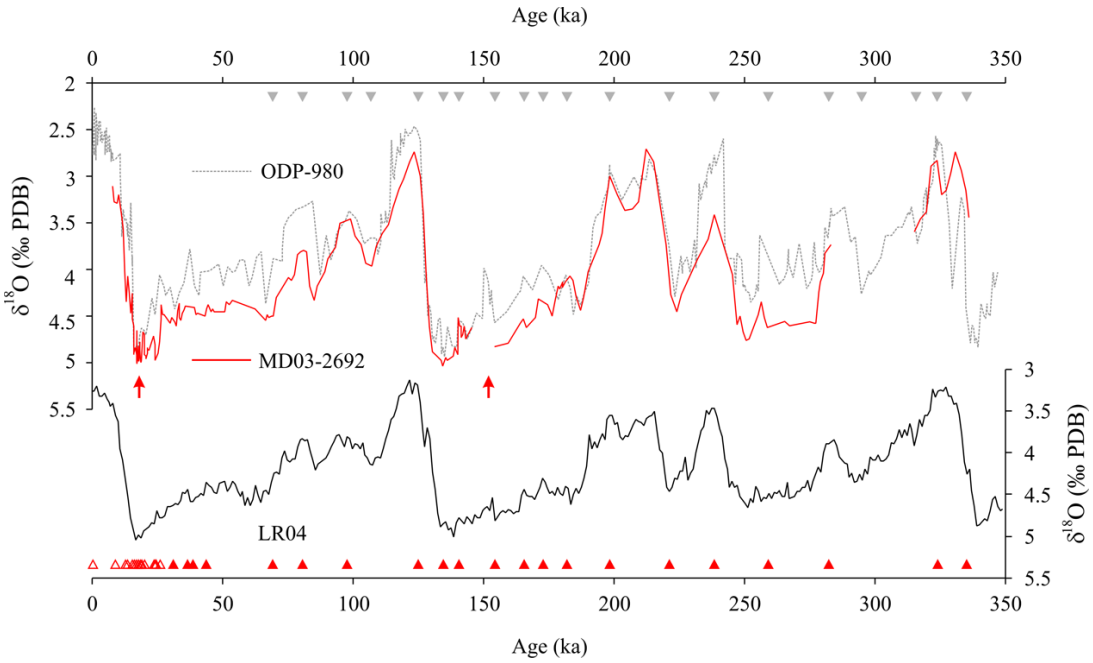


Figure 4. Basis of the age models for cores MD03-2692 and ODP-980. Age control were established by alignment of the benthic foraminifera oxygen isotope records (δ18O (‰), continuous red line: MD03-2692 and dotted grey line: ODP-980 (McManus et al., 1999)) with the LR04 benthic oxygen isotope stack of Lisiecki and Raymo (2005). Age model for core ODP-980 is similar to those published by McManus et al. (1999) between 60 and 0 ka. Filled red and grey triangles indicate positions of the tie points for cores MD03-2692 and ODP-980, respectively. Open red triangles indicate the position of the AMS ^{14}C datings for core MD03-2692. Red arrows indicate the position of the laminated facies in core MD03-2692.

An age model for core MD03-2692 was previously proposed by Mojtahid et al. (2005), then by Eynaud et al. (2007), mainly by aligning the benthic isotope record with the SPECMAP chronology (Martinson et al., 1987). However, the chronostratigraphical

framework of the penultimate glaciation remained elusive because of the lack of benthic foraminifera in the mid-MIS 6, precisely between 2380 and 2600 cm. In order to circumvent this problem, and to compare the palaeoceanographic proxies of core MD03-2692 with the wider North Atlantic, we have compared the discontinuous benthic isotope record of core MD03-2692 with the continuous isotope record of core ODP-980 (McManus et al., 1999) (Fig. 4). The latter is considered as a reference long-time record for the North Atlantic. Because of their excellent matching, we synchronised the benthic isotope records of cores MD03-2692 and ODP-980 to the standard LR04-stack chronology of Lisiecki and Raymo (2005) (Appendix 2 and Fig. 4). The LR04-stack was preferred to the SPECMAP stack because it contains significantly more variance in benthic $\delta^{18}O$ than the latter, thus facilitating and improving the correlations. The chronology of the upper part of cores MD03-2692 and ODP-980 is based on radiocarbon ages and correspond to the age model previously proposed by Eynaud et al. (2007) and McManus et al. (1999), respectively. The average age of HE 5 (45 ka - Hemming, 2004) and the lower and upper boundary of HE 4 and the lower boundary of HE 3 were added, based on the chronology of Elliot et al. (2001), to the age model of core MD03-2692 in order to improve the chronostratigraphic framework of the MIS 3. Age model reveals that core MD03-2692 extends back to about 350 ka (MIS 10) and that the lack of benthic foraminifera within the mid-MIS 6 corresponds to the 148-155 ka interval (Fig. 4). Because the sedimentation rate within this interval (~32 cm kyr^{-1}) is particularly high in comparison with the average sedimentation rate of the core (~11 cm kyr^{-1}), we assume that the disappearance of benthic foraminifera between ca. 155 and 148 ka at site MD03-2692 likely resulted from the significant increase of terrigenous input. The concomitant reduction of the bottom ventilation could also have contributed to the disappearance of benthic fauna at this time (Penaud et al., 2008).

Benthic $\delta^{18}O$ isotopic records, sediment colour measurements (L*) and $CaCO_3$ content were used to reconstruct the chronostratigraphy of the long-time sedimentary records of cores MD01-2448 and MD04-2818 (Fig. 5). Age models were constructed by synchronizing the benthic oxygen isotope record of core MD01-2448 and the sediment lightness and carbonate content records of core MD04-2818 to the standard LR04-stack chronology of Lisiecki and Raymo (2005) (Appendix 2). The age model of the upper part of cores MD01-2448 was finally refined using AMS ^{14}C dates (Jullien, 2006) (Appendix 1).

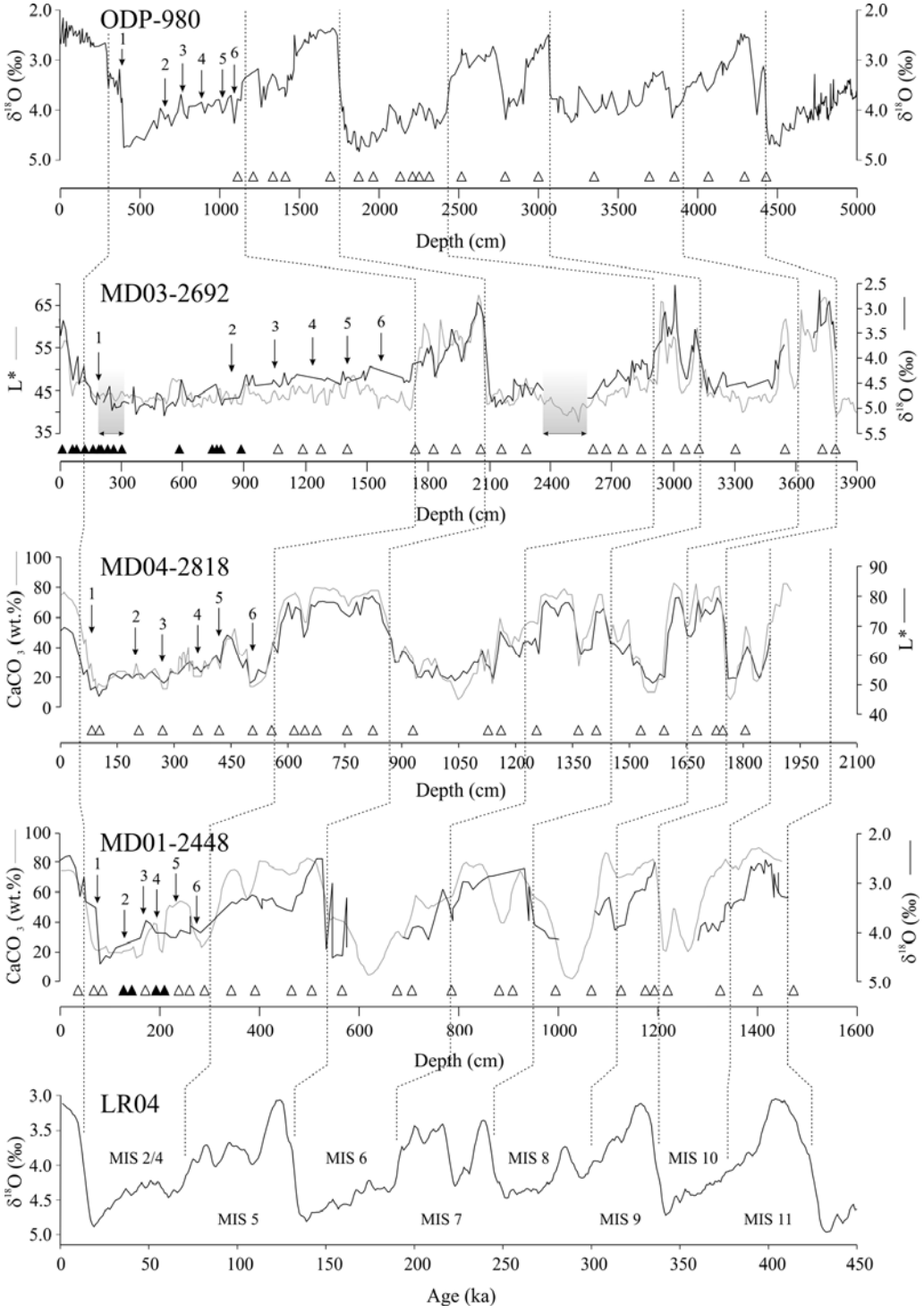


Figure 5. Downcore records of benthic oxygen isotope values (δ18O), CaCO3 content (weight percentage) and lightness (L) from cores MD01-2448, MD04-2818, MD03-2692 and ODP-980 (McManus et al., 2001). Vertical dashed lines show boundaries of the Marine Isotope Stage (MIS) according to the chronology of the LR04 benthic oxygen isotopic stack of Lisiecki and Raymo (2005). Vertical arrows indicate the position of the Heinrich events 1 to 6. Black triangles indicate the position of the AMS ^{14}C dates while open triangles indicate the position of the major tie-points between the LR04 chronology and the data of sites MD01-2448, MD04-2818, MD03-2692 and ODP 980. Shaded areas in core MD03-2692 indicate the position of the laminated facies.*

4. Results and Discussion

4.1 Terrigenous input in the Bay of Biscay through the last glacial period

4.1.1 Imprint of the glacially-influenced 'Fleuve Manche' palaeoriver into the deep-sea sedimentation of the northern Bay of Biscay

Our reconstruction of the terrigenous input in the Bay of Biscay during the last glacial period shows that mass accumulation rates (MAR) at sites MD95-2002, MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845 are significantly higher than the average terrigenous flux of 4.7 g cm^{-2} kyr^{-1} recorded since the last interglacial in the wider northeast Atlantic by Cremer et al. (1992; 1993) (Fig. 6). MAR show a continuous increase trend through the last glacial period. Core MD03-2692, for instance, shows mean terrigenous flux of 7.5, 9.9 and 23.1 g cm^{-2} kyr^{-1} during the MIS 4, MIS 3 and MIS 2, respectively, while interglacials MIS 5 and MIS 1 show rates lower than 2.5 g cm^{-2} kyr^{-1} in comparison (Fig. 6 and 7). The highest rates occurred between ca. 20 and 17 ka and more particularly after ca. 18.3 ka, reaching until 155 g cm^{-2} kyr^{-1} at sites MD95-2002 and MD03-2696. This pattern, described in all cores of the study, is corroborated by the Ti/Ca ratio of core MD03-2692 which shows an increased trend until ca. 17 ka then a rapid decrease thereafter (Fig. 7), highlighting the close relationship between the MAR and the Ti/Ca ratio.

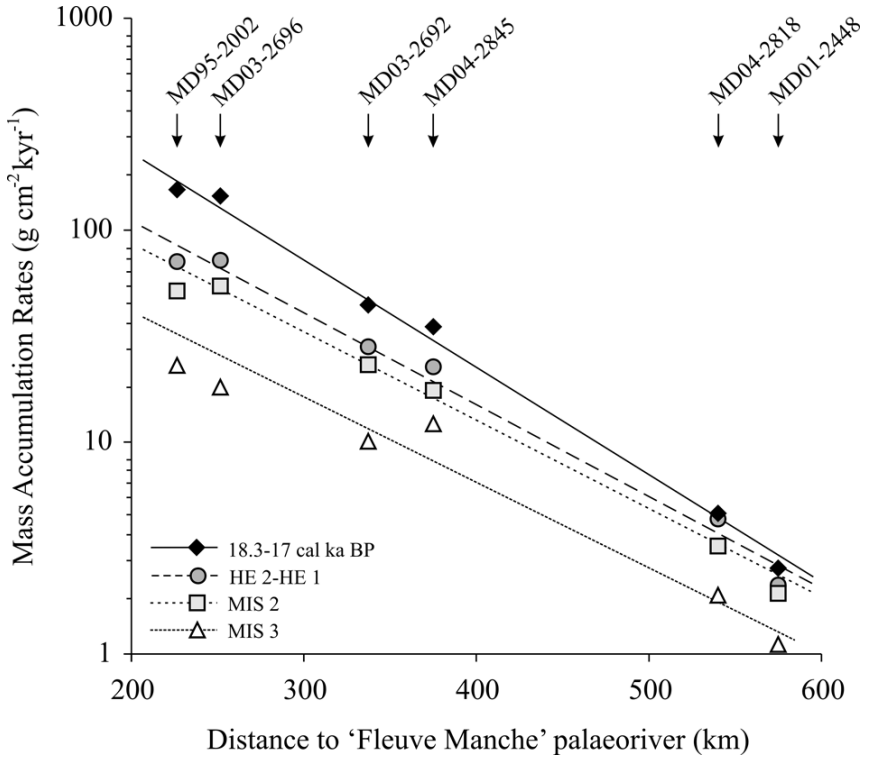


Figure 6. Mass accumulation rates (MAR) at sites MD95-2002, MD03-2696, MD03-2692, MD04-2845, MD04-2818 and MD01-2448 during the MIS 3 (i.e. ca. 57 to 29 ka), MIS 2 (i.e. ca. 29 to 14 ka), HE 2-HE 1 (i.e. ca. 24 to 16 ka) and ca. 18.3-17 ka intervals according to

their distance to the palaeo-mouth of the 'Fleuve Manche' palaeoriver (about 48°50'N / 6°50'W, in accordance to Bourillet et al. (2003)). Note that the MAR gradually increased throughout the last glacial period and declines seaward exponentially with a "half-distance" of 75 to 100 km from the 'Fleuve Manche' palaeoriver.

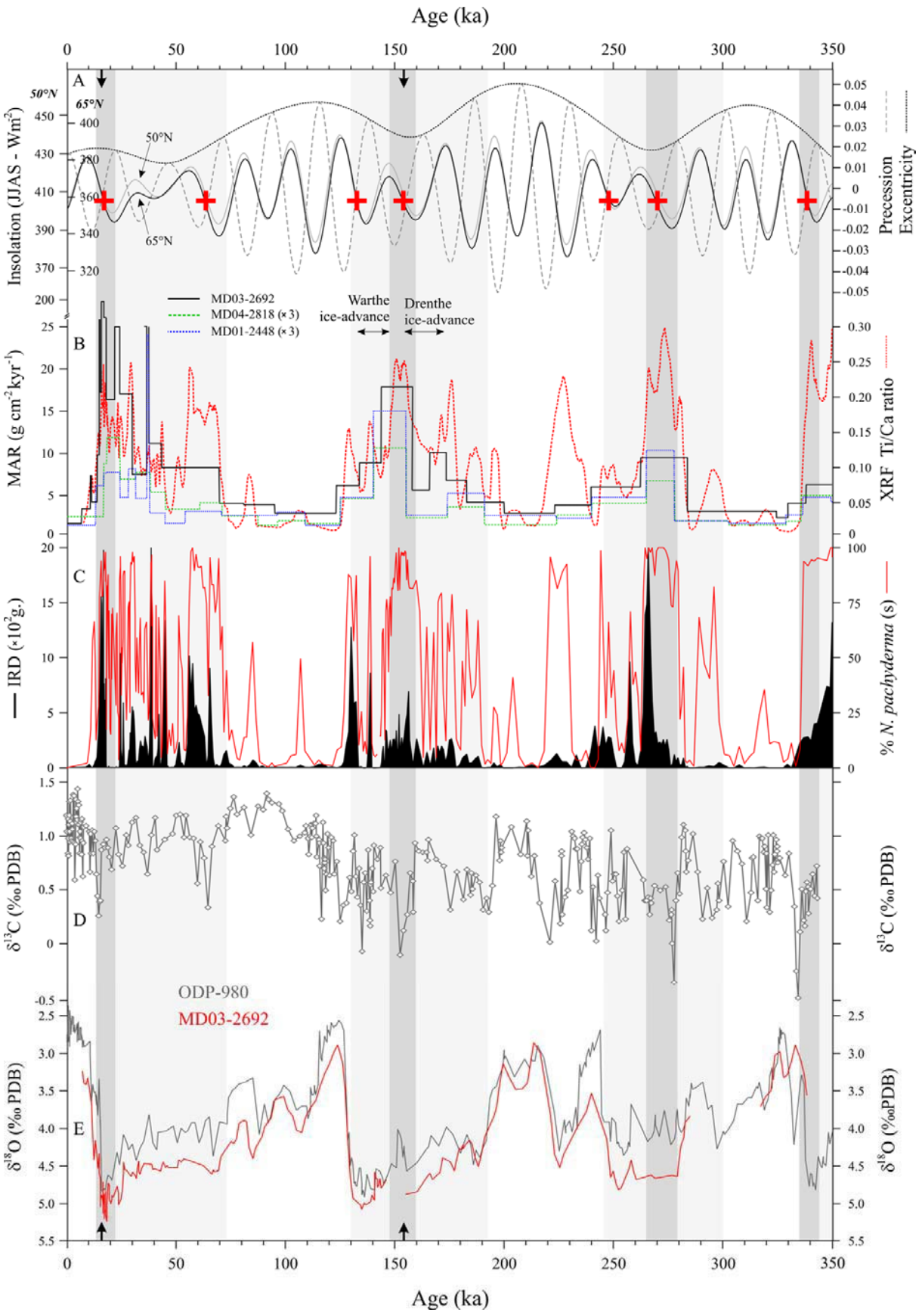
Compilation of MAR from discrete periods indicates that the glacial terrigenous flux declines seaward exponentially with a "half-distance" of 75 to 100 km from a sediment source located in the Western Approaches (Fig. 6). For instance, MAR of 155 g cm^{-2} kyr^{-1} were estimated in cores MD95-2002 and MD03-2696 at around 18 ka, while core MD03-2692, ca. 100 km seaward, recorded rates of 55 g cm^{-2} kyr^{-1}. This pattern strongly suggests that the 'Fleuve Manche' palaeoriver was the most important source of sediment of the Bay of Biscay during the last glacial period.

High-resolution study of the MIS 4/2 interval reveals that the dense XRF measurements allow discussion of some millennial-scale events, only roughly detected in our estimation of the terrigenous flux because of the lack of stratigraphic markers after 25 ka. Significant increases of terrigenous input suggested by increasing MAR and prominent peaks of Ti/Ca ratio occurred between ca. 70-60 ka (MIS 5/4 transition) and ca. 30 ka (MIS 3/2 transition) at site MD03-2692 (Fig. 7). These peaks coincide closely with significant sea-level falls (Lambeck et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002), as supported by shifts in benthic $\delta^{18}O$ to heavy values in core MD03-2692. Because these sea-level changes caused strong fluvial erosion by the French (Cordier et al., 2006; Antoine et al., 2007), British (van Huissteden et al., 2001), German (Kasse et al., 2003), Dutch (Busschers et al., 2007) and Belgian (Vandenberghe and De Smedt, 1979) rivers which led to an increase of seaward transfer of continentally-derived material, we assume that deep-sedimentation of the Armorican margin records the response of the 'Fleuve Manche' and its tributary rivers to the significant palaeoenvironmental changes.

The 'Fleuve Manche' discharges significantly increased from ca. 20 ka, i.e. at the onset of the last glacial / interglacial transition (Termination I), then reached a maximum between ca. 18.3 and 17 ka. Previous studies in this region detected a strong increase of *Pediastrum sp.* concentration (freshwater alga) (Zaragosi et al., 2001; Eynaud et al., 2007; Penaud et al., submitted) and of BIT (Branched and Isoprenoid Tetraether)-index (Ménot et al., 2006) supporting the introduction of high quantities of fluvial terrestrial organic material to the Armorican margin contemporaneous with the high values of both XRF ratios and MAR. MAR of 155 g cm^{-2} kyr^{-1} estimated between ca. 18.3 and 17 ka (Fig. 6) are exceptional regarding the open-ocean environment of the hemipelagic sites MD95-2002 and MD03-2696 (Cremer et al., 1992; Andrews and Syvitski, 1994). This indicates some strong efficient erosional processes were operating within the upstream drainage area of the 'Fleuve Manche' and high riverine discharges. This assumption is supported by the large extension of the turbid

plumes which induced high terrigenous input as far as sites MD04-2818, MD01-2448 and MD04-2845, and by the huge input of turbiditic material in the Armorican turbidite system within the ca. 20-17 ka interval (Toucanne et al., 2008). Besides to led to the decay of the permafrost, the increase of the northern hemisphere summer insolation from ca. 23 ka induced the rapid retreat of the mid-latitudinal European ice sheets from ca. 20 ka, as reported from Britain (McCabe and Clark, 1998; Bowen et al., 2002; McCabe et al., 2005; O'Cofaigh and Evans, 2007), Scandinavia (Dahlgren and Vorren, 2003; Rinterknecht et al., 2006), Poland (Marks, 2002) and the Alps (Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2004), and corresponding to early deglaciation (Eyles and McCabe, 1989a). In agreement with Toucanne et al. (2008), we assume therefore that the strengthening of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges from ca. 20 ka mainly resulted from the retreat of the European ice sheets and glaciers. The strong increase of the 'Fleuve Manche' activity from ca. 18.3 ka occurred at time of important environmental changes in the north and north-western British ice margin (Knutz et al., 2002a; Knutz et al., 2002b; Wilson et al., 2002; Hall et al., 2006), contemporaneous with the maximum decay of the FIS (Svendsen et al., 1996; Kleiber et al., 2000; Vorren and Plassen, 2002; Dahlgren and Vorren, 2003; Nygard et al., 2004; Lekens et al., 2005; Knies et al., 2007; Rinterknetch et al., 2007; Goehring et al., 2008), reinforcing the idea that the 'Fleuve Manche' activity was strongly dependent on the surrounding ice-sheet runoff. As a result, the 'Fleuve Manche' was a glacially-fed river and the Bay of Biscay collected the European ice sheets erosional products, whose accumulations are still widely visible all along the southern margins of the past FIS (Eissmann, 2002; Houmark-Nielsen and Kjær, 2003; Ehlers et al., 2004) and BIIS (Eyles and McCabe, 1989b; Bowen et al., 2002; Evans and Cofaigh, 2003). Because Late Weichselian ice sheets never reached the English Channel area (Ehlers and Gibbard, 2004), we conclude that the Rhine-Thames drainage, which collected sediment-laden meltwater from the BIIS, FIS and the Alpine glaciers, flowed via the Dover Strait into the Bay of Biscay at the end of the last glacial period, confirming previous proposals by Gibbard (1988) and Busschers et al. (2007).

Figure 7. Comparison of palaeoclimatic records. (A) Eccentricity (dotted black line), precession (dashed grey line) and summer (june to september) insolation curves for 65°N (continuous black line) and 50°N (continuous grey line) (Laskar et al., 2004). (B) Mass Accumulation Rates (MAR) for cores MD03-2692 (continuous black line), MD04-2818 (dashed green line) and MD01-2448 (dotted blue line); XRF Ti/Ca ratio (dashed red line) for core MD03-2692. (C) IRD content (black area) and abundance of the polar planktic foraminifera N. pachyderma (s) (continuous red line) for core MD03-2692. (D) ODP-980 benthic $\delta^{13}C$ (McManus et al., 1999). (E) Benthic $\delta^{18}O$ for cores MD03-2692 (red line) and ODP-980 (grey line). Light grey bands indicate glacial periods while dark grey bands highlight periods of increased 'Fleuve Manche' discharges. Black arrows indicate the position of the laminated facies in core MD03-2692. Red crosses positioned on the insolation curves (A) highlight the timing of the strong diminution of the $\delta^{13}C$ in core ODP-980 (D). Note that all strong depletions of the $\delta^{13}C$ during glacial periods occurred at time of increasing Northern Hemisphere summer insolation.


Age (ka)
A
50°N
65°N
Insolation (JJAS - Wm-2)
Precession
Excentricity
MD03-2692
MD04-2818 (×3)
MD01-2448 (×3)
Warthe ice-advance
Drenthe ice-advance
B
MAR (g cm-2 kyr-1)
XRF Ti/Ca ratio
C
IRD (×10²g.)
% N. pachyderma (s)
D
δ13C (‰ PDB)
ODP-980
MD03-2692
E
δ18O (‰ PDB)
Age (ka)

MAR and Ti/Ca ratio sharply decreased after ca. 17 ka (Fig. 7), indicating a substantial reduction of seaward transfer of continentally-derived sediment onto the Armorican margin. This trend explains the rapid shutdown of the turbiditic activity (Toucanne et al., 2008) and the strong decrease of both *Pediastrum sp*. concentration and BIT-index in core MD95-2002 at ca. 17 ka (Zaragosi et al., 2001; Ménot et al., 2006). The decrease of the 'Fleuve Manche' activity was contemporaneous with the onset of the Canadian-derived IRD input in the Bay of Biscay (Grousset et al., 2000; Zaragosi et al., 2001; Ménot et al., 2006) and with a significant re-advance of the BIIS (McCabe et al., 2007; Bateman et al., 2008), FIS (Nygard et al., 2004; Knies et al., 2007) and central European glaciers (Buoncristiani and Campy, 2004; Ivy-Ochs et al., 2006) suggesting that subglacial material transfer from the European ice masses to the Bay of Biscay was strongly reduced during re-advance episodes. Cold and dry conditions over Europe, described as polar desert conditions at around 16 ka according to Kasse et al. (2007), may also favoured reduced fluvial transfer of sediment to the Bay of Biscay. Moreover, the Armorican margin was affected by a rapid and sustained rise of the global sea level from 16 to 12.5 ka (Lambeck et al., 2002) which probably induced a decreasing influence of the 'Fleuve Manche' palaeoriver and favoured the trapping of sediments in the 'Fleuve Manche' palaeoriver valleys and on the continental shelf. The extremely low terrigenous flux detected after ca. 7 ka closely coincides with the disappearance of the 'Fleuve Manche' palaeoriver and the development of marine conditions in the English Channel, then through the Dover Strait (Lambeck, 1997; Lericolais, 1997; Bourillet et al., 2003). Our reconstruction of seaward sediment transfer on the Armorican margin from hemipelagic sediment therefore demonstrates a close relationship between global climate variability, palaeoenvironmental changes and 'Fleuve Manche' activity.

4.1.2. Genetic interpretation of laminated sediments and palaeoenvironmental implications

Detailed X-ray observation of the sediment deposited between ca 18.3 and 17 ka revealed laminations in cores MD95-2002 and MD03-2692 (Fig. 8), firstly evidenced by Zaragosi et al. (2001) and Mojtahid et al. (2005), respectively. The facies mainly consists of millimetre to centimetre-scale layers of ungraded mud layers alternating with millimetre-scale layers of IRD-rich mud (Zaragosi et al., 2001), the repeated alternation of massive mud and IRD-rich layers imparting the laminated appearance (Fig. 8). The muds (mediane ranging from 4 to 6 µm, Zaragosi et al. (2001)) appear strictly similar in the IRD-rich and massive mud layers. The IRD-rich units, among 190 and 91 in cores MD95-2002 and MD03-2692 respectively, show admixture of scattered detritic grains, which are very predominantly quartz from 10 to 400 µm. The >150 µm fraction appears particularly well-sorted. SEM analysis reveal that grains show mechanically rounded edges and contains irregular breakages and V-shaped patterns, indicating that grains have been subjected to subaqueous mechanical action

according to Krinsley and Doorkamp (1973) (Fig. 8). Although mud fraction composing the IRD-rich units is ungraded, IRD fraction is occasionally characterised by coarser grains at the base of the unit than at its top, thus forming peculiar normally-sorted IRD deposits supported by ungraded muds (Fig. 8).

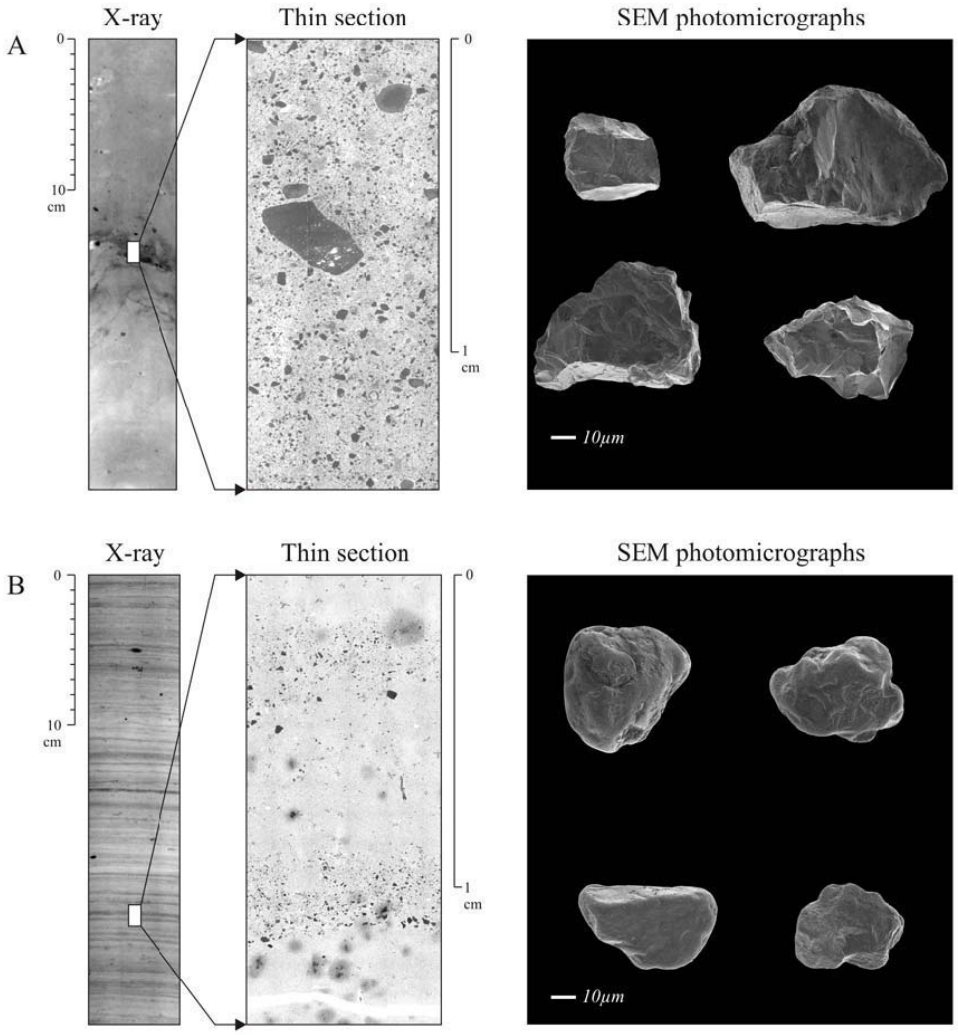


Figure 8. X-ray imagery and thin section of impregnated sediment of the (A) unorganised hemipelagic sediment rich in outsized IRD and (B) laminated facies showing repeated alternation of massive mud and IRD-rich units of core MD03-2692. Facies A and B were described during the ca. 17-16 ka and the ca. 18.3-17 ka (MIS 2), respectively. Facies B is also described at ca. 155 ka (MIS 6). Note that IRD from facies B are normally-graded. SEM (Scanning Electron Micrographs) photomicrographs reveal that quartz crystals show angular edges in Facies A while grains are well polished and sub-rounded in Facies B.

Dispersal of the outsized grains, despite their frequent grading, throughout the ungraded muds clearly indicate that such layers are not the result of turbiditic processes, i.e. remobilisation of outsized grains-rich beds and redeposition of the grains and associated finer sediment by turbidity currents. Such processes are, moreover, less likely at seamount sites

MD95-2002 and MD03-2692, as previously suggested by Auffret et al. (2002) and Mojtahid et al. (2005). This confirms the IRD origin of the outsized grains and strongly suggests that the mud deposition lasted at least as long as the ice-drift season (e.g. Hesse and Khodabakhsh, 2006).

An intense activity of the 'Fleuve Manche' palaeoriver occurred during the deposition of the laminated facies at sites MD95-2002 and MD03-2692, in response to the substantial retreat of the European ice sheets and glaciers (Zaragosi et al., 2001; Eynaud et al., 2007; Toucanne et al., 2008; this study). Due to the significant density difference between glacial meltwater and cold seawater (Mulder and Syvitski, 1995), the fine-grained sediment carried by the glacial 'Fleuve Manche' were probably entrained in jets buoyantly rising to, or staying at, the surface of the northern Bay of Biscay, where they form turbid hypopycnal surface plumes, as described near ice-outlets environments in the Labrador Sea (Hesse et al., 1997; Hesse and Khodabakhsh, 2006; Tripsanas and Piper, 2008). As a result, the repeated alternation of massive muds and IRD-rich layers deposited at sites MD95-2002 and MD03-2692 between ca 18.3 and 17 ka is interpreted as having formed by rainout through a combination of continuous suspension settling of turbid meltwater plumes from the 'Fleuve Manche' and episodic IRD input. If the source of muds is unambiguously attributed to the 'Fleuve Manche' palaeoriver, IRD remains nevertheless unclear.

IRD input from iceberg rafting of sediments is an important feature of the mid-latitude belt of the North Atlantic between ca. 18.3 and 16 ka, i.e. during HE 1 (Elliot et al., 2001) and previous works suggested that the succession of IRD-rich units described at sites MD95-2002 and MD03-2692 was likely the result of the seasonal calving of the BIIS into the Celtic Sea (Mojtahid et al., 2005; Zaragosi et al., 2006; Eynaud et al., 2007). The BIIS origin of the IRD forming the IRD-rich units is questioned here.

Firstly, seasonal pattern of IRD inputs from iceberg calving is only described in fjords through a complex sedimentation pattern: sea ice freeze up prevents calving and transit of icebergs during wintertime and deposit of IRD by rain-out occur exclusively during the summer open water conditions (Dowdeswell et al., 2000; O'Cofaigh and Dowdeswell, 2001). Secondly, although winter sea-ice formation was expected in the eastern North Atlantic as far south as ~40°N during the HE 1 (de Vernal et al., 2000), IRD-rich sediment described close to the BIIS margin within the ca. 18-17 ka interval not exhibit such a succession of IRD-rich units (e.g. Knutz et al., 2007; Peck et al., 2007). The quasi-monogenic composition (quartz) of the outsized grains at sites MD95-2002 and MD03-2692 also strongly differs from the polygenic 'BIIS-assemblage' recognised onto the Celtic and Porcupine areas and usually composed of chalk, black limestone, schist clasts, mica or pumices (Scourse et al., 2000; Peck et al., 2007). Moreover, the BIIS, whose connection with the sea in the present-day Celtic Sea is still much debated (Scourse and Furze, 2001), was already well-retreated at 18 ka (McCabe

et al., 2007; Toucanne et al., 2008). Finally, if the combination of continuous huge fluvial sediment input and episodic iceberg arrivals downstream the 'Fleuve Manche' could have produced the alternation of massive muds and IRD-rich layers at sites MD95-2002 and MD03-2692, it cannot explain the seaward decrease of the number of laminae and of IRD flux observed between sites MD95-2002 and MD03-2692. Average IRD flux of 4650 grains cm^{-2} kyr^{-1} ([IRD] = 300 grains per gram; MAR = 155 g cm^{-2} kyr^{-1}) and 2750 grains cm^{-2} kyr^{-1} ([IRD] = 500 grains per gram; MAR = 55 g cm^{-2} kyr^{-1}) within the ca. 18.3-17 ka interval were calculated at sites MD95-2002 and MD03-2692, respectively, only 100 km away from each other. This significant difference of IRD flux between these nearby sites not supports the ubiquitous nature, at least at basin-scales, of the deposits from icebergs discharges (Ruddiman, 1977; Andrews, 2000). As a result, we tend towards the same conclusion: IRD-rich units observed in cores MD95-2002 and MD03-2692 within the ca. 18.3-17 ka interval could not originate from BIIS icebergs and from tidewater glaciers more generally.

We propose that periodic expulsion by 'Fleuve Manche' discharges of anchor-ice, i.e. ice attached to the bed of rivers and including bed material (Reimnitz and Kempama, 1987; Kempama et al., 2001), and of sediment-rich frazil ice (Reimnitz and Kempama, 1987) could explain the episodic rainout of IRD described at sites MD95-2002 and MD03-2692. As reported in present periglacial and glacial environments (e.g. Benson and Osterkamp, 1974; Hill et al., 2001; Kempama et al., 2001), the formation of anchor-ice and frazil ice were able to occur in the 'Fleuve Manche' at around 17.5 ka due to the polar conditions prevailing over the NW Europe (Zaragosi et al., 2001; Kasse et al., 2007; Knutz et al., 2007; Peck et al., 2007). We assume, therefore, that the most substantial 'Fleuve Manche' discharges were likely able to transport seaward sediment-rich ice as far as sites MD95-2002 and MD03-2692. Such an alternative explanation to the BIIS origin of the outsized grains explains at the same time the weak extension of the IRD-rich units downstream the 'Fleuve Manche', the decreasing number of laminae and the seaward decrease of the IRD flux between cores MD95-2002 and MD03-2692. The petrographic and morphologic properties of the detritic grains forming the IRD-rich units also corroborate our assumption. Besides the monogenic composition of the detritic assemblage, the mechanically rounded edges and the typical subaqueous erosion of the quartz may indicates their glaciofluvial origin, thus supporting the seaward transfer of ice from the 'Fleuve Manche' area.

The sorting of the IRD within some of IRD-rich units and the individualisation of these units between massive muds (Fig. 8) could indicate that the presence of sediment-rich ice over sites MD95-2002 and MD03-2692 were relativity brief, unlike that of turbid meltwater plumes. The IRD were probably sorted throughout their settling to the water column and we assume that the transition between IRD-rich and massive muds units took place once the sediment-rich ice has completely melted. Therefore, we propose that huge spring discharge of

the 'Fleuve Manche' palaeoriver in response to the increased runoff of the surrounding ice sheets and glaciers could produced the IRD-rich laminae at site MD95-2002 and MD03-2692, while the massive mud deposited above could materialize the following summertime 'Fleuve Manche' activity.

A polygenic assemblage of unorganised outsized mud-supported IRD (quartz, feldspar, dolomitic carbonate grains and volcanic debris up to 2000 μm) replace the laminated facies at sites MD95-2002 and MD03-2692 from ca. 17 to ca. 16 ka (Fig. 8). Unlike to the laminated facies, this centimetre-scale IRD-rich layer appears in whole cores from the Bay of Biscay. SEM analyses reveal that grains are irregular with sharp edges and conchoidal breakage forms characteristic of glacial environments (Fig. 8). Therefore, we interpret this deposit as the sedimentary imprint of massive arrival of icebergs from the Laurentide ice sheet (LIS) in the NE Atlantic (Bard et al., 2000; Naughton et al., submitted). Because cold conditions prevailed in the wider North Atlantic region until ca. 16 ka and probably favoured anchor-ice and frazil ice formation in the 'Fleuve Manche' area, we suggest that the disappearance of the laminated facies exclusively resulted from the attendant strong decrease of the 'Fleuve Manche' discharges at ca. 17 ka, considering that fluvial discharges were not important enough any more to transport the fluvial sediment-rich ice as far as sites MD95-2002 and MD03-2692. As a result, the laminated facies observed onto the Armorican margin resulted from the particular combination of cold conditions together with substantial sediment-laden discharges from the 'Fleuve Manche' palaeoriver. Our data show that such conditions, within the last glacial period, prevailed only between ca. 18.3 and 17 ka.

4.2. 'Fleuve Manche' activity from MIS 10 to 6: Insights into the European ice sheet and glaciers drainage network

Reconstruction of the terrigenous input onto the Armorican margin between MIS 10 and MIS 2 reveals that the glacials MIS 10, MIS 8 and MIS 6 show significantly higher MAR and Ti/Ca ratio than interglacials MIS 9, MIS 7 and MIS 5 (Fig. 7), highlighting the presence of the 'Fleuve Manche' palaeoriver during glacial periods. Our data show, nevertheless, high Ti/Ca ratio during the interglacial MIS 7d at ca. 225 ka. Although the sea level significantly fell (about 60 m according to Waelbroeck et al., 2002) favouring the merging of the Somme, Seine or Solent rivers in the English Channel, our data indicate that the 'Fleuve Manche' activity was weak during this period. MAR were low at site MD03-2692 and we conclude, therefore, that the Ti/Ca ratio maximum resulted from the prominent decrease of the $CaCO_3$ content in core MD03-2692 rather than from high seaward transfer of terrigenous elements from the 'Fleuve Manche'. The decrease of the $CaCO_3$ content, which was also detected in cores MD04-2818 and MD01-2448 (Fig. 5), coincides with a prominent increase of the abundance of *N. pachyderma* (s), indicating the development of sub-polar water conditions in the Bay of Biscay which were unfavourable to biogenic carbonate production. Our results

show therefore that 'Fleuve Manche' activity was low and confirm that MIS 7d was an extremely cold stadial event, as previously suggested by numerous marine records in the North Atlantic (McManus et al., 1999; Desprat et al., 2006; Roucoux et al., 2006).

4.2.1 Marine Isotope Stage 10

As reported from Termination I, Termination IV show significant terrigenous input in the Bay of Biscay, as suggested by the high Ti/Ca ratio (Fig. 7). The detailed structure of the later part of the MIS 10 shows a complex pattern regarding the XRF measurements and only the peak of Ti/Ca ratio dating from ca. 340 ka is considered as evidence of an increase seaward transfer of sediment from the 'Fleuve Manche' palaeoriver. The previous one, detected at ca. 350 kyr closely parallels the abundance of outsized lithic grains, interpreted as IRD, and XRF measurements must reflect their chemical composition. Substantial IRD inputs were detected in many records north of the Bay of Biscay at ca. 350 ka (McManus et al., 1999; Hiscott et al., 2001; Helmke and Bauch, 2003) and the high abundance of IRD in core MD03-2692 reinforce the idea that a massive iceberg discharge from the Northern Hemisphere ice sheets occurred during this interval. Glacigenic marine deposits in the northern North Sea and along the Norwegian margin reveal the presence of an extensive FIS, with an offshore extension considered similar from the MIS 2, during the glacial MIS 10 (Sejrup et al., 2000; Dahlgren et al., 2002; Nygard et al., 2005; Rise et al., 2005; Sejrup et al., 2005). This indicates that ice over Europe contributed to the global glaciation and to the attendant significant low sea level which occurred during this interval (Waelbroeck et al., 2002). The synchronicity between the Termination IV and the increase of terrigenous input onto the Armorican margin suggest a close relationship between the 'Fleuve Manche' palaeoriver and the European ice masses. We suggest that the enhanced activity of the 'Fleuve Manche' detected during the Termination IV results from the increased runoff of the ice sheets in response to the orbital forcing, implicating that at least one tributary river of the 'Fleuve Manche' was connected to disintegrating ice. MAR estimated in cores MD03-2692, MD04-2818 and MD01-2448 during Termination IV are low in comparison to Termination I, indicating that the 'Fleuve Manche' activity was of lesser importance during the Termination IV and that both the ice sheet and fluvial pattern in NW Europe during MIS 10 both were different from those during MIS 2.

The southerly extension of the European ice sheets during the MIS 10 is still a matter of debate, particularly because of the much debated correlation of the Holsteinian(-Hoxnian) temperate Stage with the MIS 11 interglacials (de Beaulieu and Reille, 1995; Vandenberghe, 2000; de Beaulieu et al., 2001; Schreve et al., 2002; Ehlers et al., 2004; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005; Nitychoruk et al., 2006; Gibbard and Cohen, 2008) or MIS 9 (Auguste et al., 2003; Geyh and Müller, 2005; Geyh and Müller, 2007; Litt, 2007). Correlation between the marine oxygen isotope stratigraphy and the Holsteinian Stage is crucial because this interval followed the extensive Elsterian(-Anglian) glaciation, dating from MIS 12 or MIS 10

according to the correlation of the Holsteinian with MIS 11 or MIS 9, respectively. Continental ice during the Elsterian glaciation advanced across the North Sea basin from southern Scandinavia, covering Poland, northern Germany and northern Dutch provinces (Ehlers et al., 2004), and then forcing rivers flowing northward (the Elbe and Rhine rivers especially) to be redirected, with large volume of meltwater, to a westerly course parallel to the ice margin before flowing through the Dover Strait (Gibbard, 1988). Our data show a low strengthening of the 'Fleuve Manche' discharges during Termination IV, incompatible with the fluvial pattern expected during the Elsterian period and the retreat of such an ice sheet. In the light of current discussions concerning the correlation of the Elsterian glaciation, the evidence from the present study implies that it did not occur during MIS 10, and if correct this questions the correlation of the immediately following Holsteinian temperate Stage with MIS 9.

To explain the synchronous activity of the 'Fleuve Manche' discharges with the retreat of the ice masses in Europe, and because Quaternary ice sheets never reached the English Channel area (Ehlers and Gibbard, 2004), we suggest that all or part of the meltwater from the southern North Sea basin drained through the Dover Strait during Termination IV. However, the relatively low MAR recorded downstream the 'Fleuve Manche' suggests that meltwater volume flowing to the Bay of Biscay was small, unlike during MIS 2. We assume that either the connection between the Channel area and the North Sea basin was reduced or the 'Fleuve Manche' only collected meltwater from the Alpine glaciers via the Rhine river. The expected relatively high-energy fluvial regime of the Rhine, in response to the disintegrating Alpine glaciers, may initiated the deposition of the coarse-grained sediments described by Busschers et al. (2008) in the central Netherlands, the latter comprising major channel belts shaped by the river Rhine between MIS 10 and MIS 7. Anyway, the North Sea basin was probably ice-free, allowing substantial meltwater from the FIS to flow northwards. As a result, we conclude that continental ice in the North Sea basin extended within the limits of the Weichselian glaciation (i.e. MIS 2) during MIS 10.

4.2.2 Marine Isotope Stage 6 and 8

Substantial ice advances occurred in Europe after the glacial MIS 10 and before the last glacial period, i.e. in the latter part of the Saalian Stage (Ehlers and Gibbard, 2004; Ehlers and Gibbard, 2007; Busschers et al., 2008). The Saalian, defined as the period between the Holsteinian (MIS 11, see discussion above) and the Eemian (MIS 5e) (i.e. Vandenberghe, 2000; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005), ends with an interval of extensive glaciation generally considered as the second most important of the Quaternary, after the Elsterian glaciation. The extensive Saalian glaciation is traditionally subdivided into a primary advance phase, named the Drenthe glaciation in the Netherlands (Zagwijn, 1973; Laban and Van den Meer, 2004; Busschers et al., 2008) and equivalent to the Older Saalian glaciation in Germany

(Ehlers, 1990; Ehlers et al., 2004), followed by a second ice re-advance, the Warthe, which left sedimentary and morphological products well within the limits of the ice sheet of the Drenthe glaciation (Ehlers et al., 2004) (Fig. 1). During the Drenthe phase, continental ice advanced from centres in northern Russia, Scandinavia as well as from the northern British Isles (Ehlers, 1990; Clark et al., 2004; Ehlers et al., 2004; Mangerud, 2004; Svendsen et al., 2004) to cover the North Sea basin including Poland, northern Germany and the Dutch area, as well as part of the eastern England (Ehlers, 1990; Laban, 1995; Ehlers et al., 2004; Laban and Van den Meer, 2004). It is commonly accepted that the extensive Saalian glaciation of the North Sea basin occurred during MIS 6 (Laban, 1995; Ehlers and Gibbard, 2004; Busschers et al., 2008) and that the NW European rivers flowed through the Dover Strait during this interval, adopting a fluvial network similar to that expected during the Elsterian glaciation (Gibbard, 1988; Busschers et al., 2008). Cores MD03-2692, MD04-2818 and MD01-2448 record both high MAR and Ti/Ca ratio during the glacial MIS 6, showing that substantial seaward transfer of continentally derived material occurred onto the Armorican margin. The highest MAR associated with prominent values of the Ti/Ca ratio occurred between ca. 160 and 150 ka, i.e. within mid-MIS 6, with values comparable to those detected at the end of the last glacial period (Fig. 7). This substantial increase of the terrigenous input onto the Armorican margin suggests a strong strengthening of the 'Fleuve Manche' palaeoriver activity between ca. 160 and 150 ka. A 2.5-metre-thick laminated facies, strictly similar to the laminated facies dating from the Termination I (Fig. 8) and composed of 198 IRD-rich units, is observed in core MD03-2692 at around 155 ka. We conclude, by analogy with the sedimentary process described for Termination I, that massive 'Fleuve Manche' discharges were combined with sufficiently cold conditions to form anchor-ice in the 'Fleuve Manche' palaeoriver during this period. The monospecifism of the polar planktic foraminifera *N. pachyderma* (s) in cores MD03-2692 (Fig. 7), MD04-2818 and MD01-2448 indicating cold sea surface temperature in the Bay of Biscay supports our assumption. Because both the thickness of the laminated facies and the number of IRD-rich units are greater than during MIS 2, we deduce that more sediment-laden discharges, able to transport sediment-rich ice as far as site MD03-2692, occurred at ca. 155 ka than at ca. 18 ka, reinforcing the idea of an episode of extreme 'Fleuve Manche' discharges within the ca. 160-150 ka interval. The seasonal imprint of the fluvial discharges indicated by the deposition of the laminated facies preclude the large sediment input to the Armorican margin within the ca. 160-150 ka interval as evidence of a megaflood event proposed by Gupta et al. (2007) during the Saalian Stage. Nevertheless, the succession of numerous huge 'Fleuve Manche' discharges into the subaerially exposed English Channel were possibly able to produce the shelf valley systems and associated major erosional features described by these authors. The fluvial erosion is supported by the very high ratio of Cretaceous to Palaeogene dinocysts from calcareous formations of the 'Fleuve Manche' catchment present in the laminated sediment of core MD03-2692 as reported by Eynaud et al. (2007).

The close correlation of the benthic oxygen isotope records from core MD03-2692 and ODP-980 reveals that the substantial increase of the 'Fleuve Manche' palaeoriver discharges coincides with a lightening of benthic $\delta^{18}O$ values of about 0.55 ‰ at site ODP-980 (Fig. 4 and 7), interpreted as representing a global rise of sea-level of about 15-20 m by Waelbroeck et al. (2002) and hence corresponding to a decrease of the global ice volume. Therefore, the extreme episode of 'Fleuve Manche' discharges probably reflects a large-scale meltwater event and was most likely the result of a significant retreat of the European ice sheets. This demonstrates therefore that the Dover Strait was open and that the Bay of Biscay was a major outlet for glacial meltwaters at this time. We suggest that the net loss of mass of the European ice sheet was most probably the result of the precessional forcing which increased both the Northern Hemisphere summer insolation and the seasonality (related to 'warm' summers and 'cold' winters) between 163 and 151 ka (Laskar et al., 2004) (Fig. 7). The process previously discussed regarding the episodic rainout of IRD downstream of the 'Fleuve Manche' supports both the pattern of a glacially-fed 'Fleuve Manche' and a well-developed seasonality, considering that anchor-ice was formed during the winter when the 'Fleuve Manche' activity was relatively low then expulsed as far as sites MD03-2692 during the strongest melting episodes (i.e. in springtime) of the European ice sheet. Although 'Fleuve Manche' activity and deep-sea sedimentation in the northern Bay of Biscay within mid-MIS 6 show disconcerting similarities to those described during the last deglaciation (Penaud et al., submitted), the insolation maximum described at ca. 150 ka was not as high as those causing the Termination I. This is because the insolation maximum at the precession and tilt cycles were out of phase at this time (e.g. Ruddiman, 2006). If we assume that orbital forcing was not strong enough to induce a full deglaciation of the ice sheet during mid-MIS 6, our data show, however, that it was important enough to cause a partial melting of the southern ice-sheet margin, which is usually considered as the most sensitive to climate changes (e.g. Boulton et al., 2001). Significant lightening of planktic $\delta^{18}O$ values of about 2 ‰ in the central Adriatic Sea at ca. 150 ka (Piva et al., 2008) could evidence substantial Alpine meltwater input from the Pô river in response to the partial melting of Alpine glaciers (Fig. 1). Numerous studies show strong palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes at time of the increasing Northern Hemisphere insolation during the mid-MIS 6 (e.g. Petit et al., 1999; Ayalon et al., 2002; Kawamura et al., 2007; Hodge et al., 2008; Wang et al., 2008), corroborating the concept of a reorganisation of the southern margin of the European ice sheet and Alpine glaciers within the ca. 160-150 ka interval.

Besides detecting a large-scale reorganisation of the European ice sheet within mid-MIS 6, our results also indicate that an extensive advance of the European ice sheet as far as the southern North Sea basin occurred during the first part of the MIS 6 sufficient to force the meltwater to flow southward through the Dover Strait. We assume that this major ice advance almost certainly corresponds to the Drenthe glaciation and we suggest, therefore, that the

extreme 'Fleuve Manche' discharges detected at ca. 155 ka may indicate the retreat of the ice sheet between the Drenthe and Warthe advances (Fig. 7 and 9). The sharp decrease of northern hemisphere summer insolation between 150 and 140 ka could indeed favour a re-growth of the European ice sheet in the latter phase of the MIS 6. Such a pattern closely corresponds to terrestrial geological evidence for an absence of interglacial sediments between the glaciogenic sequences of the Drenthe and Warthe glaciations (Ehlers et al., 2004). As a result, the Drenthe and Warthe advances could occurred within the ca. 175-160 ka and the ca. 150-140 ka intervals, respectively (Fig. 7 and 9), when the northern hemisphere summer insolation sharply decreased (Laskar et al., 2004). The presence of typical interglacial vegetation in Northern Iberia (Leymarie, 2008) and high phytoplanktonic productivity in the Bay of Biscay (Penaud et al., submitted) until ca. 175 ka probably provided a limiting age for the onset of the Drenthe Substage advance.

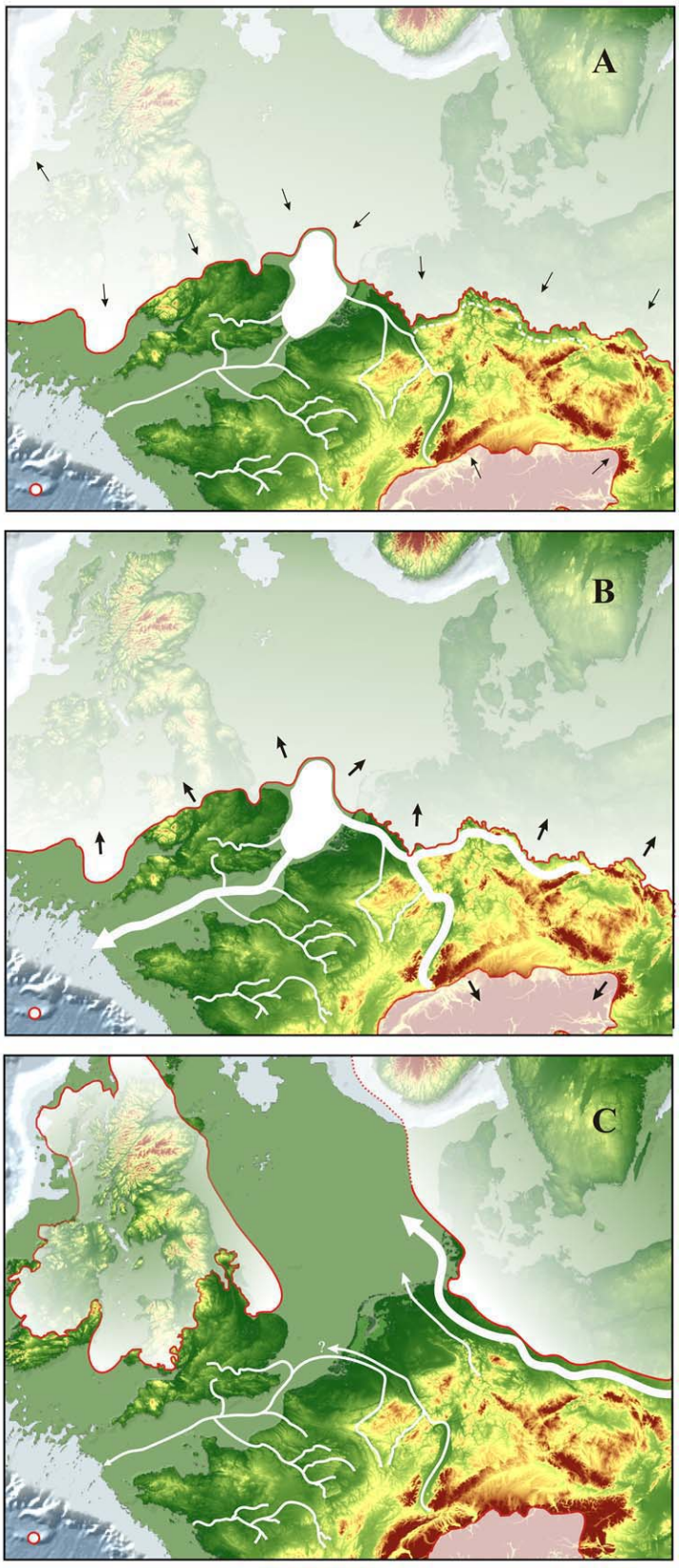

A
B
C

Figure 9. Palaeogeographical reconstructions during the penultimate glacial period (i.e. MIS 6). Glacial limits from Ehlers and Gibbard (2004) in accordance with the chronology discussed in the text. (A) Drenthe advance (ca. 175 ka to ca. 160 ka); the extensive ice advance forced the central European rivers to flow southward through the Dover Strait. The relatively low 'Fleuve Manche' activity was most likely the result of the weak ice sheet runoff. (B) Mid-MIS 6 (ca. 155 ka); maximum 'Fleuve Manche' activity induced by a significant retreat of the southern ice margin. (C) Warthe glaciation (ca. 150 ka to ca. 140 ka) and Termination II (ca. 140 ka to ca. 130 ka); the 'Fleuve Manche' activity was low because meltwater from the southern ice margin flow northward through the North Sea basin via the Aller-Weser marginal valley. Extent of the BIIS during the Warthe Substage is not known, therefore a modified version of the Late Weichselian limit has been used in map C to provide an approximative view of the potential limit (see Ehlers and Gibbard (2004) for a thorough review).

Termination II shows moderate MAR, in comparison to the MAR detected at ca. 155 ka, in cores MD03-2692 (Fig. 7), MD04-2818 and MD01-2448, indicating that 'Fleuve Manche' discharges were of lesser importance. Comparison with Termination I also reveals that the 'Fleuve Manche' activity was more important at the end of the last glaciation than during Termination II. This assumption is supported by the absence of a laminated facies at site MD03-2692 even though two strong cold events, characterised by monospecifism of *N. pachyderma* (s) and a discrete IRD peak, are interspersed the end of MIS 6 (Fig. 7). These intervals, interpreted as Heinrich events (Lototskaya and Ganssen, 1999; McManus et al., 1999; de Abreu et al., 2003), were probably cold enough to induce formation of anchor-ice in the 'Fleuve Manche' but we assume that the meltwater discharges did not have the capacity to transport sediment-rich ice as far as site MD03-2692. As a result, the drainage configuration of the 'Fleuve Manche' during Termination II was almost certainly different from that Termination I, although the ice-sheet configuration at the end of the MIS 6 and MIS 2 were very similar (Ehlers and Gibbard, 2004). This is in spite of the fact that the Warthe maximum really occurred between ca. 150 ka and the termination. We assume that a substantial portion of the meltwater from the ice margin probably flowed northwards through the North Sea basin, implying that continental ice did not covered the North Sea basin during the Warthe advance (Fig. 9). Such a pattern corroborates the geological evidence which suggests that meltwater from the southern ice margin drained via the Aller-Weser marginal valley ('urstromtal') towards the North Sea during the Warthe Substage glaciation (Ehlers et al., 2004). This drainage network may explain the strong increase of sediment input in the southeastern Nordic seas in the late MIS 6 (Brendryen et al., 2008). The moderate MAR detected at site MD03-2692 during the Termination II may result from the river Rhine and the disintegrating Alpine glaciers. Busschers et al. (2008) partially demonstrate such a possibility, showing that the Dover Strait drainage pathway was occupied, at least, by the near river Meuse at this time.

The timing of sediment input via the 'Fleuve Manche' palaeoriver during MIS 8 shows many similarities to those described during the penultimate glacial period. Indeed, MAR and Ti/Ca ratio reveal that maximum input of continentally-derived material to the Armorican margin occurred not during Termination III (ca. 250 ka) but in phase with the previous increase of northern hemisphere summer insolation, between ca. 275 and 265 ka (Fig. 7). The seaward transfer of sediment onto the Armorican margin during MIS 8 increased, therefore, at the time of an expected deterioration of Northern Hemisphere ice sheets, suggesting that an orbitally driven oscillation and partial melting of the European ice sheet at around 270 ka could have triggered a strengthening of the 'Fleuve Manche' activity. However, there is no evidence of massive ice sheets over the British Isles and the Northern European lowlands during MIS 8 (e.g. Bowen, 1999; Ehlers et al., 2004) and continental ice in Europe was probably restricted to mountainous areas, such as the Scottish Highlands, Scandinavia and the Alps. The moderate MAR, in comparison to the MAR estimated for the penultimate and last glacial period, strongly demonstrates that 'Fleuve Manche' activity was not as important at around 270 ka as at ca. 155 ka and ca. 18 ka, thus supporting the concept of scattered ice masses over Europe and ice-free conditions in the North Sea basin during MIS 8. As a result, we suggest that the moderate increase of sediment input via the 'Fleuve Manche' between ca. 275 and 265 ka could have been caused either by the partial melting of Alpine glaciers, thus implicating that the Rhine flowed through the Dover Strait, or from the direct consequence on climate, vegetation and hence soil erosion of an increased flux of fresh water into the North Atlantic from disintegrating Northern Hemisphere ice masses.

4.3. Comments on the timing of major 'Fleuve Manche' discharges and climate changes over the last 350 kyr.

Our reconstructions of the 'Fleuve Manche' palaeoriver activity show that increased discharges, detected at ca. 340 ka (MIS 10), ca. 270 ka (MIS 8), ca. 155 ka (MIS 6) and ca. 18 ka (MIS 2), correlate with strong decreases of the $\delta^{13}C$ at site ODP-980 (Fig. 7), thereby demonstrating concomitant reduction in both the rate of deep-water formation and the strength of the Atlantic thermohaline circulation (THC) (McManus et al., 1999). $\delta^{13}C$ data for ODP-980 reveals that glacial collapses of the THC with magnitude comparable to those detected at time of increased 'Fleuve Manche' discharges are relatively rare during the last 350 kyr, all coinciding with increasing northern hemisphere summer insolation (Fig. 7). Because of the close relationship between the THC and the poleward oceanic heat transport, glacimarine conditions pointing to the occurrence of Heinrich-type events prevailed in the North Atlantic during these periods, as suggested by large abundance of N. pachyderma (s) and IRD input both in the Bay of Biscay and at site ODP-980 (Fig. 7).

Numerical models demonstrate that the THC is highly sensitive to the freshwater forcing (e.g. Rahmstorf, 1995). Moreover, some abrupt decreases of the THC and climate cooling

during the Late Pleistocene have been directly linked to increased freshwater flux into the North Atlantic (Broecker et al., 1989; Clark et al., 2001; Clark et al., 2002; Rahmstorf, 2002). The excellent agreement of the timing of strong reductions of the THC with periods of increasing northern hemisphere summer insolation, following large expansion of continental ice sheets, supports the idea that freshwater forcing from disintegrating ice sheets played a key role in the occurrence of some Heinrich-type events throughout the last 350 kyr. We assume that the attendant increases of European ice sheet runoff and of 'Fleuve Manche' discharges corroborate this assumption and we suggest, therefore, that the 'Fleuve Manche' palaeoriver could have impinged, probably together with other meltwater sources, on the vigour of the THC. For the last glacial period, the huge 'Fleuve Manche' discharges dating from ca. 18 ka correlate with significant freshwater fluxes from the circum-North Atlantic ice sheets, as reported from the FIS (Kleiber et al., 2000; Dahlgren and Vorren, 2003; Lekens et al., 2005; Rasmussen et al., 2007), the BIIS (Hall et al., 2006; Toucanne et al., 2008) and the LIS (Clarke et al., 1999; Tripsanas and Piper, 2008). They indicate that the 'Fleuve Manche' activity reflected a large-scale event of meltwater releases. Geochemical and isotopical data from numerous cores from the North Atlantic show a sharp concomitant decrease in the rate of deep-water formation leading to the HE 1 and a collapsed THC until ca. 16 ka (McManus et al., 2004; Gherardi et al., 2005; Hall et al., 2006). If massive iceberg releases from the LIS sustained a weakened THC between ca. 17 and 16 ka by freshening and increasing buoyancy of the Northern Atlantic surface water (Broecker, 1994; Vidal et al., 1997; Elliot et al., 2002; McManus et al., 2004), the synchronicity between the increased meltwater discharges from the circum-North Atlantic ice sheets and the sharp reduction of the deep-water formation at ca. 18.3 ka strongly suggest the onset of cold conditions over the North Atlantic (e.g. Elliot et al., 2001; Naughton et al., 2007) and the subsequent re-advance of the European ice masses (e.g. McCabe and Clark, 1998; McCabe et al., 2007) as a response to a freshwater-forced reduction in the THC. The similarities, regarding the northern hemisphere summer insolation and the magnitude of the collapse of the THC, between the HE 1 and Heinrich-type events dating from ca. 340 ka, ca. 270 ka, ca. 155 ka, ca. 130 ka (HE 11, Lototskaya and Ganssen (1999)) and ca. 60 ka (Fig. 7) strongly imply a similar pattern, thus indicating that each period of full (i.e. Terminations) or partial (e.g. mid-MIS 6, see discussion above) melting of the Northern Hemisphere ice sheets was punctuated by meltwater-forced Heinrich-type events. As demonstrated for the last deglaciation and HE 1 (e.g. Knutz et al., 2007), the expected northern hemisphere warming events were aborted by these episodes of large freshwater inputs, thus leading to a sustained climatic divergence between the hemispheres. Indeed, recent temperature reconstruction from Antarctica over the last 350 kyr demonstrates warming of the southern hemisphere within the ca. 350-335 ka, ca. 280-260 ka and ca. 160-150 ka intervals (Kawamura et al., 2007) while glaciomarine conditions overran site ODP-980 and the Bay of Biscay despite the significant rise of the northern hemisphere summer insolation. Even if the discharges were not always as important as at ca. 155 ka or ca. 18 ka,

depending on the extension of the European ice sheets and from the drainage configuration of the NW European rivers, the 'Fleuve Manche' activity achieved its maximum during these periods and, therefore, probably participated to the collapse of the THC.

5. Conclusions

The 'Fleuve Manche' palaeoriver activity over the last four glacial periods has been reconstructed using mass accumulation rates (MAR) and X-ray fluorescence (XRF) intensities of Ti from long piston cores retrieved from the Bay of Biscay. The reconstruction has allowed the determination of the timing and the amplitude of the 'Fleuve Manche' discharges during each glacial period, yielding detailed insight into the Middle and Late Pleistocene glaciations in Europe and the drainage network of the western and central European rivers over the last 350 kyr. The following conclusions can be drawn:

▪ Episodes of 'Fleuve Manche' discharges occurred each time that Northern Hemisphere ice-sheet decay is predicted by orbital configuration. This strongly suggests that the 'Fleuve Manche' palaeodischarges were directly controlled by European ice-sheets behaviour during glacial stages MIS 10, MIS 8, MIS 6 and MIS 4-2.

▪ 'Fleuve Manche' activity during the glaciations MIS 10 and MIS 8 was significantly less than during MIS 6 and MIS 2. This implies that European ice-sheets and glaciers during the penultimate and last glacial periods were extensive in comparison to the two previous glaciations. We correlate the significant 'Fleuve Manche' activity, detected during MIS 6 and MIS 2, with the extensive Saalian (Drenthe) and the Weichselian glaciations, respectively, thus assuming that the major Elsterian glaciation precedes the glacial MIS 10.

▪ Detailed analysis and reinterpretation of the thick laminated deposits described downstream of the 'Fleuve Manche' palaeoriver during MIS 6 and MIS 2 reveal periods of episodic, even seasonal, massive fluvial discharges accompanied with fluvial sediment-laden ice at ca. 155 ka (mid-MIS 6) and ca. 18 ka (Termination I). During these intervals, it is proposed that the seasonality in Europe was sufficiently strong to induce formation of anchor- and frazil-ice in the 'Fleuve Manche' and to trigger massive and brutal ice-sheet runoff, followed by substantial 'Fleuve Manche' discharges, during winters and springs, respectively.

▪ No significant episode of fluvial discharges is described during Termination II, contrary to those during Termination I. This suggests that meltwater from the disintegrating European ice-sheet and glaciers did not flow through the Dover Strait at the end of the penultimate glacial period. It is assumed that a strong modification of the drainage network in the North Sea basin occurred during mid-MIS 6, related to a substantial retreat of the European ice-sheet at ca. 155 kyr, followed by the formation of ice-free conditions between the British Isles and Scandinavia until Termination II. This allowed meltwater to flow

northwards through the North Sea basin in the second part of the MIS 6. We assume that this glacial pattern correspond to the Warthe Substage maximum, therefore indicating that the presented here data correlated to the Drenthe and the Warthe glacial advances at ca. 175-160 ka and ca. 150-140 ka, respectively. As a result, the insolation maxima centred at ca. 150 ka were important enough to have caused a partial melting of the southern margin of the European ice-sheet, ice-free conditions in the North Sea basin and a strong reorganisation of the European drainage network.

▪ Apart from the fact that the 'Fleuve Manche' discharges occur at the time of partial or complete melting of the European ice masses, they were also synchronous with strong decreases in both the rate of deep-water formation and the strength of the Atlantic thermohaline circulation leading to glacimarine conditions in the wider North Atlantic. Therefore, it is concluded that massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr probably participated, with other meltwater sources, in the collapse of the thermohaline circulation by freshening the northern Atlantic surface water.

Finally, the results presented herein strongly demonstrate the importance of studying the southernmost part of the continental ice sheets in order to determine the land-sea-ice interactions during glaciations. Indeed, the mid-latitude region of the extensive continental ice sheets are the most sensitive to climate change and the evidence presented suggests that oscillations of the southern ice-sheet margins, not necessarily in phase with those in the north (Ehlers and Gibbard, 2004), have strongly affected, via freshwater inputs, the oceanic circulation and the poleward heat transport during the recent glaciations.

Acknowledgments

The authors warmly thank B. Martin, J. Saint Paul and O. Ther for their technical support and J. Duprat for its expert analytical work about biostratigraphy. We thank also the ARTEMIS Project for the precious radiocarbon dating measurements; the French Programmes 'ACTION MARGES', 'RELIEFS DE LA TERRE' and the ANR 'IDEGLACE'; C. O'Cofaigh, S. Desprat, F. Naughton, B. Malaizé, K. Cohen, F. Busschers and W. Ruddiman for fruitful discussions and R. Mallet for his patience during the acquisition of the SEM photomicrographs. This is an UMR 5805 'EPOC' (University of Bordeaux 1 - CNRS) contribution n°1716.

Appendix 1. Radiocarbon ages of cores MD95-2002, MD01-2448, MD03-2692, MD03-2696 and MD04-2845.

Core number	Depth (cm)	Material	Laboratory Number	Corrected ^{14}C age (yr BP)	Calendar age (cal yr BP)	Data origin
MD95-2002	0	*G. bulloides*	LSCE-99360	1660 +/- 70	1624	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	140	*G. bulloides*	LSCE-99361	9080 +/- 90	10329	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	240	*N. pachyderma* s.	LSCE-99362	10790 +/- 100	12809	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	420	*N. pachyderma* s.	LSCE-99363	13330 +/- 130	15798	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	454	*N. pachyderma* s.	LSCE-99364	13800 +/- 110	16426	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	463	*N. pachyderma* s.	LSCE-99365	14020 +/- 120	16709	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	510	*N. pachyderma* s.	LSCE-99366	14170 +/- 130	16897	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	550	*N. pachyderma* s.	SacA-003242	14430 +/- 70	17327	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	580	*N. pachyderma* s.	Beta-141702	14410 +/- 200	17332	Zaragosi et al., 2001
MD95-2002	869	*N. pachyderma* s.	SacA-003243	14900 +/- 70	18241	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	875	*N. pachyderma* s.	SacA-003244	14880 +/- 160	18224	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1320	*G. bulloides*	SacA-003245	18450 +/- 90	22062	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1340	*G. bulloides*	SacA-003246	19030 +/- 100	22514	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1390	*G. bulloides*	SacA-003247	20220 +/- 80	24690	Zaragosi et al., 2006
MD95-2002	1424	*N. pachyderma* s.	Beta-123696	19840 +/- 60	23777	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1453	*N. pachyderma* s.	Beta-123698	20030 +/- 80	23984	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1464	*N. pachyderma* s.	Beta-123699	20200 +/- 80	24174	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1534	*N. pachyderma* s.	Beta-123697	21850 +/- 70	25810	Grousset et al., 2000
MD95-2002	1610	*N. pachyderma* s.	Beta-99367	24010 +/- 250	28173	Auffret et al., 2002
MD95-2002	1664	*N. pachyderma* s.	Beta-99368	25420 +/- 230	29684	Auffret et al., 2002
MD01-2448	127	*N. pachyderma* s.		20380+/- 90	23930	Jullien, 2006
MD01-2448	143	*N. pachyderma* s.		23670+/- 200	27832	Jullien, 2006
MD01-2448	193	*N. pachyderma* s.		31980+/- 400	36380	Jullien, 2006
MD01-2448	206	*N. pachyderma* s.		32670+/- 400	37000	Jullien, 2006
MD03-2692	10	*G. bulloides*	SacA-001895	7830+/- 60	8747	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	60	*N. pachyderma* s.	SacA-001896	10700+/- 60	12764	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	80	*G. bulloides*	SacA-001897	11420+/- 60	13272	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	120	*N. pachyderma* s.	SacA-001898	13360+/- 70	15843	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	160	*N. pachyderma* s.	SacA-001899	14150+/- 70	16874	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	190	*N. pachyderma* s.	SacA-001900	14240+/- 70	16998	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	200	*N. pachyderma* s.	SacA-001901	14300+/- 70	17108	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	230	*N. pachyderma* s.	SacA-001902	14700+/- 80	17828	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	260	*N. pachyderma* s.	SacA-001903	14760+/- 80	17883	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	300	*N. pachyderma* s.	SacA-001904	14820+/- 80	17976	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	580	*G. bulloides*	SacA-001905	16890+/- 90	20010	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	740	*G. bulloides*	SacA-001906	19920+/- 130	23871	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	760	*G. bulloides*	SacA-001907	20130+/- 130	24095	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	780	*N. pachyderma* s.	SacA-001908	20320+/- 140	24308	Eynaud et al., 2007
MD03-2692	880	*N. pachyderma* s.	SacA-001909	22060+/- 160	26042	Eynaud et al., 2007
MD03-2696	420	*N. pachyderma* s.	SacA-009011	13655 +/- 45	15703	this paper
MD03-2696	669	*N. pachyderma* s.	SacA-009012	14770 +/- 50	17205	this paper
MD04-2845	150	*N. pachyderma* s.	SacA-002955	13490+/- 100	15754	this paper
MD04-2845	191	*N. pachyderma* s.	SacA-002957	13840+/- 110	16482	this paper
MD04-2845	210	*N. pachyderma* s.	SacA-002958	14050+/- 110	16743	this paper
MD04-2845	520	*G. bulloides*	SacA-002960	16890+/- 150	20027	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	690	*N. pachyderma* s.	SacA-002961	20420+/- 80	24441	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	710	*N. pachyderma* s.	SacA-002962	20710+/- 80	24881	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	770	*N. pachyderma* s.	SacA-002963	21860+/- 160	25821	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	790	*N. pachyderma* s.	SacA-002964	22150+/- 170	26141	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	850	*G. bulloides*	SacA-002965	24050+/- 210	28216	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	860	*N. pachyderma* s.	SacA-002966	24680+/- 230	28894	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	890	*G. bulloides*	SacA-002968	25230+/- 240	29482	Daniaud et al., accepted
MD04-2845	980	*N. pachyderma* s.	SacA-002970	26780+/- 290	31118	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1020	*G. bulloides*	SacA-002971	28680+/- 350	33083	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1048	*G. bulloides*	SacA-002974	29470+/- 390	33886	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1060	*N. pachyderma* s.	SacA-002975	30290+/- 420	34712	Sanchez-Goni et al., 2008
MD04-2845	1078	*G. bulloides*	SacA-002976	30950+/- 460	35370	Sanchez-Goni et al., 2008

Appendix 2. Control points used to tune benthic $\delta^{18}O$, $CaCO_3$ (%) and lightness (L) records of cores MD01-2448, MD04-2818, MD03-2692 and ODP 980 to the benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005) .*

Core label	depth (cm)	age - LR04 stack
MD03-2692	1735	71
MD03-2692	1830	82
MD03-2692	1930	96
MD03-2692	2070	125
MD03-2692	2160	135
MD03-2692	2250	142
MD03-2692	2600	156
MD03-2692	2670	167
MD03-2692	2749	174
MD03-2692	2840	183
MD03-2692	2960	200
MD03-2692	3044	224
MD03-2692	3118	240
MD03-2692	3298	262
MD03-2692	3550	283
MD03-2692	3730	324
MD03-2692	3810	339

Core label	depth (cm)	age - LR04 stack
ODP-980	1137	71
ODP-980	1207	82
ODP-980	1337	96
ODP-980	1418	109
ODP-980	1714	125
ODP-980	1881	135
ODP-980	1946	142
ODP-980	2170	156
ODP-980	2220	167
ODP-980	2275	174
ODP-980	2320	183
ODP-980	2527	200
ODP-980	2802	224
ODP-980	3022	240
ODP-980	3263	262
ODP-980	3720	283
ODP-980	3848	295
ODP-980	4068	317
ODP-980	4281	324
ODP-980	4435	339

Core label	depth (cm)	age - LR04 stack
MD04-2818	560	71
MD04-2818	620	82
MD04-2818	650	87
MD04-2818	680	96
MD04-2818	760	109
MD04-2818	830	125
MD04-2818	935	139
MD04-2818	1130	154
MD04-2818	1160	174
MD04-2818	1265	191
MD04-2818	1370	224
MD04-2818	1425	240
MD04-2818	1535	265
MD04-2818	1600	278
MD04-2818	1680	303
MD04-2818	1740	329
MD04-2818	1755	336
MD04-2818	1810	350

Core label	depth (cm)	age - LR04 stack
MD01-2448	300	71
MD01-2448	340	82
MD01-2448	390	96
MD01-2448	460	109
MD01-2448	490	125
MD01-2448	555	139
MD01-2448	675	154
MD01-2448	705	174
MD01-2448	787	191
MD01-2448	880	224
MD01-2448	905	240
MD01-2448	995	265
MD01-2448	1066	278
MD01-2448	1125	303
MD01-2448	1175	329
MD01-2448	1190	336
MD01-2448	1220	350
MD01-2448	1325	389
MD01-2448	1400	405
MD01-2448	1470	436

References

Andrews, J. T., 2000. Icebergs and iceberg rafted detritus (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. Oceanography 3, 100-108.

Andrews, J. T., Syvitski, J. P. M., 1994. Sediment fluxes along High-Latitude Glaciated Continental Margins (NE Canada and E Greenland). in Hay, W. (Ed.): Material Fluxes on the Surface of the Earth, National Academic Press, Washington, DC, 99-115.

Antoine, P., Coutard, J. P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J. P., Ozouf, J. C., 2003. The Pleistocene rivers of the english Channel region. Journal of Quaternary Science 18, 227-243.

Antoine, P., Limondin Lozouet, N., Chausse, C., Lautridou, J. P., Pastre, J. F., Auguste, P., Bahain, J. J., Falgueres, C., Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. Quaternary Science Reviews 26, 2701-2723.

Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siegert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. Marine Geology 188, 79-108.

Auguste, P., Carpentier, G., Lautridou, J. P., 2003. Mammalian fauna from the lower terrace of Cleon (Seine-Maritime): Taphonomic and biostratigraphical interpretations. Quaternaire 14, 5-14.

Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kaufman, A., 2002. Climatic conditions during marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel. Geology 30, 303-306.

Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C BP by means of planktic foraminifera of the Iberian margin. Quaternary Research 61, 204-214.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J. L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich eventsin the subtropical Northeast Atlantic. Science 289, 1321-1324.

Bateman, M. D., Buckland, P. C., Chase, B., Frederick, C. D., Gaunt, G. D., 2008. The Late-Devensian proglacial Lake Humber: new evidence from littoral deposits at Ferrybridge, Yorkshire, England. Boreas 37, 195-210.

Benson, C. S., Osterkamp, T. E., 1974. Underwater ice formation in rivers as a vehicle for sediment transport. University of Alaska, Fairbanks, Institute of Marine Science, Oceanography of the Bering Sea, 401-402.

Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M., 2001. Paleoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. Quaternary Science Reviews 20, 591-625.

Bourillet, J. F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK.

Bourillet, J. F., Reynaud, J. Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003. The "Fleuve Manche": the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science 18, 261-282.

Bourillet, J. F., Turon, J. L., 2003. Rapport de mission MD133-SEDICAR. pp.150.

Bourillet, J. F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and the deep sea submarine systems. Geo-Marine Letters 26, 311-315.

Bowen, D. Q., 1999. Only four major 100-ka glaciations during the Brunhes Chron? International Journal of Earth Sciences 88, 276-284.

Bowen, D. Q., Phillips, F. M., McCabe, A. M., Knutz, P. C., Sykes, G. A., 2002. New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. Quaternary Science Reviews 21, 89-101.

Brendryen, J., Grasmo, K., Haflidason, H., Zuhlsdorff, C., Sejrup, H. P., 2008. Ocean - ice-sheet interaction and tephrastratigraphy from the SE Nordic Seas region between 50-150 ka. Geophysical Research Abstracts, 10, A-09844.

Bridgland, D. R., 2002. Fluvial deposition on periodically emergent shelves in the Quaternary: examples records from the shelf around Britain. Quaternary International 92, 25-34.

Bridgland, D. R., D'Olier, B., 1995. The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In: Preece, R.C. (Ed.), Island Britain: a Quaternary Perspective. Geological Society of London Special Publication No. 96, London. 27-45.

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., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. Nature 372, 421-424.

Buoncristiani, J. F., Campy, M., 2004. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. Sedimentary Geology 165, 253-264.

Busschers, F. S., Kasse, C., Van Balen, R. T., Vandenberghe, J., Cohen, K. M., Weerts, H. J. T., Wallinga, J., Johns, C., Cleveringa, P., Bunnik, F. P. M., 2007. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North-Sea Basin: Imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostacy. Quaternary Science Reviews 26, 3216-3248.

Busschers, F. S., Van Balen, R. T., Cohen, K. M., Kasse, C., Weerts, H. J. T., Wallinga, J., Bunnik, F. P. M., 2008. Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. Boreas 37, 377-398.

Clark, C. D., Gibbard, P., Rose, J., 2004. Pleistocene glacial limits in England, Scotland and Wales. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford., 47-82.

Clark, P. U., Marshall, S. J., Clarke, G. K. C., Hostetler, S. W., Licciardi, J. M., Teller, J. T., 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. Science 293, 283-287.

Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., Weaver, A. J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature 415, 863-869.

Clarke, G. K. C., Marshall, S. J., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G., Veiga-Pires, C., 1999. A glaciological perspective on Heinrich events. In Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, P. U. Clark, R.S. Webb, and L. D. Keigwin (Eds.), AGU Geophys. Monograph 112, Washington D.C., pp. 243-262.

Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., Beiner, M., 2006. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). Quaternary Science Reviews 25, 1460-1474.

Cremer, M., Faugeres, J.-C., Grousset, F., Gonthier, E., 1993. Late Quaternary sediment flux on sedimentary drifts in the Northeast Atlantic. Sedimentary Geology 82, 89-101.

Cremer, M., Grousset, F., Faugeres, J. C., Duprat, J., Gonthier, E., 1992. Sediment flux patterns in the northeastern Atlantic: variability since the last interglacial. Marine Geology 104, 31-53.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. Marine Geology 193, 93-127.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., Laberg, J. S., 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin-65 to 68°N. Marine and Petroleum Geology 19, 1089-1113.

Daniaud, A. L., Sanchez Goni, M. F., Duprat, J., accepted. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay. Quaternary Research.

de Abreu, L., Shackleton, N. J., Schonfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. Marine Geology 196, 1-20.

de Beaulieu, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Reille, M., Gruger, E., Tzedakis, C., Svobodova, H., 2001. An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. Quaternary Science Reviews 20, 1593-1602.

de Beaulieu, J.-L., Reille, M., 1995. Pollen records from the Velay craters: a review and correlation of the Holsteinian Interglacial with isotopic stage 11. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 52, 59-70.

de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Turon, J. L., Matthiessen, J., 2000. Reconstruction of sea-surface temperature, salinity, and sea-ice cover in the northern North Atlantic during the last glacial maximum based on dinocyst assemblages. Canadian Journal of Earth Sciences 37, 725-750.

Desprat, S., Sanchez Goni, M. F., Turon, J. L., Duprat, J., Malaize, B., Peypouquet, J. P., 2006. Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. Quaternary Science Reviews 25, 1010-1026.

Dowdeswell, J. A., Whittington, R. J., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Mackensen, A., Marienfeld, P., 2000. An origin for laminated glacimarine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. Sedimentology 47, 557-576.

Duprat, J., 1983. Les foraminifères planctoniques du Quaternaire terminal d'un domaine péricontinental (Golfe de Gascogne, Côtes Ouest-Ibériques, Mer d'Alboran): Ecologie - biostratigraphie. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, n°141, 177 pp.

Ehlers, J., 1990. Reconstructing the Dynamics of the North-West European Pleistocene Ice Sheets. Quaternary Science Reviews 9, 71-83.

Ehlers, J., Eissmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H. J., Wansa, S., 2004. Pleistocene glaciations of North Germany. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford.

Ehlers, J., Gibbard, P. L. (2004). "Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part I: Europe." Elsevier, Amsterdam.

Ehlers, J., Gibbard, P. L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. Quaternary International 164-165, 6-20.

Eissmann, L., 2002. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews 21, 1275-1346.

Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthe, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). Earth and Planetary Science Letters 194, 151-163.

Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). Quaternary Science Reviews 21, 1153-1165.

Evans, D. J., Cofaigh, C. O., 2003. Depositional evidence for marginal oscillations of the Irish Sea ice stream in southeast Ireland during the last glaciation. Boreas 32, 76-101.

Eyles, N., McCabe, A., 1989a. The Late Devensian (<22,000 BP) Irish Sea Basin: The sedimentary record of a collapsed ice sheet margin. Quaternary Science Reviews 8, 307-351.

Eyles, N., McCabe, A. M., 1989b. Glaciomarine facies within subglacial tunnel-valleys: the sedimentary record of glacio-isostatic downwarping in the Irish Sea Basin. Sedimentology 36, 431-448.

Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J. D., Mojtahid, M., Bourillet, J. F., Hall, I. R., Penaud, A., Locascio, M., Reijonen, A., 2007. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: the hydrographic significance of British Ice sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, doi:10.1029/2006GC001496.

Geyh, M. A., Müller, H., 2005. Numerical 230Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian interglacial. Quaternary Science Reviews 24, 1861-1872.

Geyh, M. A., Müller, H., 2007. Palynological and geochronological study of the Holsteinian/Hoxnian/Landos interglacial. In "Developments in Quaternary Science." (F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sanchez GoniT. Litt, Eds.), pp. 387-396. Elsevier.

Gherardi, J. M., Labeyrie, L., McManus, J. F., Francois, R., Skinner, L. C., Cortijo, E., 2005. Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 240, 710-723.

Gibbard, P., Van Kolfschoten, T., 2005. The Pleistocene and Holocene Series. In: Gradstein, F. Ogg, J. & Smith, A. (Eds) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press 589 pp., 441-452.

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: Preece, R.C. (Ed.), Island Britain: a Quaternary Perspective. Geological Society of London Special Publication No. 96, London. 15-26.

Gibbard, P. L., Cohen, K. M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31.

Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M., Yiou, F., 2008. Beryllium-10 exposures ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the fennoscandian Ice Sheet. Quaternary Science Reviews 27, 320-336.

Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? Geology 28, 123-126.

Gupta, S., Collier, J. S., Palmer-Felgate, A., Potter, G., 2007. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. Nature 448, 342-345.

Hall, I. R., Moran, S. B., Zahn, R., Knutz, P. C., Shen, C. C., Edwards, R. L., 2006. Accelerated drawdown of meridional overturning in the late-glacial Atlantic triggered by transient pre-H event freshwater perturbation. Geophysical Research Letters 33.

Helmke, J. P., Bauch, H. A., 2003. Comparison of glacial and interglacial conditions between the polar and subpolar North Atlantic region over the last five climatic cycles. Paleoceanography 18, 14-1.

Hemming, S. R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Reviews of Geophysics 42, RG1005 1-43.

Hesse, R., Khodabakhsh, S., 2006. Significance of fine-grained sediment lofting from melt-water generated turbidity currents for the timing of glaciomarine sediment transport into the deep sea. Sedimentary Geology 186, 1-11.

Hesse, R., Khodabakhsh, S., Klaucke, I., Ryan, W. B. F., 1997. Asymmetrical turbid surface-plume deposition near ice-outlets of the Pleistocene Laurentide ice sheet in the Labdrador Sea. GeoMarine Letters 17, 179-187.

Hill, P. R., Peter Lewis, C., Desmarais, S., Kauppaymuthoo, V., Rais, H., 2001. The Mackenzie Delta: Sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta. Sedimentology 48, 1047-1078.

Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta 14, 231-263.

Hiscott, R. N., Aksu, A. E., Mudie, P. J., Parsons, D. F., 2001. A 340,000 year record of ine rafing, palaeoclimatic fluctuations, and shelf-crossing glacial advances in the southwestern Labrador Sea. Global and Planetary Change 28, 227-240.

Hodge, E. J., Richards, D. A., Smart, P. L., Andreo, B., Hoffmann, D. L., Mattey, D. P., González-Ramón, A., 2008. Effective precipitation in southern Spain (~ 266 to 46 ka) based on a speleothem stable carbon isotope record. Quaternary Research 69, 447-457.

Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H., 2003. Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. Journal of Quaternary Science 18, 769-786.

Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E., 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. Radiocarbon 46, 1059-1086.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P. W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. Journal of Quaternary Science 21, 115-130.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P. W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). Eclogae Geologicae Helvetiae 97, 47-55.

Jullien, E., 2006. Empreinte sédimentaire des évènements de Heinrich aux moyennes et basses latitudes de l'Atlantique Nord: implications sur les mécanismes déclencheurs. Unpublished PhD thesis, University Bordeaux 1, n°3264, 294.

Kasse, C., Vandenberghe, J., De Corte, F., Van den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. Journal of Quaternary Science 22, 695-708.

Kasse, C., Vandenberghe, J., Van Huissteden, J., Bohncke, S. J. P., Bos, J. A. A., 2003. Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). Quaternary Science Reviews 22, 2141-2156.

Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M. A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M. E., Matsumoto, K.,

Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y., Watanabe, O., 2007. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. Nature 448, 912-916.

Kempama, E. W., Reimnitz, E., Barnes, P. W., 2001. Anchor-ice formation and ice-rafting in southwestern lake michigan, U.S.A. Journal of Sedimentary Research 71, 346-354.

Kleiber, H. P., Knies, J., Niessen, F., 2000. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: Ice sheet extent and timing. Marine Geology 168, 25-44.

Knies, J., Vogt, C., Matthiessen, J., Nam, S. I., Ottesen, D., Rise, L., Bargel, T., Eilertsen, R. S., 2007. Re-advance of the Fennoscandian Ice Sheet during Heinrich Event 1. Marine Geology 240, 1-18.

Knutz, P. C., Hall, M. A., Zahn, R., Rasmussen, T. L., Kuijpers, A., Moros, M., Shackleton, N. J., 2002a. Multidecadal ocean variability and NW European ice sheet surges during the last deglaciation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3, 1077, doi:10.1029/2002GC000351.

Knutz, P. C., Jones, E. J. W., Austin, W. E. N., van Weering, T. C. E., 2002b. Glacimarine slope sedimentation, contourite drifts and bottom current pathways on the Barra Fan, UK North Atlantic margin. Marine Geology 188, 129-146.

Knutz, P. C., Zahn, R., Hall, I. R., 2007. Centennial-scale variability of the British Ice Sheet: Implications for climate forcing and Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. Paleoceanography 22.

Krinsley, D. H., Doorkamp, J. C., 1973. Atlas of quartz sand surface textures: Cambridge, University Press.

Laban, C., 1995. The Pleistocene glaciations in the Dutch sector of the North Sea. A synthesis of sedimentary and seismic data. PhD Thesis, University of Amsterdam, 194 p.

Laban, C., Van den Meer, J. J. M., 2004. Pleistocene glaciations in the Netherlands. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford., 251-260.

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.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. Quaternary Science Reviews 21, 343-360.

Larsonneur, C., Auffret, J. P., Smith, A. J., 1982. Carte des paléo-vallées et des bancs de la Manche orientale (1/50 000). BRGM, Brest.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy and Astrophysics 428, 261-285.

Le Breton, E., 2006. Amélioration de la qualité du carottage Küllenberg. rapport 3ème année ingénieur, Ifremer - Institut National des Sciences Appliquées de Strasbourg, 80.

Lekens, W. A. H., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Petersen, G. O., Hjelstuen, B., Knorr, G., 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. Marine Geology 216, 27-50.

Lericolais, G., 1997. Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 265 pp.

Leymarie, M., 2008. Réponse de la végétation et du climat à la variabilité climatique du MIS 6 dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Master 2 ENVOLH, Univ. Bordeaux 1, Bordeaux, France, 30 pp. .

Lisiecki, L. E., Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. Paleoceanography 20, 1-17.

Litt, T., 2007. Climate, Vegetation and Mammalian Faunas in Europe during Middle Pleistocene Interglacials (MIS 7, 9, 11). In "Developments in Quaternary Science." (F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sanchez GoniT. Litt, Eds.), pp. 349-358. Elsevier.

Lototskaya, A., Ganssen, G. M., 1999. The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic. Quaternary Science Reviews 18, 1641-1654.

Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. in Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe, Elsevier, Amsterdam, 271-294.

Marks, L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews 21, 103-110.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore Jr, T. C., Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1-29.

McCabe, A. M., Clark, P. U., 1998. Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature 392, 373-376.

McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., 2005. AMS 14C dating of deglacial events in the Irish Sea Basin and other sectors of the British-Irish ice sheet. Quaternary Science Reviews 24, 1673-1690.

McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., Dunlop, P., 2007. Radiocarbon constraints on readvances of the British-Irish Ice Sheet in the northern Irish Sea Basin during the last deglaciation. Quaternary Science Reviews 26, 1204-1211.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardl, J. M., Kelgwin, L., Drown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature 428, 834-837.

McManus, J. F., Oppo, D. W., Cullen, J. L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millenial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. Science 283, 971-975.

McManus, J. F., Oppo, D. W., Cullen, J. L., 2001. ODP 980 Isotope and IRD Data. IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2001-065. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, CO, USA.

Meijer, R., Preece, R. C., 1995. Malacological evidence relating to the insularity of the British Isles during the Quaternary. Island Britain: a Quaternary perspective, 89-110.

Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J. W. H., E.C., H., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J. S., 2006. Early reactivation of European Rivers during the last deglaciation. Science 313, 1623-1625.

Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251-255.

Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J. F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360 000 yrs. Marine Geology 224, 57-82.

Motillon, H., 2006. Impact du comportement du carottier sur la qualité des carottes: Cas du Calypso du Pourquoi Pas? Rapport de fin d'étude, ENSG Nancy, 57.

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

Naughton, F., Sanchez Goni, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaize, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M. C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology 62, 91-114.

Naughton, F., Sanchez Goni, M. F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J. L., submitted. Wet to dry climatic trend in north western Iberia within Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters.

Nitychoruk, J., Binka, K., Ruppert, H., Schneider, J., 2006. Holsteinian Interglacial=Marine Isotope Stage 11? Quaternary Science Reviews 25, 2678-2681.

Nygard, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Bryn, P., 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. Marine and Petroleum Geology 22, 71-84.

Nygard, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M., Ottesen, D., 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 ^{14}C ka BP. Boreas 33, 1-17.

O'Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., 2001. Laminated sediments in glacimarine environments: diagnostic criteria for their interpretation. Quaternary Science Reviews 20, 1411-1436.

O'Cofaigh, C., Evans, D. J. A., 2007. Radiocarbon constraints on the age of the maximum advance of the British-Irish Ice Sheet in the Celtic Sea. Quaternary Science Reviews 26, 1197-1203.

Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S. R., Scourse, J. D., 2007. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60 ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. Quaternary Science Reviews 26, 862-875.

Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J. L., Zaragosi, S., Malaizé, B., Toucanne, S., Bourillet, J. F., submitted. What forced the European ice sheet history during the last two glacial stages (MIS 6 and MIS 2)? Palynological evidences. Quaternary Science Reviews.

Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J. L., Zaragosi, S., Marret, F., Bourillet, J. F., 2008. Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). Marine Micropaleontology 68, 136-155.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotiyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature 399, 429-436.

Piva, A., Asioli, A., Schneider, R., Trincardi, F., Andersen, N., Colmenero-Hidalgo, E., Dennielou, B., Flores, J. A., Vigliotti, L., 2008. Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESS1 borehole PRAD1-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 1. Integrated stratigraphy. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9, Q01R01, doi:10.1029/2007GC001713.

Rahmstorf, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. Nature 378, 145-149.

Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature 419, 207-214.

Rasmussen, T. L., Thomsen, E., S?lubowska, M. A., Jessen, S., Solheim, A., Koc, N., 2007. Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20,000 14C yr BP. Quaternary Research 67, 100-114.

Reimnitz, E., Kempama, E. W., 1987. Field observations of slush-ice generated during freeze-up in Artic coastal waters Marine Geology 77, 219-231.

Richter, T. O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., De Haas, H., Van Weering, T. C. E. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: Technical

description and applications to NE Atlantic sediments. In "Geological Society Special Publication." pp. 39-50.

Rinterknecht, V. R., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E. J., Marks, L., Zelcs, V., Lunkka, J. P., Pavlovskaya, I. E., Piotrowski, J. A., Raukas, A., 2006. The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. Science 311, 1449-1452.

Rinterknetch, V. R., Pavlovskaya, I. E., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Brook, E. J., 2007. Timing of the last deglaciation in Belarus. Boreas 36, 307-313.

Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., Lundin, E., 2005. Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. Marine and Petroleum Geology 22, 33-44.

Roucoux, K. H., Tzedakis, P. C., de Abreu, L., Shackleton, N. J., 2006. Climate and vegetation changes 180,000 to 354,000 years ago recorded in a deep-sea core off Portugal. Earth and Planetary Science Letters 249, 307-325.

Ruddiman, W. F., 1977. Late Quaternary Deposition of Ice-Rafted Sand in the Subpolar North Atlantic (Lat. 40°N to 65°N). Geological Society of America Bulletin 88, 1813-1827.

Ruddiman, W. F., 2006. Orbital changes and climate. Quaternary Science Reviews 25, 3092-3112.

Sanchez Goni, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. Quaternary Science Reviews 27, 1136-1151.

Schreve, D. C., Bridgland, D. R., Allen, P., Blackford, J. J., Gleed-Owen, C. P., Griffiths, H. I., Keen, D. H., White, M. J., 2002. Sedimentology, palaeontology and archaeology of late Middle Pleistocene River Thames terrace deposits at Purfleet, Essex, UK. Quaternary Science Reviews 21, 1423-1464.

Scourse, J. D., Furze, M. F. A., 2001. A critical review of the glaciomarine model for Irish sea deglaciation: evidence from southern Britain, the Celtic shelf and adjacent continental slope. Journal of Quaternary Science 16, 419-434.

Scourse, J. D., Hall, I. R., McCave, I. N., Young, J. R., Sugdon, C., 2000. The origin of Heinrich layers: evidence from H2 for European precursor events. Earth and Planetary Science Letters 182, 187-195.

Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Dahlgren, K. I. T., Haflidason, H., Kuijpers, A., Nygard, A., Praeg, D., Stoker, M. S., Vorren, T. O., 2005. Pleistocene glacial history of the NW European continental margin. Marine and Petroleum Geology 22, 1111-1129.

Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H., Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. Quaternary Science Reviews 19, 667-685.

Skinner, L. C., McCave, I. N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. Marine Geology 199, 181-204.

Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. W., 2005. CALIB 5.0. [WWW program and documentation].

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjaer, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R.

F., Stein, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews 23, 1229-1271.

Svendsen, J. I., Elverhøi, A., Mangerud, J., 1996. The retreat of the Barents Sea ice sheet on the western Svalbard margin. Boreas 25, 244-256.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last european deglaciation and Heinrich events. Marine Geology 247, 84-103.

Tripsanas, E. K., Piper, D. J. W., 2008. Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of Orphan Basin: Implications for meltwater dispersal in the southern Labrador Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 260, 521-539.

van Huissteden, J., Gibbard, P. L., Briant, R. M., 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. Quaternary International 79, 75-88.

Van Vliet-Lanoë, B., Laurent, M., Bahain, J. L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., Keen, D. H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: Regional and global stratigraphic implications. Journal of Geodynamics 29, 15-41.

Vandenberghe, J., 2000. A global perspective of the European chronostratigraphy for the past 650 kyr. Quaternary Science Reviews 19, 1701-1707.

Vandenberghe, J., De Smedt, P., 1979. Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin. Catena 6, 73-106.

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becque, S., Van Weering, T. C. E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters 146, 13-27.

Vorren, T., Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. Boreas 31, 97-125.

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

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090-1093.

Wilson, L. J., Austin, W. E. N., Jansen, E., 2002. The last British Ice Sheet: growth, maximum extent and deglaciation. Polar Research 21, 243-250.

Woerther, P., Bourillet, J. F., 2005. Exploitation des mesures faites avec les accéléromètres sur le carottier CAPYPSO - Mission SEDICAR4 - ALIENOR. Ifremer, Brest, TSI/SI/06/10, pp. 47 & 4 annexes.

Zagwijn, W. H., 1973. Pollen-analytical studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 24, 139-156.

Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters V26, 317-329.

Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G. A., Turon, J. L., Garlan, T., 2001. Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. Earth and Planetary Science Letters 188, 493-507.

cm_MD01-2448	cm_CINEMA	age (ka)
0	0	0
48	22	14
152	69	29
261	119	57
300	136	71
526	293	130
757	478	191
938	622	243
1112	762	300
1192	830	337
1284	918	374
1443	1070	424
1620	1236	478
1785	1386	533
1850	1448	563
1940	1533	621
2070	1657	676
2145	1729	712
2170	1752	732
2205	1786	760
2242	1821	790
2265	1843	814
2368	1941	868
2415	1986	900
2438	2008	917
2470	2038	928
2523	2089	960
2538	2103	970
2560	2124	984
2603	2165	1014
2652	2211	1032
2675	2233	1064
2745	2300	1086
2780	2333	1102
2790	2343	1114
2810	2362	1140
2874	2424	1190

Tableau VI-1. Modèle d'âge de la carotte MD01-2448. Profondeur (brute : colonne gauche / corrigée de l'étirement : colonne centrale), en cm dans la carotte, et âge (ka) des limites des stades isotopiques marins reconnus à partir du $\delta^{18}O$ benthique par corrélation avec la chronologie LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005).

B. Chronologie des oscillations glaciaires et évolution du réseau de drainage européen au cours des derniers 1,2 millions d'années par la reconstruction des apports terrigènes sur le site MD01-2448

Cette partie s'articule autour d'une note courte (Note 3) soumise à la revue *Nature*. Cette note, incluse en l'état dans le manuscrit, est introduite en présentant la philosophie de l'étude et les principaux résultats et implications de ce travail.

1. Principaux résultats de l'article

Nous avons démontré dans la Note 2 que la carotte MD01-2448 enregistrait, malgré des taux d'accumulations moindres, une évolution des apports terrigènes similaire à celle décrite sur le site MD03-2692 situé au débouché direct du paléofleuve Manche. La carotte MD01-2448, dont l'étude stratigraphique révèle un enregistrement continu depuis 1,2 Ma (stade isotopique 35), permet ainsi de discuter de l'évolution à long terme des apports terrigènes dans le Golfe de Gascogne et plus spécifiquement de l'activité du Fleuve Manche. L'intime relation constatée entre l'activité du Fleuve Manche et les calottes de glace environnantes permet dès lors de discuter, à partir de l'évolution des flux terrigènes, de l'amplitude des glaciations en Europe depuis le Pléistocène Inférieur, période couvrant la Révolution de Pléistocène Moyen (MPR) centrée vers 900 ka. De par un modèle d'âge reposant sur l'excellente corrélation du $\delta^{18}O$ (benthique) avec la chronologie isotopique de référence LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005), la carotte MD01-2448 constitue ainsi un enregistrement sédimentaire remarquable permettant une corrélation très étroite de la chronologie des glaciations européennes avec la stratigraphie isotopique marine.

Comme pour la carotte MD03-2692, la quantification des apports continentaux sur le site MD01-2448 est appréhendée par l'étude du rapport des éléments Titane et Calcium (Ti/Ca) mesuré par fluorescence X et par l'évaluation des flux terrigènes. Ces flux terrigènes ont été calculés pour chacun des 35 stades isotopiques reconnus dans la carotte par corrélation des données isotopiques avec la chronologie LR-04 (Lisiecki and Raymo, 2005) (Tableau VI-1).

Figure VI-2. Photographie de la carotte MD01-2448. Les sédiments sombres et clairs matérialisent respectivement les périodes glaciaires (apports allochtones-terrigènes dominants) et interglaciaires (apports autochtones-biogènes carbonatés dominants). La déformation par carottage (convexité des laminations sombres) de la partie supérieure de la carotte s'estompe dans le tronçon VI.

Comme pour l'ensemble des carottes de cette étude, des déformations notables sont décrites au sommet de la carotte MD01-2448 (Figure VI-2). Elles sont interprétées comme résultant du rebond élastique du câble du carottier lors du déclenchement du prélèvement (aspiration par dépression). La Figure VI-3 montre l'évolution au cours des derniers 1,2 Ma des taux de sédimentation, paramètre de base du calcul des flux. La comparaison des taux bruts, sans correction de la déformation, et des taux corrigés avec le logiciel CINEMA révèle, en accord avec l'observation visuelle de la carotte (Figure VI-2), que la déformation, maximale dans les 3 premiers mètres de la carotte, est restreinte aux 9 premiers mètres de celle-ci, soit jusqu'à la transition entre le MIS 9 et le MIS 8. Du fait de l'atténuation rapide de la déformation, les taux de sédimentation bruts et corrigés sont quasiment similaires entre les MIS 9 et 35. L'évolution globale des taux de sédimentation sur la période n'est donc pas entachée par la déformation induite par le carottage. En d'autres termes, l'augmentation sensible des taux de sédimentation décrite pour la carotte MD01-2448 au cours des derniers 1,2 Ma, et particulièrement entre 800 et 400 ka (Figure VI-3), correspond à une augmentation réelle du taux de dépôt par décantation. Ceci est corroboré par l'augmentation d'un facteur 3, trop important pour résulter du seul artéfact de carottage (Skinner and McCave, 2003; Bourillet *et al.*, 2007), entre les taux de sédimentation calculés entre la base et le sommet de la carotte. La carotte MD01-2448 est constituée de dépôt de décantation toujours constitué d'une majorité de particules biogènes carbonatées. L'évolution des apports terrigènes sur ce site est appréhendée par l'analyse des flux terrigènes, ces derniers permettant de discuter l'évolution des apports en provenance du continent européen au cours des derniers 1,2 Ma.

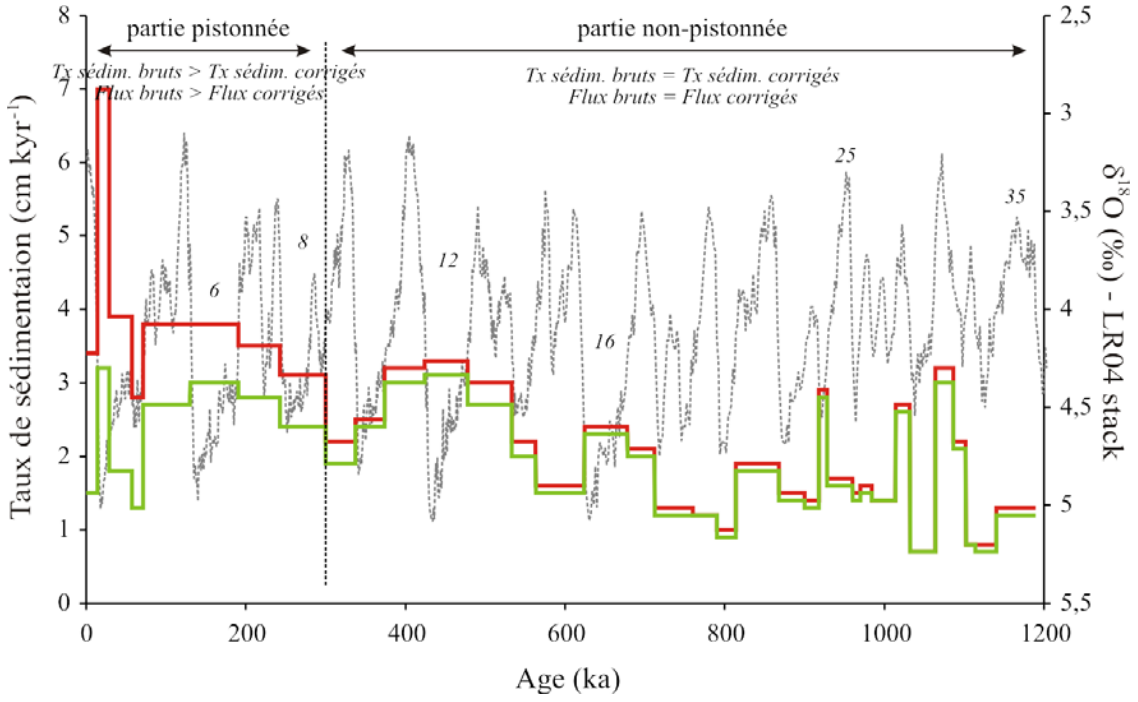


Figure VI-3. Evolution du taux de sédimentation au cours des derniers 1,2 Ma sur le site MD01-2448. Les taux de sédimentation sont calculés pour chacun des stades isotopiques

reconnus sur la période (cf. données isotopiques - courbe grise discontinue) avant correction de l'étirement (pistonnage) de la colonne sédimentaire (rouge) et après correction à l'aide du logiciel CINEMA (vert). La déformation de la colonne sédimentaire étant localisée dans la partie supérieure de la carotte, les taux de sédimentation calculés avant et après correction différent principalement dans la partie supérieure de l'enregistrement. Même après correction les taux de sédimentation sont, sur la période considérée, globalement faibles entre 1200 et 600 ka et augmentent significativement après 600 ka. Ces taux de sédimentation reflètent à la fois les apports terrigènes et carbonatés.

Les principales conclusions de ce travail sont les suivantes :

▪ En accord avec le ratio XRF Ti/Ca, Les flux terrigènes sur le site MD01-2448 sont nettement plus importants, d'un facteur 2 à 8, au moment des périodes glaciaires qu'au moment des périodes interglaciaires. Bien que ponctuellement modérés vers 900 ka (MIS 24-22) et 650 ka (MIS 16), les flux terrigènes sont globalement faibles entre 1,2 Ma et 600 ka, et augmentent significativement après 500 ka et plus précisément à partir du MIS 12. Les flux calculés lors des MIS 12, 10, 8, 6 et 4/2 sont largement supérieurs à la moyenne des flux terrigènes calculés pour les périodes glaciaires comprises entre les MIS 35 et 14 (Figure VI-4),

▪ Parallèlement aux flux terrigènes, la présence du foraminifère planctonique polaire *Neogloboquadrina pachyderma* (s), uniquement détectée lors des périodes glaciaires, s'accroît sur la période, son abondance passant de 20-30% entre 1,2 Ma et 900 ka, à 50-75% entre 900 et 500 ka et atteignant 90-100% lors des 5 dernières périodes glaciaires. Ceci démontre un refroidissement progressif des eaux de surface du Golfe de Gascogne au cours des périodes glaciaires des derniers 1,2 Ma,

▪ L'augmentation des apports terrigènes sur le site MD01-2448 et le refroidissement des eaux de surface du Golfe de Gascogne au cours des derniers 1,2 Ma sont interprétés comme l'installation progressive des calottes de glace sur le continent européen au moment de la MPR, centrée vers 900 ka. Le pouvoir d'érosion de ces derniers et la capacité de transport des eaux de fonte favorisent les transferts sédimentaires continent – océan entre l'Europe de l'Ouest et le Golfe de Gascogne. Puisque l'amplitude des variations du $\delta^{18}O$ benthique dans les océans est majoritairement contrôlée par la calotte Laurentide (Clark and Pollard, 1998) et que les flux terrigènes augmentent considérablement dans le Golfe de Gascogne parallèlement aux augmentations significatives du $\delta^{18}O$ benthique sur le site MD01-2448 (Figure VI-4), nous concluons que l'extension de la calotte Européenne croît de manière synchrone aux augmentations significatives du volume de la calotte Laurentide. L'installation de la cyclicité climatique à 100 000 ka au moment de la MPR coïncide avec la formation des glaciers sur

l'Amérique du Nord mais également sur l'Europe. D'après nos données, la première glaciation marquée du Pléistocène en Europe interviendrait lors des MIS 24-22,

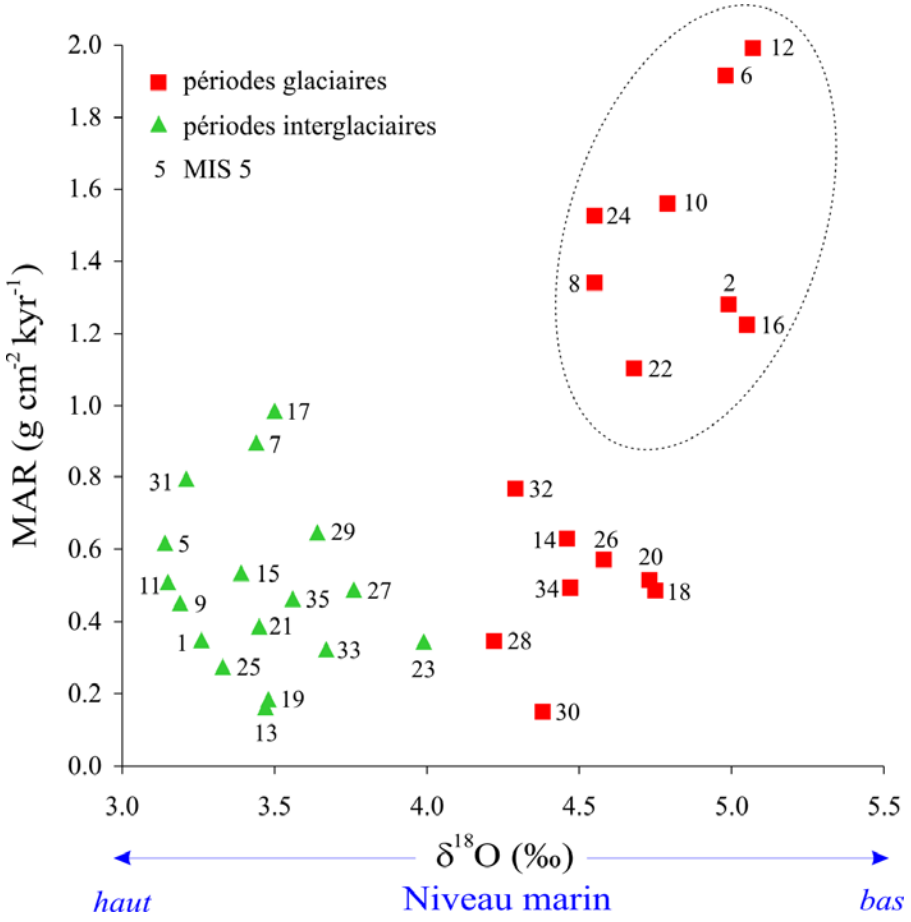


Figure VI-4. Relation entre le flux terrigène (MAR) et le $\delta^{18}O$ benthique / niveau marin sur le site MD01-2448 en fonction des stades isotopiques marins (cf. nombres) et des périodes glaciaires (carrés rouges – nombres pairs) et interglaciaires (triangles verts – nombres impairs). L'influence du niveau marin sur les flux terrigènes apparaît peu importante comme le démontre (i) la grande dispersion des valeurs de $\delta^{18}O$ benthique pour les flux terrigènes inférieurs à 1 g cm^{-2} kyr^{-1} ; ces valeurs de flux sont indistinctement décrites pour l'ensemble des périodes interglaciaires (niveau marin haut) de la période étudiée et pour les périodes glaciaires (niveau marin bas, -60 à -100 m) précédant le MIS 12 (excepté le MIS 24-22 et le MIS 16) ; (ii) la forte dispersion des flux terrigènes dans l'intervalle de $\delta^{18}O$ benthique comprise entre 4,5 - 5‰ (c'est-à-dire des flux terrigènes très différents alors que le niveau marin est supposé le même pour chacune des périodes). Les fortes valeurs de flux terrigènes enregistrées lors des MIS 24, 22, 16, 12, 10, 8, 6 et 4-2 sont interprétées comme liées à la présence d'une calotte de glace sur l'Europe.

▪ L'augmentation significative des flux terrigènes sur le site MD01-2448 au moment du MIS 12, et pour les MIS 10, 8, 6 et 4-2, démontre un changement significatif et durable de

la configuration géographique des calottes et du réseau de drainage associé en l'Europe. Nous interprétons l'augmentation significative des apports terrigènes au MIS 12 comme le résultat de la première union des calottes Britannique et Fennoscandienne dans le bassin de Mer du Nord au cours du Pléistocène. Celle-ci force le cours des fleuves centre Européen (Elbe, Rhin, Meuse, Tamise) à s'écouler, avec les eaux de fonte circulant dans l'urstromtal et les sédiments issus de l'érosion glaciaire, vers le Golfe de Gascogne. Nous proposons par ailleurs de dater du MIS 12 l'ouverture du Détroit du Pas-de-Calais, qui rend possible une telle configuration et rend compte des formations géomorphologiques décrites par Gupta *et al.* (2007) et interprétés comme le résultat d'une brèche dans l'anticlinal Weald-Artois et de la vidange d'un lac proglaciaire en Mer du Nord. Nous suggérons que cet évènement s'est produit précisément il y a environ 455 ka comme le suggère un pic extrême, de loin le plus fort de tout l'enregistrement, du ratio XRF Ti/Ca synonyme d'un apport terrigène massif et de courte durée sur le site MD01-2448. Avant cette date, et du fait de caractère isolé des calottes Britannique et Fennoscandienne lors des périodes glaciaires comprises entre le MIS 14 et le MIS 35, le système fluviatile de Mer du Nord s'écoulait au sein du bassin de Mer du Nord et vers les Mers Nordiques lors des périodes de bas niveau marin,

▪ La confrontation des reconstructions paléogéographiques (e.g. Ehlers *et al.*, 2004; Ehlers and Gibbard, 2004), dont la stratigraphie est toujours très discutée (e.g. Vandenberghe, 2000; Gibbard and Van Kolfschoten, 2005; Ehlers and Gibbard, 2007), avec les données présentées ici permet de corréler directement, et pour la première fois, les glaciations Pléistocène en Europe avec la stratigraphie isotopique marine. Nous corrélons par exemple directement la glaciation Elstérienne, connue comme la plus importante glaciation du Pléistocène en Europe et caractérisée par la première union des calottes Britannique et Fennoscandienne, avec le MIS 12. Aussi, en accord avec les données présentées dans la Note 2, la seconde plus grande glaciation du Pléistocène, ou glaciation Saalienne (Drenthe), intervient d'après nos données au MIS 6. Ces corrélations sont importantes puisqu'elles permettent à la communauté des paléoclimatologues d'associer, pour la première fois, les reconstructions paléocéanographiques de l'Atlantique Nord, dont le cadre stratigraphique est généralement bien contraint, avec la paléogéographie des calottes européenne et avec la configuration associé du réseau de drainage. Une telle confrontation des données est essentielle pour appréhender avec pertinence les interactions glacier – océan, qui sont au cœur de la variabilité climatique (e.g. Alley and Clark, 1999; Clark *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2001). Aussi, il apparaît essentiel de considérer à présent l'incidence, dans toutes études paléoclimatologiques, de la modification de l'écoulement des rivières d'Europe centrale depuis les Mers Nordiques vers le Golfe de Gascogne à partir de l'invasion de la Mer du Nord par la glace (MIS 12). L'influx d'eau douce dans les océans, et particulièrement dans l'Atlantique Nord, est en effet un levier fondamental de la circulation thermohaline et du climat (Rahmstorf, 1995; Clark *et al.*, 2001; Rahmstorf, 2002).

2. Note 3: "A 1.2 My record of glaciation and fluvial discharges from the West European Atlantic margin"

S. Toucanne, S. Zaragosi, F. Eynaud, J. Giraudeau , P.L. Gibbard, J.L. Turon , J.F. Bourillet, M. Cremer, E. Cortijo, P. Martinez and L. Rossignol

Note préparée pour une soumission à *Quaternary Science Reviews*, mars 2009 ;

A 1.2 My record of glaciation and fluvial discharges from the West European Atlantic margin

S. Toucanne [a], S. Zaragosi [a], F. Eynaud [a], J. Giraudeau [a], P.L. Gibbard [b], J.L. Turon [a], J.F. Bourillet [c], M. Cremer [a], E. Cortijo [d], P. Martinez [a] and L. Rossignol [a]

[a] Université Bordeaux 1, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques (UMR CNRS 5805 EPOC), Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

[b] Cambridge Quaternary, Department of Geography, University of Cambridge, Cambridge, CB2 3EN, UK

[c] IFREMER, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France

[d] Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement LSCE/IPSL (UMR CEA-CNRS-UVSQ 1572), CE Saclay, L'Orme des Merisiers, Bât. 701, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

Long records of glaciation on land areas in Western Europe are particularly rare. In contrast, oceanic sediments preserve continuous sequences of climatic events [1,2]*. However, direct correlation of land and ocean successions have seldom been achieved* [3,4]*. Here we demonstrate for the first time the interrelationship of events during the last 1.2 My in an ocean-sediment core from the Bay of Biscay, SW of the Channel. The identification of discharge variations from tributary river systems to the 'Fleuve Manche' during glacio-eustatic sea-level lowstands unequivocally demonstrates the correlation of the marine sediment stratigraphy to the expansion and recession of the European ice-sheets. Here, we discuss both the amplitude and chronology of European ice–sheet oscillations since the late Early Pleistocene and demonstrate that the opening of the Dover Strait, ca. 450 ky ago, caused a profound change in ice-sheet and lowstand European drainage alignment. These changes in drainage alignment caused a rerouting of Fennoscandian and eastern British ice sheets-derived meltwaters from northwards into the Nordic Seas to southwards into the eastern North Atlantic thereafter. Besides allowing a thorough synchronisation of the European ice-sheet palaeogeography* [5] *with the well-dated records of palaeoceanographical changes* [1,2]*, our results will provide important constraints on paleoclimatic scenarios considering the impact that such rerouting and meltwater surges might have on the stability of the oceanic conveyor belt.*

While sea-level reconstructions and the marine $\delta^{18}O$ record allow the determination of global ice volume during Pleistocene glaciations [6-8], local ice volume and extent can only be determined indirectly from continental ice-derived sedimentary sequences [5,9,10]. However, the combined erosional effects of the successive alternating ice-advances and sea-level changes have resulted in a scarcity of long-term shallow marine and continental sequences. This, combined with the difficulties of dating sedimentary sequences precisely, still hinders the correlation of successive regional glaciations with the marine isotope stratigraphy. The reconstruction of ice-sheet extent during Pleistocene glacial intervals is nevertheless crucial because former ice sheets did not simply react passively to climatic changes. Instead they played an active role by amplifying, pacing and driving local, regional and global climate changes [11,12]. This was achieved partially through their ability to reroute continental meltwater runoff, with resultant modification of oceanic circulation and climate, particularly at the southern margins of the North American and European ice-sheets [12,13]. The advance of Pleistocene ice masses into the Northern European lowlands modified the flow directions of many central European rivers strongly [14]. This included massive southwards discharges of fresh, meltwaters through the English Channel when the Fennoscandian and British ice sheets were confluent in the North Sea basin [13,14]. The complex network of palaeovalleys demonstrates that North Sea fluvial systems merged in the English Channel with those of the Somme, Seine, Solent and numerous minor French and British rivers during some Pleistocene eustatic lowstands to form the 'Fleuve Manche' ('Channel') palaeoriver, one of the largest

systems that drained the European continent [14-16]. One such major rerouting event was identified during the early penultimate glacial period, in response to the Saalian Drenthe ice-advance (MIS 6), by the recognition of an exceptional influx of terrigenous hemipelagic material directly from the 'Fleuve Manche' coeval with the expected deterioration of Northern Hemisphere ice-sheets ca. 150 ky ago [13,17]. Thus, the further the ice-sheets extended in the North Sea area, the greater the sediment-laden meltwater flowed into the English Channel, particularly during subsequent deglaciation [13]. In this way, apart from providing a continuous record of Earth's climate variability, deep-sea cores from the Bay of Biscay therefore offer an invaluable independent record allowing the comparison of discontinuous continental sequences, and the reconstruction of the freshwater and sediment discharges of the 'Fleuve Manche'. They also offer the possibility of detecting the imprint of surrounding ice-sheet oscillations and attendant modification of hinterland drainage directions [13, 17-19].

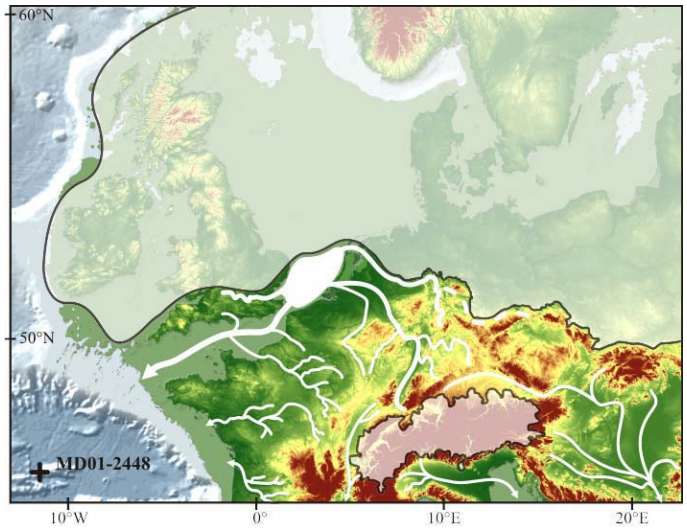


Figure 1 Map of the study area, showing a generalised ice-sheet palaeogeography and drainage network, together comprising the major elements of the European geography during the maximum Pleistocene ice-advances[5], i.e. Marine Isotope Stage 12. During this period, in common with each of the glacial lowstands, the sea-level fall exposed the extensive shallow continental shelves. The 'Fleuve Manche' palaeoriver was formed as a result of the confluence of present-day French and British rivers on the subaerially exposed English Channel floor[14]. The North Sea fluvial systems were diverted southwards through the Dover Strait into the English Channel, because the British and Fennoscandian ice-sheets were confluent in the central North Sea basin[14], thus greatly increasing terrigenous supplies to the sample site, MD01-2448.

Core MD01-2448 (44°46.79' N, 11°16.47' S, 3460 m water depth), recovered from the Biscaye deep-seamount (Bay of Biscay), is ideally-located to record both the terrigenous supplies from the 'Fleuve Manche' and the amplitude of European glaciation since MIS 35, i.e. during the past 1.2 million years. Whereas today, as during previous interglacial periods, biogenic sedimentation dominates at this site, terrigenous sediment from the distal part of

hypopycnal sediment-laden plumes was deposited here during glacial sea-level lowstands from 'Fleuve Manche' discharges. This is demonstrated by the parallel evolution of the terrigenous supplies at site MD01-2448 to those directly from the 'Fleuve Manche' over the last four glacial periods [13]. The MD01-2448 core enables the determination of the quantitative evolution of these terrigenous inputs, and therefore allows a continuous long-term reconstruction of sediment-transfer variability from the NW European margin. This provides an unequalled record of European Pleistocene glaciations through the last 1.2 My, a period encompassing the transition from 41-kyr to 100-kyr climatic cycles, generally known as the mid-Pleistocene transition (MPT).

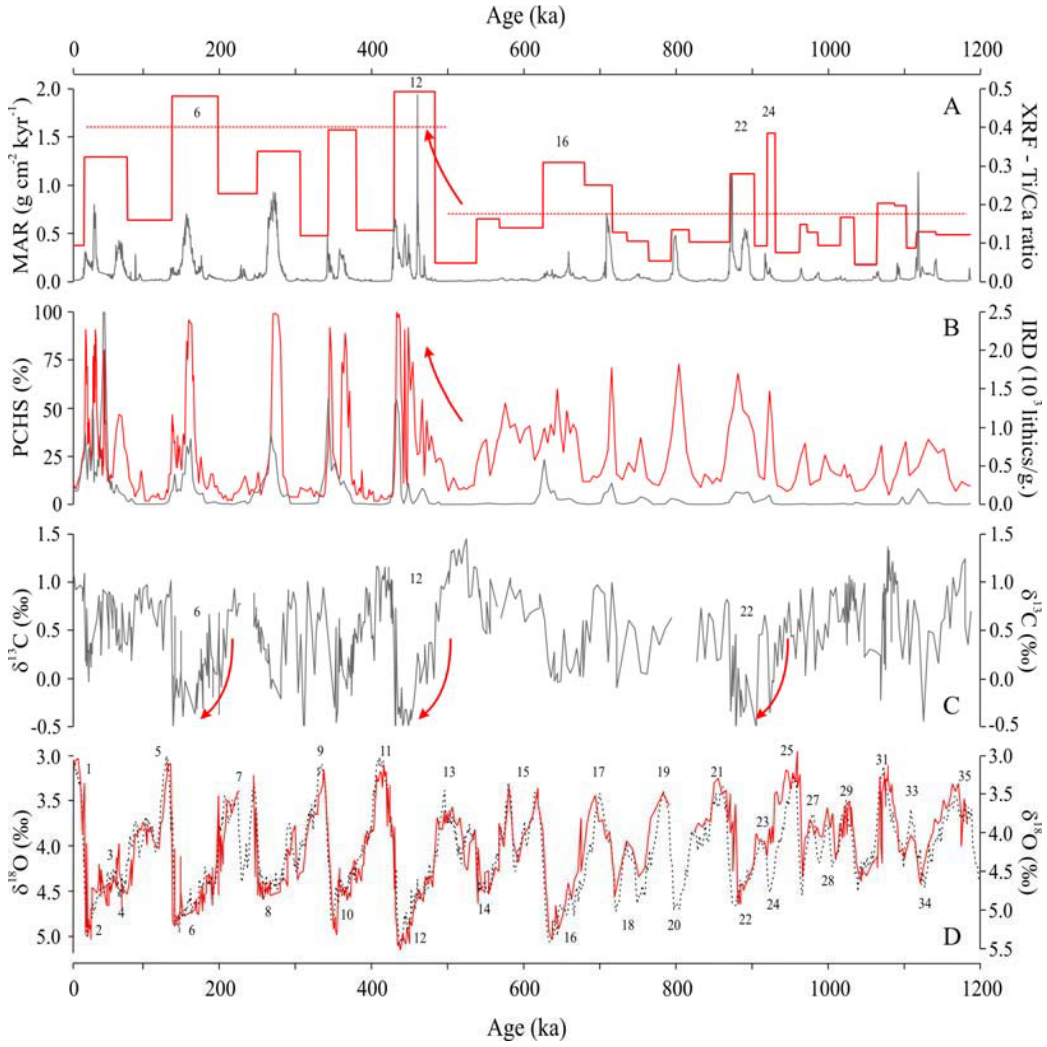


Figure 2 Summary of the data obtained from site MD01-2448. A. Terrigenous Mass Accumulation Rates (MAR, continuous red line; glacial average MAR for MIS 34-14 and MIS 12-2 intervals, dashed red line) and X-ray fluorescence (XRF) Ti/Ca ratio (continuous grey line); B. Abundance of the polar planktic foraminifera Neogloboquadrina pachyderma senestral (PCHS, continuous red line) and ice-rafted detritus (IRD) content (continuous grey line); C. Benthic $\delta^{13}C$; d. Benthic $\delta^{18}O$ for core MD01-2448 (continuous red line) synchronized onto the LR04 benthic oxygen isotope stack [30] (dashed black line) using the marine isotope stage (MIS) boundaries proposed in ref. 30 as tie-points. Stable isotope

analyses were undertaken using specimens of the benthic foraminifera Uvigerina peregrina and Planulina wuellerstorfi on both a Finnigan MAT251 and Delta+ mass-spectrometers equipped with a Kiel-device automated introduction line. The external reproducibility for standards on these two mass-spectrometers was 0,05‰ for O and 0,03‰ for C during the measurement time. MAR were derived for terrigenous sedimentary components, i.e. non-carbonate sediments, with temporal control derived from the stable isotope age model. Carbonate content and dry bulk density, used to calculate MAR, were measured with a Bernard calcimeter and a Geotek Multi-Sensor Core Logger, respectively. Stretching predominates in the first meters of core MD01-2448 (from MIS 1 to 8 regarding the isotope stratigraphy) as a result of cable rebound causing upward piston acceleration, as commonly encountered in Calypso giant long piston cores. Because the thickness of the marine sedimentary series is an essential parameter in the calculation of sedimentation rates and fluxes, the depth correction in the core was determined using the Ifremer CINEMA software [13,31]. MAR were calculated using the corrected depths. Details of the correction and validity of the method are given in ref. 13. The Avaatech XRF core scanner allows the qualitative determination of the geochemical composition (Ti, Ca) of the core MD01-2448 sediment. The measurements were taken at 10 kV at intervals of 1 cm.

Mean terrigenous mass accumulation rates (MAR) reconstructed for each of the last 35 marine isotope stages reveal a long-term increase of glacial terrigenous supplies at the core site over the last 1.2 My. Prior to 800 ka, glacial intervals show MAR of ca. 0.5 g cm/ky, while past 450 ka, cold periods experienced much higher rates up to 2.0 g cm/ky. The intermediate glacial intervals represent a transition between these two end-member situations. Our data demonstrate that during the MPT, the Bay of Biscay experienced a substantial change not only in sedimentological but also in climatic conditions. This is revealed by the concomitant sea-surface cooling indicated by the increasing abundance of the planktic polar foraminifera *N. pachyderma* (s) from 20-30 to 90-100 %. The timing of the first significant changes at ca. 900 ka, i.e. at the height of the MPT when the first significant shift in climate periodicity occurred, confirms this assumption. We assume that core MD01-2448 records the progressive development of extensive Pleistocene ice-sheets over Europe during cold periods. High terrigenous MAR, in the upper part of the record, thus represents the imprint of effective glacial erosions and associated substantial glacial-meltwater discharges. From the Middle Pleistocene onwards these events promoted progressive seaward sediment transfer to the Bay of Biscay via the Irish Sea and 'Fleuve Manche'. The European ice-sheets' expansion from mountain to lowland areas thus progressively paralleled the establishment of the 100-ka glacial cycles and contributed, with the Laurentian ice-sheet [20], to the extensive northern hemisphere glaciations, as depicted by the global benthic $\delta^{18}O$ signal and the increasing ice-rafted detritus (IRD) flux at site MD01-2448. The latter indicates that northern hemisphere glaciers gradually extended to sea level during this transition, allowing icebergs to calve into the North Atlantic[2]. Moreover, our data strongly suggest that the first extensive European ice-sheets developed during MIS 24-22 (ca. 930 to 870 ka). This major worldwide glaciation was associated with a substantial collapse of the thermohaline circulation, as shown by a strong

benthic $\delta^{13}C$ depletion at site MD01-2448, as well as in the subtropical North Atlantic [21]. Contemporaneous high MAR imply that during this period either an ice-sheet covered the British Isles, providing increased terrigenous input to the Bay of Biscay via the Irish Sea, or glacial ice was restricted to Fennoscandia, the 'Fleuve Manche' then funnelling glacial sediment from the southern ice margin to the Bay of Biscay. The question therefore arises as to whether the Bay of Biscay was connected to the North Sea basin at this time? We demonstrate below, that the 'Fleuve Manche' catchment was restricted to the Channel area during MIS 24-22 until the second half of the Middle Pleistocene. This indicates that an ice-sheet probably covered the British Isles ca. 900 ky ago.

The greatest supplies of terrigenous sediment at site MD01-2448 occurred during MIS 12 and 6, the latter correlating with the Saalian Drenthe glaciation [13, 22]. This is considered to be the second most extensive Pleistocene glaciation in northern Europe, when ice advanced from centres in northern Russia, Scandinavia, and the northern British Isles to cover the North Sea basin [5,10,23]. However, our data unequivocally indicate that the most extensive event, known as the Elsterian / Anglian glaciation [5], occurred during MIS 12. This correlation ends considerable speculations regarding the equivalence of this glaciation in the marine isotope stratigraphy [4]. The substantially high MAR found during the Elsterian and subsequently the Saalian (MIS 10-6) and Weichselian (MIS 4-2) stages, in comparison with those from the Early Pleistocene, indicate, together with the increased volume of ice-sheet, an irreversible change of the lowstand European drainage configuration. We conclude that MIS 12 corresponds both to the first time that ice sheets were confluent covering the North Sea basin and that the North Sea-region fluvial system was redirected southwards. This conclusion implies that the British and Fennoscandian ice-sheets remained isolated during previous glaciations, including that preceding the Elsterian, known in the continental stratigraphy as the Donian Stage ('Cromerian Complex') glaciation. The latter occurred during MIS 16, based on our data. The evidence presented herein concerning the timing (MIS 12) of the first connection between the Bay of Biscay and the North Sea definitively constrains the much-debated chronology of the Pleistocene opening of the Dover Strait (Pas-de-Calais). The direct correlation of this event with the extensive Elsterian glaciation supports the hypothesis of a glacially-driven, catastrophic breach of the Weald-Artois structural barrier. This breach occurred following overspill of a massive proglacial lake impounded between the coalescent Fennoscandian and British ice sheets in the central North Sea and the structural barrier across the Dover Strait [14,16,24]. Here, we assume that the XRF-derived record of Ti/Ca ratio in the studied core, largely considered as a proxy for terrigenous input [13,25], depicts this event through the dramatic peak values detected ca. 455 ky ago. From this point onwards, the North Sea drainage, as well as meltwaters that flowed westwards along the southern margin of the Fennoscandian ice-sheet, then drained either into the Bay of Biscay or into the Nordic seas, the courses adopted being dependent upon the ice-sheet location and isostatic adjustment in

the North Sea basin, as reported during the early (Drenthe Substage) and late (Warthe) MIS 6 Saalian glaciation, respectively [13].

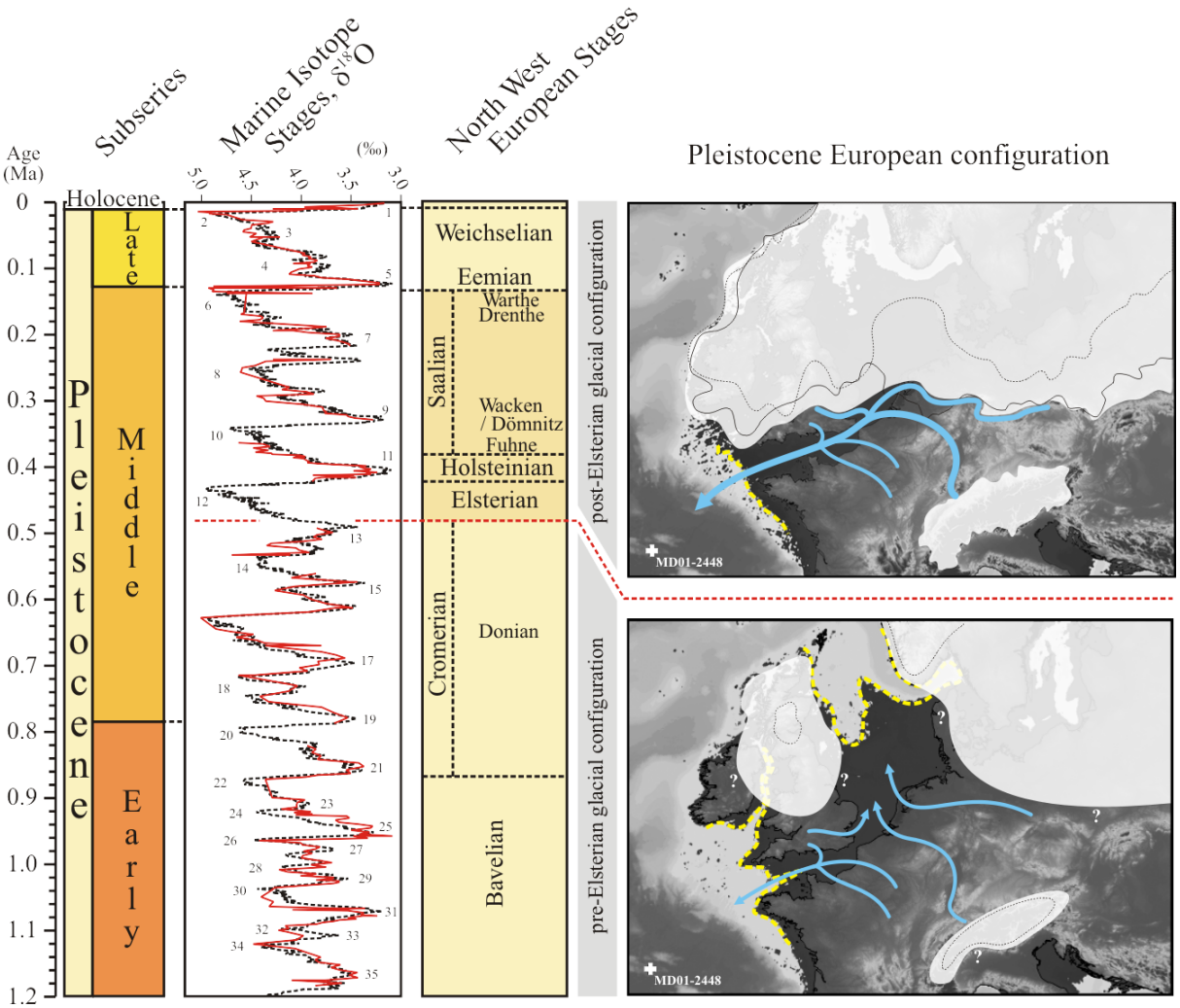


Figure 3 Correlation between the European continental glaciation-derived chronology (North West European Stages [3]) and the marine isotope stratigraphy (dotted black line: LR-04 stack[30]; continuous red line: benthic $\delta^{18}O$ for core MD01-2448; MIS are labelled) based on sedimentary evidence from core MD01-2448 (for details see text). In the later Middle Pleistocene pre-Elsterian period (lower panel), the British and Fennoscandian ice-sheets remained isolated during glacial intervals, and usually restricted to mountainous areas (dashed black line). The exception was the Donian glaciation (MIS 16) during which the ice sheets (white-shaded areas), although more extensive, remained separated. The British and Fennoscandian ice-sheets were confluent for the first time, in the North Sea basin during the Elsterian glaciation, MIS 12 (upper panel). This caused a massive proglacial lake to form in the basin, the catastrophic drainage of which caused initial breaching of the Weald-Artois structural barrier ca. 455 ky ago. Subsequently, whenever the European ice-sheets advanced during later glaciations, the North Sea fluvial system could be directed southwards during lowstand conditions. Such a condition certainly occurred during the Saalian (MIS 6, continuous black line) and Weichselian (MIS 2, dashed black line) maximum ice-advances. The glacial shoreline is represented by the discontinuous yellow lines.

Reconstructing precisely the alignment of the Rhine and Thames rivers for each of the last five glacial periods is a difficult challenge [13,26], because of subsequent erosion in the Southern Bight of the North Sea. However, the two-phase incision of the valley systems in the English Channel, recently revealed from high-resolution sonar data [16], suggests that only two extreme episodes of meltwater discharges from the southern Fennoscandian ice-margin occurred during the Middle Pleistocene. Based on the MAR and Ti/Ca ratio, these events date to ca. 455 ka and 150 ka. XRF measurements demonstrate, however, that the latter was minor in comparison to that produced by the breach of the Dover Strait and the subsequent catastrophic flood event.

The direct, unequivocal correlation of the European continental glaciation-derived chronology and the marine isotope stratigraphy has wider implications, particularly for palaeoclimate reconstructions. Our correlations for the first time allow a synchronisation of the last 1.2 My of the European ice-sheet palaeogeography [5] with the well-dated palaeoceanographical reconstructions of the North Atlantic [1,2]. The confrontation of the European ice-sheet configuration and associated drainage network with the large palaeoceanographical dataset from the European margin could improve the understanding of the ocean / cryosphere interactions, which still remains elusive before the last glacial period[1,2,27]. We assume, through the close relationship between freshwater input to the North Atlantic and climate variability [12,28,29], that during coalescence of the Fennoscandian and British ice sheets the change in drainage direction of the North Sea fluvial system from the Nordic Seas, where North Atlantic Deep Water forms, to the Bay of Biscay could have influenced the thermohaline circulation. Modelling experiments could help to evaluate the impact of such rerouting on the climatic variability detected throughout the Pleistocene glaciations [1,2].

Acknowledgments

The authors warmly thank A. Tessier, J. Duprat, M.H. Castera and O. Ther for their technical support. We thank also the French Programmes ANR ‘IDEGLACE’, ‘RELIEFS DE LA TERRE’ et ‘ACTION MARGES’ and the Institut Polaire Français Paul Emile Victor (IPEV) for recovery of core MD01-2448; This is an UMR 5805 'EPOC' (University of Bordeaux 1 - CNRS) contribution n°1717.

References

1. Martrat, B. et al. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. Science 317, 502-507 (2007).
2. McManus, J. F., Oppo, D. W. & Cullen, J. L. A 0.5-Million-Year Record of Millenial-Sclae Climate Variability in the North Atlantic. Science 283, 971-975 (1999).
3. Gibbard, P. & Van Kolfschoten, T. The Pleistocene and Holocene Series (eds. Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A.) (Cambridge University Press, Cambridge, 2005).

4. Vandenberghe, J. A global perspective of the European chronostratigraphy for the past 650 kyr. Quaternary Science Reviews 19, 1701-1707 (2000).
5. Ehlers, J. & Gibbard, P. L. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part I: Europe (Elsevier, Amsterdam, 2004).
6. Siddall, M. et al. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature 423, 853-858 (2003).
7. Rohling, E. J. et al. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. Nature 394, 162-165 (1998).
8. Siddall, M. Palaeoclimate: The riddle of the sediments. Nature 437, 39-41 (2005).
9. McCabe, A. M. & Clark, P. U. Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature 392, 373-376 (1998).
10. Svendsen, J. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews 23, 1229-1271 (2004).
11. Clark, P. U., Alley, R. B. & Pollard, D. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. Science 286, 1104-1111 (1999).
12. Clark, P. U. et al. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. Science 293, 283-287 (2001).
13. Toucanne, S. et al. Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. Quaternary Science Reviews (submitted).
14. Gibbard, P. L. The history of great northwest European rivers during the past three millions years. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B318, 559-602 (1988).
15. Bourillet, J. F., Reynaud, J. Y., Baltzer, A. & Zaragosi, S. The "Fleuve Manche": the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science 18, 261-282 (2003).
16. Gupta, S., Collier, J. S., Palmer-Felgate, A. & Potter, G. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. Nature 448, 342-345 (2007).
17. Eynaud, F. et al. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: the hydrographic significance of British Ice sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, doi:10.1029/2006GC001496 (2007).
18. Toucanne, S. et al. Activity of the turbidite levees of the Celtic-armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last european deglaciation and Heinrich events. Marine Geology 247, 84-103 (2008).
19. Ménot, G. et al. Early reactivation of European Rivers during the last deglaciation. Science 313, 1623-1625 (2006).
20. Bintanja, R. & Van De Wal, R. S. W. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. Nature 454, 869-872 (2008).
21. Ferretti, P., Shackleton, N. J., Rio, D. & Hall, M. A. Early-Middle Pleistocene deep circulation in the western subtropical Atlantic: southern hemisphere modulation of the North Atlantic Ocean (eds. Head, M. J. & Gibbard, P. L.) (Geological Society, Special Publications, London, 2005).
22. Busschers, F. S. et al. Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. Boreas 37, 377-398 (2008).
23. Lambeck, K. et al. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. Boreas 35, 539-575 (2006).
24. Smith, A. J. A catastrophic origin for the paleovalley system of the eastern English Channel. Marine Geology 64, 65-75 (1985).
25. Jennerjahn, T. C. et al. Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change during Heinrich Events. Science 306, 2236-2239 (2004).

26. Busschers, F. S. et al. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North-Sea Basin: Imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostacy. Quaternary Science Reviews 26, 3216-3248 (2007).
27. Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N. & Shackleton, N. J. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. Earth and Planetary Science Letters 202, 465-480 (2002).
28. Manabe, S. & Stouffer, R. J. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. Nature 378, 165-167 (1995).
29. Rahmstorf, S. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. Nature 378, 145-149 (1995).
30. Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. Paleoceanography 20 (2005).
31. Bourillet, J. F. et al. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK (2007).

Conclusions générales et Perspectives

A. Rappels des objectifs de l'étude

Ce travail, concernant la reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de Mer d'Irlande et du Fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques, s'appuie sur des données sédimentologiques et acoustiques acquises dans le Golfe de Gascogne entre 1992 et 2007.

Les principaux objectifs de ce travail étaient (*i*) de contraindre, à l'échelle des derniers cycles glaciaire – interglaciaire, la chronologie des accumulations sédimentaires majeurs sur la Marge Nord Gascogne, (*ii*) d'identifier leur source afin de reconnaître les périodes d'activités significatives du système Manche et/ou du système glaciaire de Mer d'Irlande, (*iii*) de déterminer les forçages à l'origine de ces périodes d'activités, et (*iv*) de quantifier les apports du paléofleuve Manche pour discuter à la fois de l'amplitude de ses phases d'activités et de son évolution géographique tout au long du Pléistocène.

B. Principaux résultats

A l'échelle du dernier cycle glaciaire – interglaciaire, nos résultats révèlent une importante variabilité des transferts sédimentaires continent – océan sur la Marge Nord Gascogne. Très faibles au cœur de la dernière période glaciaire et dans l'interglaciaire actuel en raison de conditions paléoenvironnementales peu favorables à l'érosion et au transport des sédiments vers le domaine océanique profond, les apports sédimentaires dans les bassins Celtique et Armoricain s'intensifient nettement lors de la Terminaison 1. L'étude de l'activité turbiditique dans le système chenal-levée de Whittard et dans le système turbiditique Armoricain, et la reconstruction des flux terrigènes sur l'ensemble des sites hémipélagiques du Nord du Golfe de Gascogne, révèlent une augmentation sensible des transferts sédimentaires sur l'ensemble de la marge étudiée entre 20 et 17 ka, et plus particulièrement après 18,3 ka. L'établissement d'un cadre chronostratigraphique précis, tant dans les carottes issues des environnements hémipélagiques que turbiditiques, a permis de corréler cette phase accrue d'apport sédimentaire avec d'importantes modifications paléoenvironnementales sur le continent ouest Européen.

L'activité turbiditique dans le chenal de Whittard apparaît contrôlée par les oscillations du glacier de Mer d'Irlande. Sa phase majeure de retrait au moment où la déglaciation européenne atteint un paroxysme, précisément entre 20 et 17 ka, provoque une nette augmentation des apports vers le domaine profond de la Marge Celtique. Le synchronisme entre l'augmentation de l'activité turbiditique dans le chenal de Whittard et des apports sédimentaires face à la Manche suggère que le paléofleuve Manche drainait les eaux de fonte des calottes environnantes lors de la déglaciation européenne. Nous avons de ce fait proposé que les eaux de fonte des calottes Britannique, Fennoscandienne et Alpine s'écoulaient dans

le Fleuve Manche au travers du détroit du Pas-de-Calais lors de la dernière déglaciation. L'extension des calottes de glace en Europe interdit en effet à cette époque toute connexion directe, par le sud de la Grande-Bretagne, entre la calotte Britannique et le Fleuve Manche. La quantification des apports sédimentaires en provenance du Fleuve Manche a permis, indépendamment de toute considération bibliographique et par comparaison avec les systèmes actuels, de confirmer cette hypothèse. Nous avons ainsi pu démontrer, par voie de conséquence, que la calotte européenne recouvrait la Mer du Nord à la fin de la dernière période glaciaire, empêchant les eaux de fonte de s'écouler vers les Mers Nordiques. Cette quantification a par ailleurs permis d'estimer pour la première fois le débit solide du Fleuve Manche. D'après nos résultats, celui-ci aurait atteint 27×10^6 t an^{-1} au moment du Dernier Maximum Glaciaire (~22 ka) et jusqu'à 130×10^6 t an^{-1} entre 18 et 17 ka, soit l'équivalent du débit actuel du fleuve MacKenzie (Canada). L'analyse haute-résolution des faciès sédimentaires a par ailleurs permis de mettre en évidence une saisonnalité marquée de l'activité du Fleuve Manche lors de cette dernière période. Le dépôt d'un faciès laminé face à la Manche entre 18,3 et 17 ka révèle en effet la succession de débâcles fluviatiles extrêmes permettant un transfert rapide de sédiments et de glace de fleuve dans le Golfe de Gascogne. Par comparaison avec les systèmes fluviatiles actuels, ce résultat conforte l'hypothèse d'une alimentation glaciaire du Fleuve Manche à la fin de la dernière période glaciaire.

A l'échelle du Pléistocène, et plus précisément pour les derniers 1,2 millions d'années, l'histoire du Fleuve Manche apparaît complexe et polyphasée. Comme pour la dernière période glaciaire, la reconstruction des apports terrigènes sur les sites hémipélagiques du Golfe de Gascogne a révélé que les périodes d'activité majeure du Fleuve Manche, à l'origine d'une augmentation sensible des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne, sont de courtes durées à l'échelle des périodes glaciaires. Si les conditions de bas niveau marin favorisent la mise en place du Fleuve Manche, les décharges massives de ce dernier n'interviennent en effet qu'épisodiquement, à la faveur des oscillations glaciaires et plus particulièrement lors des périodes de fusion des calotte Britannique et Fennoscandienne en Mer du Nord. D'après nos données, de telles conditions ne s'opèrent pour la première fois au cours des derniers 1,2 millions d'années qu'au MIS 12, c'est-à-dire il y a entre 480 000 et 425 000 ans. La reconstruction des transferts sédimentaires au cours des 35 derniers stades isotopiques montre en effet qu'avant cette date les apports en provenance de l'Europe de l'Ouest sont très limités lors des périodes glaciaires, comparativement aux résultats obtenus pour les MIS 12 et MIS 2. Lors des périodes glaciaires antérieures au MIS 12, le bassin versant du Fleuve Manche semble en effet se résumer respectivement aux parties nord et sud de la France et de la Grande-Bretagne. Le Rhin, l'Elbe ou la Tamise s'écoulent alors au travers de la Mer du Nord et jusque dans les Mers Nordiques, et les glaciers sont alors restreints aux zones d'altitudes de l'Europe. Le développement d'une calotte européenne majeure jusque dans les plaines d'Europe centrale au MIS 12 change profondément la

configuration du réseau de drainage de l'Europe de l'Ouest. La formation d'un immense lac proglaciaire dans le sud de la Mer du Nord, recueillant les eaux de fonte du sud de la calotte européenne et des fleuves centre européens depuis la Pologne jusqu'aux Pays-Bas, provoque en effet l'ouverture du détroit du Pas-de-Calais, datée d'après nos données il y a 455 000 ans. A partir de cette date, et au gré des oscillations glaciaires et isostatiques en Mer du Nord, tout ou partie des fleuves centre européens ont alors la possibilité de s'écouler vers le sud et, le cas échéant, d'augmenter la puissance du Fleuve Manche. Cette configuration apparaît effective lors de chacune des périodes glaciaires des derniers 500 000 ans (MIS 12, 10, 8, 6 et 4-2), comme le suggèrent les augmentations épisodiques d'apports sédimentaires face à la Manche lors des périodes où les configurations orbitales sont propices à la fonte partielle ou totale des calottes en Europe. Les apports du Fleuve Manche ne sont néanmoins majeurs qu'à trois reprises au cours des cinq dernières périodes glaciaires, précisément lors des MIS 12, MIS 6 et MIS 2. L'identification de ces évènements, résultats de la fusion des calottes Britannique et Scandinave dans le bassin de Mer du Nord et de la modification du cours des eaux d'Europe centrale vers le sud, a alors permis de corréler directement, et pour la première fois, les grande glaciations du Pléistocène en Europe avec la stratigraphie isotopique marine. D'après nos données, les glaciations Elstérienne et Saalienne, considérées comme les plus importantes glaciations européennes du Pléistocène, sont respectivement corrélées aux MIS 12 et MIS 6. Ces corrélations sont importantes puisqu'elles permettent à la communauté des paléoclimatologues d'associer, pour la première fois, les reconstructions paléocéanographiques de l'Atlantique Nord avec la paléogéographie des calottes européenne et la configuration associé du réseau de drainage. Une telle confrontation des données est essentielle pour appréhender avec pertinence les interactions glacier – océan qui apparaissent au cœur de la variabilité climatique.

A plus haute résolution, nous avons mis en évidence une oscillation glaciaire majeure durant le MIS 6, à l'origine d'une profonde modification du réseau de drainage européen il y a environ 150 000 ans. Après une période où la glace couvre les îles Britanniques, la Scandinavie et la Mer du Nord (glaciation Saalienne 'Drenthe' : 170-150 ka), l'augmentation modérée d'insolation sur l'hémisphère nord vers 150 ka provoque une fonte significative mais partielle de la calotte européenne, à l'origine de la séparation des calottes Britannique et Fennoscandienne (glaciation Saalienne 'Warthe' : 150-130 ka). Les eaux de fonte de la calotte européenne et des fleuves centre européens, s'écoulant dans un premier temps vers le sud au travers du détroit du Pas-de-Calais, sont alors redirigées vers le nord. Le Fleuve Manche n'enregistre de ce fait pas la Terminaison II (transition MIS 6- MIS5), les eaux de fonte issues de la disparition complète des calottes Britannique et Fennoscandienne vers 130 ka ne venant pas augmenter son débit. Ce dernier résultat démontre une nouvelle fois l'absence d'interaction directe, au sud de la Grande-Bretagne, entre le sud de la calotte Britannique et le Fleuve Manche.

Il apparaît important de considérer à présent dans les études paléoclimatologiques l'incidence de la modification de l'écoulement des rivières d'Europe central depuis les Mers Nordiques vers le Golfe de Gascogne à partir du MIS 12. L'influx d'eau douce dans les océans, et particulièrement dans l'Atlantique Nord, est en effet un levier fondamental de la circulation thermohaline et du climat. Ceci est très clairement mis en évidence dans notre étude : chacune des périodes d'activités du Fleuve Manche liée à une configuration orbitale propice à une fonte partielle ou totale des calottes environnantes coïncide avec la mise en place de conditions glaciomarines dans l'Atlantique Nord. Ceci suggère que le Fleuve Manche participait à d'importantes dessalures des eaux de surface de l'Atlantique Nord et démontre une interaction directe entre l'atmosphère, les glaciers, l'océan et le climat.

C. Perspectives

Ce travail ouvre de nombreuses perspectives au regard des implications paléogéographiques et paléoclimatiques des résultats présentés. Nous proposons :

Pour préciser les résultats de ce travail et améliorer les reconstructions temporelles,

▪ de carotter de nouveaux sites dans les environnements turbiditiques de la Marge Nord Gascogne pour renseigner de l'activité turbiditique des systèmes Celtique et Armoricain sur un cycle glaciaire-interglaciaire complet. Des carottes pourraient ainsi être prélevées sur le flanc externe des levées turbiditiques ou encore dans la partie distale des lobes. Travailler dans la partie distale des lobes permettrait de recenser les évènements gravitaires les plus importants. Ces derniers pourraient être attribués à des décharges catastrophiques du Fleuve Manche. L'établissement d'un cadre stratigraphique grâce aux sédiments hémipélagiques intercalés entre les dépôts gravitaires permettrait de dater précisément ces évènements. De tels carottages devraient être réalisés lors de la mission SEDIVAL, programmé en juin 2009 sur le navire Pourquoi Pas ? (Ifremer),

▪ de carotter une nouvelle fois l'Escarpement de Trévélyan, et particulièrement sa face sud. Les taux de sédimentation étant à cet endroit plus faibles que sur le site MD03-2692, cette nouvelle carotte permettrait pour la première fois de prélever les sédiments du MIS 12 au débouché direct de la Manche,

▪ de forer la Terrasse Mériadzek et/ou une des levées turbiditiques adjacentes (Guilcher, Crozon) afin d'identifier avec une résolution extrême et sur un même site l'ensemble des phases d'activités du Fleuve Manche au cours du Pléistocène. Les résultats obtenus et présentés dans le présent travail s'appuient en effet sur une multitude de carottes, dont la situation géographique, l'environnement de dépôt et la résolution diffèrent significativement. De tels forages permettraient notamment d'étayer l'hypothèse de l'ouverture catastrophique du détroit du Pas-de-Calais il y a 455 000 ans. Nous estimons la

profondeur minimum des sédiments déposés sur la Terrasse Mériadzek lors du MIS 12 à 100-150 mètres sous l'interface eau-sédiment.

▪ d'étudier à haute-résolution la carotte MD08-3200CQ, prélevée en juillet 2008 dans le bassin perché dit du Roi Arthur (47°53 N / 11°52 W) au large de la Mer Celtique. Cette carotte, de par sa position, pourrait permettre d'isoler le signal glaciaire de la partie occidentale de la calotte Britannique du bruit de fond hémipélagique produit par le Fleuve Manche. Ce site est en effet susceptible de renseigner la présence d'une langue de glace en Mer d'Irlande lors des dernières périodes glaciaires. De ce fait, le bassin perché du Roi Arthur pourrait s'avérer être un site de forage pertinent, et complémentaire aux forages effectués face à la Manche,

▪ d'homogénéiser la couverture acoustique sur la Marge Nord Gascogne. Un levé continu de sondeur de sédiment de type Chirp dans les environnements hémipélagique et turbiditique du Golfe de Gascogne permettrait d'améliorer, à des profondeurs non carottées, les corrélations entre les sites, et de quantifier précisément les volumes sédimentaires déposés par le Fleuve Manche et par le système glaciaire de Mer d'Irlande.

Pour élargir notre travail à une échelle plus globale,

▪ d'étudier la / les déglaciation(s) à l'échelle de l'Europe entière en reconstruisant, ou en comparant lorsque ces reconstructions existent, les apports sédimentaires au débouché du Rhône (Golfe du Lion), du Danube (Mer Noire), de la Volga (Mer Caspienne) ou en Mer de Norvège. Un tel travail permettrait de reconstruire avec une résolution extrême les modalités de la / des déglaciation(s) en Europe, tant spatialement que temporellement,

▪ de modéliser l'impact sur la circulation thermohaline des flux d'eaux de fonte des calottes européennes vers le Golfe de Gascogne, via le Fleuve Manche, et vers les Mers Nordiques, via la Mer du Nord. Ces modélisations permettraient d'appréhender les conséquences des modifications brutales du réseau de drainage en Europe survenues lors du Pléistocène sur la circulation océanique et le climat. Débutées dans le cadre du programme IDEGLACE, ces modélisations pourraient être améliorées en considérant l'évolution du débit de la Manche proposée dans cette étude pour la dernière déglaciation.

Références bibliographiques

Abrantes, F., Baas, J., Haflidason, H., Rasmussen, T., Klitgaard, D., Loncaric, N., Gaspar, L., 1998. Sediment fluxes along the northeastern European Margin: inferring hydrological changes between 20 and 8 kyr. Marine Geology 152, 7-23.

Adegbie, A. T., Schneider, R. R., Röhl, U., Wefer, G., 2003. Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 197, 323-333.

Aharon, P., 2006. Entrainment of meltwaters in hyperpycnal flows during deglaciation superfloods in the Gulf of Mexico. Earth and Planetary Science Letters 241, 260-270.

Alibes, B., Rothwell, R. G., Canals, M., Weaver, P. P. E., Alonso, B., 1999. Determination of sediment volumes, accumulation rates and turbidite emplacement frequencies on the Madeira Abyssal Plain (NE Atlantic): a correlation between seismic and borehole data. Marine Geology 160, 225-250.

Alley, R. B., Clark, P. U. (1999). The deglaciation of the northern hemisphere: A global perspective. In "Annual Review of Earth and Planetary Sciences." pp. 149-182.

Alley, R. B., Clark, P. U., Huybrechts, P., Joughin, I., 2005. Ice-sheet and sea-level changes. Science 310, 456-460.

Alley, R. B., Macayeal, D. R., 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. Paleoceanography 9, 503-511.

Anderson, J. B., Domack, E. W., Kurtz, D. D., 1980. Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters: implications to glacial erosion and transport. Journal of Glaciology 25, 387-396.

Andrews, J. T., 1987. Late Quaternary marine sediment accumulation in fiord-shelf-dee-sea transects, Baffin Island to Baffin Bay. Quaternary Science Reviews 6, 231-243.

Andrews, J. T., 2000. Icebergs and iceberg rafted detritus (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. Oceanography 3, 100-108.

Andrews, J. T., 2007. Holocene denudation of the northwest sector of Iceland as determined from accumulation of sediments on the continental margin. Boreas 36, 240-252.

Andrews, J. T., Gilbertson, D. D., Hawkins, A. B., 1984. The Pleistocene succession of the Severn Estuary: a revised model based on amino-acid racemization studies. J Geol Soc London 141, 967-974.

Andrews, J. T., Syvitski, J. P. M., 1994. Sediment fluxes along High-Latitude Glaciated Continental Margins (NE Canada and E Greenland). in Hay, W. (Ed.): Material Fluxes on the Surface of the Earth, National Academic Press, Washington, DC, 99-115.

Andrews, J. T., Tedesco, K., 1992. Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic. Geology 20, 1087-1090.

Antoine, P., 1994. The Somme valley terrace system (northern France): a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP. Terra Nova 6, 453-464.

Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J. P., Sommé, J., 2003. The loess and coversands of northern France and southern England. Journal of Quaternary Science 18, 309-318.

Antoine, P., Coutard, J. P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J. P., Ozouf, J. C., 2003. The Pleistocene rivers of the english Channel region. Journal of Quaternary Science 18, 227-243.

Antoine, P., Lautridou, J. P., Laurent, M., 2000. Long-term fluvial archives in NW France: response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. Geomorphology 33, 183-207.

Antoine, P., Limondin Lozouet, N., Chausse, C., Lautridou, J. P., Pastre, J. F., Auguste, P., Bahain, J. J., Falgueres, C., Galehb, B., 2007. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits. Quaternary Science Reviews 26, 2701-2723.

Arbic, B. K., MacAyeal, D. R., Mitrovica, J. X., Milne, G. A., 2004. Ocean tides and Heinrich events. Nature 432, 460.

Arz, H. W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last-Glacial marine deposits off northeastern Brazil. Quaternary Research 50, 157-166.

Auffret, G. A., Boelaert, A., Vergnaud-Grazzini, C., Muller, C., Kerbrat, R., 1996. Identification of Heinrich Layers in core KS 01 North-Eastern Atlantic (46 [deg]N, 17 [deg]W), implications for their origin. Marine Geology 131, 5-20.

Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siegert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. Marine Geology 188, 79-108.

Auffret, G., 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. Premieres observations sur la morphologie et les processus sedimentaires recents de l'Eventail celtique. Oceanologica Acta 23, 109-116.

Auffret, J. P., Alduc, D., Larsonneur, C., Smith, A. J., 1980. Maps of the paleovalleys and of the thickness of superficial sediments in the eastern English-Channel. Annales de l'Institut Océanographique 56, 21-35.

Auffret, J. P., Dennielou, B., Boelaert, A., Bassinot, F., Labeyrie, L., Pujol, C., Loncaric, N., 1998. Physical properties and environmental implications of thick Heinrich layers from the Meriadzek Terrace (Bay of Biscay, NE Atlantic Ocean). VI International Conference on Paleoceanography (ICP6), August 1998, Lisbon (Portugal).

Auffret, Y., 2003. Accéléromètre sur carottier Calypso - Mission SEDICAR, Ifremer, Brest, pp. 16.

Auguste, P., Carpentier, G., Lautridou, J. P., 2003. Mammalian fauna from the lower terrace of Cleon (Seine-Maritime): Taphonomic and biostratigraphical interpretations. Quaternaire 14, 5-14.

Baas, J. H., Schönfeld, J., Zahn, R., 1998. Mid-depth oxygen drawdown during Heinrich events: evidence from benthic foraminiferal community structure, trace-fossil tiering, and benthic $\delta^{13}C$ at the Portuguese Margin. Marine Geology 152, 25-55.

Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandriforme : Cas du système Turbiditique Actuel du Zaïre. Thèse de l'Université Bordeaux I, pp. 308.

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

Ballantyne, C. K., 2007. The Loch Lomond Readvance on north Arran, Scotland: Glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. Journal of Quaternary Science 22, 343-359.

Balsam, W. L., 1983. Carbonate dissolution on the Muir Seamount (Western North Atlantic): Interglacial / glacial changes. Journal of Sedimentary Petrology 53, 719-731.

Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. Geochimica Cosmochimica Acta 62, 2025-2038.

Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J., Duplessy, J. C., 1988. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by 14C accelerator mass spectrometry. Nature 328, 791-794.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, G., Zindler, A., 1990. Calibration of the 14C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. Nature 345, 405-410.

Bard, E., Rostek, F., Ménot-Combes, G., 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C BP by means of planktic foraminifera of the Iberian margin. Quaternary Research 61, 204-214.

Bard, E., Rostek, F., Turon, J. L., Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich eventsin the subtropical Northeast Atlantic. Science 289, 1321-1324.

Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes- Matuyama magnetic reversal. Earth & Planetary Science Letters 126, 91-108.

Bassinot, F., Labeyrie, L., 1996. Campagne IMAGES MD101. In "Les rapports de campagne à la mer à bord du Marion-Dufresne." (IFRTP, Ed.), pp. 220. IFRTP, Brest-France.

Bateman, M. D., Buckland, P. C., Chase, B., Frederick, C. D., Gaunt, G. D., 2008. The Late-Devensian proglacial Lake Humber: new evidence from littoral deposits at Ferrybridge, Yorkshire, England. Boreas 37, 195-210.

Bateman, M. D., Buckland, P. C., Chase, B., Frederick, C. D., Gaunt, G. D., 2008. The Late-Devensian proglacial Lake Humber: new evidence from littoral deposits at Ferrybridge, Yorkshire, England. Boreas 37, 195-210.

Beets, C. J., Beets, D. J., 2003. A high resolution stable isotope record of the penultimate deglaciation in lake sediments below the city of Amsterdam, The Netherlands. Quaternary Science Reviews 22, 195-207.

Belderson, R. H., Kenyon, N., H., 1976. Long-range sonar views of submarine canyons. Marine Geology 22, M69-M74.

Bellec, V., Wilson, M., Bøe, R., Rise, L., Thorsnes, T., Buhl-Mortensen, L., Buhl-Mortensen, P., 2008. Bottom currents interpreted from iceberg ploughmarks revealed by multibeam data at Tromsøflaket, Barents Sea. Marine Geology 249, 257-270.

Benn, D. I., Ballantyne, C. K., 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. Journal of Quaternary Science 20, 577-592.

Benn, D. I., Evans, D. J., 1998. Glaciers and Glaciations, Edition Arnold, pp. 734.

Benn, D. I., Warren, C. R., Mottram, R. H., 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. Earth-Science Reviews 82, 143-179.

Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climate change. Nature 269, 44-45.

Berger, A., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary Climatic Changes. Journal of Atmospheric Science 35, 2362-2367.

Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. Reviews of Geophysics 26, 624-657.

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 environements 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 Interministériel pour l'Exploitation des Mers, CM 1958, 38, pp. 4.

Bijlsma, S., 1981. Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. Geologie en Mijnbouw 60, 337-345.

Bintanja, R., Van De Wal, R. S. W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. Nature 454, 869-872.

Blum, M. D., Törnqvist, T. E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: A review and look forward. Sedimentology 47, 2-48.

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaudt, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., Johnsen, S. J., 1998. Asynchrony of antarctic and greenland climate change during the last glacial period. Nature 394, 739-743.

Boillot, G., 1986. Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics 129, 243-255.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North atlantic sediments and Greeland ice. Nature 365, 143-147.

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., Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales 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 Millenial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. Science 278, 1257-1266.

Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., Berne, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhone Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 22, 827-843.

Boulton, G. S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M., 2001. Paleoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. Quaternary Science Reviews 20, 591-625.

Boulton, G. S., Jones, A. S., Clayton, K. M., Kenning, M. J., 1977. A British ice sheet model and patterns of glacial erosion and deposition. In: Shotton, F.W. (Ed.), British Quaternary Studies: Recent Advances. Oxford University Press, Oxford, pp. 231-246.

Boulton, G. S., Smith, G. D., Jones, A. S., Newsome, J., 1985. Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. Journal of the Geological Society, London 142, 447-474.

Boulton, G., Hagdorn, M., 2006. Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes. Quaternary Science Reviews 25, 3359-3390.

Bouma, A. H. (2004). Key controls on the characteristics of turbidite systems. In "Geological Society Special Publication." pp. 9-22.

Bouma, A. H., 2001. Fine-grained submarine fans as possible recorders of long- and short-term climatic changes. Global and Planetary Change 28, 85-91.

Bourillet, J. F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK.

Bourillet, J. F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. Proceedings of the 6th International Offshore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK.

Bourillet, J. F., Lericolais, G., 2003. Feeder systems of the fans. Morphology and seismic stratigraphy of the Manche Paleoriver System, Western Approaches. In: Mienert J, Weaver PPE (eds) European Margin Sediment Dynamics, Side-Scan Sonar and Seismic Images. Springer Verlag, New York:229-238

Bourillet, J. F., Loubrieu, B., 1995. Atlantique nord-Est, Bathymétrie de la Marge des Entrées de la Manche. Editions IFREMER.

Bourillet, J. F., Menier, D., Gaborit, K., 2005. Architecture des sédiments quaternaires et vallées incisées de la marge Sud-Armoricaine. 10ème Congrès Français de Sédimentologie, Giens, livre des résumés, page 42.

Bourillet, J. F., Migeon, S., Damy, G., 2001. Le carottage à bord du N/O Le Suroît - Mission ESSCAR-7. IFREMER R.INT.DRO/GM/2001-10, 42 figures, pp. 83.

Bourillet, J. F., Raoul, C., Le Suave, R., 1999. Geomorphologie de la marge Atlantique Nord-Est. In 7ème Congrès de Sédimentologie, 15–17 novembre, Publication ASF: Nancy; 39–40.

Bourillet, J. F., Reynaud, J. Y., Baltzer, A., Zaragosi, S., 2003. The "Fleuve Manche": the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. Journal of Quaternary Science 18, 261-282.

Bourillet, J. F., Turon, J. L., 2003. Rapport scientifique de mission MD133-SEDICAR. Les rapports de campagne à la mer, IPEV, Brest. pp.150.

Bourillet, J. F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and the deep-sea submarine systems. Geo-Marine Letters 26, 311-315.

Bourillet, J.-F., Peyre, S., Henriet, J. P., 1998. Les réseaux de paléovallées et de canyons des Approches Occidentales de la Manche. 17ème Réunion des Sciences de la Terre, 31 mars-3 avril 1998, Brest.

Bouysse, P., Horn, R., Lapierre, F., Le Lann, F., 1976. Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. Marine Geology 20, 251-275.

Bowen, D. Q., 1991. Time and space in the glacial sediment systems of the British Isles. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. & Rose, J. (eds), Glacial Deposits in Great Britain and Ireland. Rotterdam, Balkema, 3-11.

Bowen, D. Q., 1999. Only four major 100-ka glaciations during the Brunhes Chron? Intertional Journal of Earth Sciences 88, 276-284.

Bowen, D. Q., Phillips, F. M., McCabe, A. M., Knutz, P. C., Sykes, G. A., 2002. New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. Quaternary Science Reviews 21, 89-101.

Bowen, D. Q., Rose, J., McCabe, A. M., Sutherland, D. G., 1986. Correlation of Quaternary glaciations in england, Ireland, Scotland and Wales. Quaternary Science Reviews 5, 299-340.

Bradwell, T., Stoker, M. S., Golledge, N. R., Wilson, C. K., Merritt, J. W., Long, D., Everest, J. D., Hestvik, O. B., Stevenson, A. G., Hubbard, A. L., Finlayson, A. G., Mathers, H. E., 2008. The northern sector of the last British Ice Sheet: Maximum extent and demise. Earth-Science Reviews 88, 207-226.

Bridgland, D. R., 1995. The Quaternary sequence of the eastern Thames basin: problems of correlation. In: Bridgland, D.R., Allen, P., Haggart, B.A. (Eds.), The Quaternary of the lower reaches of the Thames. Field Guide, Quaternary Research Association, Durham, 35-52.

Bridgland, D. R., 2002. Fluvial deposition on periodically emergent shelves in the Quaternary: examples records from the shelf around Britain. Quaternary International 92, 25-34.

Bridgland, D. R., D'Olier, B., 1995. The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In: Preece, R.C. (Ed.), Island Britain: a Quaternary Perspective. Geological Society of London Special Publication N° 96, London. 27-45.

Bridgland, D. R., Gibbard, P. L., 1997. Quaternary river diversions in the London basin and the Eastern English channel. Geographie Physique et Quaternaire 51, 337-346.

Brodzikowski, K., Van Loon, A. J., 1991. Glacigenic sediments. Glacigenic sediments. Elsevier, Amsterdam.

Broecker, W. S., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. Nature 372, 421-424.

Broecker, W. S., 2000. Abrupt climate change: Causal constraints provided by the paleoclimate record. Earth Science Reviews 51, 137-154.

Broecker, W. S., 2006. Was the Younger Dryas triggered by a flood? Science 312, 1146-1148.

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., Denton, G. H., 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. Quaternary Science Reviews 9, 305-341.

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.

Buoncristiani, J. F., Campy, M., 2004. Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. Sedimentary Geology 165, 253-264.

Busschers, F. S., Kasse, C., Van Balen, R. T., Vandenberghe, J., Cohen, K. M., Weerts, H. J. T., Wallinga, J., Johns, C., Cleveringa, P., Bunnik, F. P. M., 2007. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North-Sea Basin: Imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostacy. Quaternary Science Reviews 26, 3216-3248.

Busschers, F. S., Van Balen, R. T., Cohen, K. M., Kasse, C., Weerts, H. J. T., Wallinga, J., Bunnik, F. P. M., 2008. Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. Boreas 37, 377-398.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M. l., Sierro, F. J., Flores, J. A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in Alboran Sea paleotemperatures. Paleoceanography 14, 698-705.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. Earth and Planetary Science Letters 183, 417-429.

Cane, M. A., Molnar, P., 2001. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago. Nature 411, 157-162.

Caralp, M., 1971. Les foraminifères planctoniques du Pleistocene terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paleoclimatique. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.

Carlson, A. E., 2008. Why there was not a Younger Dryas-like event during the Penultimate Deglaciation. Quaternary Science Reviews 27, 882-887.

Carr, S. J., 2004. The North Sea Basin. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford. 261-270.

Carr, S. J., Haflidason, H., Sejrup, H. P., 2000. Micromorphological evidence supporting Late Weichselian glaciation of the northern North Sea. Boreas 29, 315-328.

Carr, S. J., Holmes, R., Van der Meer, J. J. M., Rose, J., 2006. The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. Journal of Quaternary Science 21, 131-153.

Carr, S. J., Holmes, R., Van der Meer, J. J. M., Rose, J., 2006. The Last Glacial Maximum in the North Sea Basin: micromorphological evidence of extensive glaciation. Journal of Quaternary Science 21, 131-153.

Carson, M. A., Jasper, J. N., Conly, F. M., 1998. Magnitude and sources of sediment input to the Mackenzie Delta, Northwest Territories, 1974-94. Arctic 51, 116-124.

Chappell, J., 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. Quaternary Science Reviews 21, 1229-1240.

Chaumillon, E., Proust, J. N., Menier, D., Weber, N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. Journal of Marine Systems 72, 383-396.

Clark, C. D., Gibbard, P., Rose, J., 2004. Pleistocene glacial limits in England, Scotland and Wales. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford., 47-82.

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 20, 633-636.

Clark, P. U., Alley, R. B., Pollard, D., 1999. Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. Science 286, 1104-1111.

Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric CO2. Quaternary Science Reviews 25, 3150-3184.

Clark, P. U., Marshall, S. J., Clarke, G. K. C., Hostetler, S. W., Licciardi, J. M., Teller, J. T., 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. Science 293, 283-287.

Clark, P. U., McCabe, A. M., Mix, A. C., Weaver, A. J., 2004. Rapid sea level rise at 19,000 years ago and its global implications. Science 304, 1141-1144, doi: 10.1126/science.1094449.

Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., Weaver, A. J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature 415, 863-869.

Clark, P. U., Pollard, D., 1998. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. Paleoceanography 13, 1-9.

Clarke, G. K. C. (2005). Subglacial processes. In "Annual Review of Earth and Planetary Sciences." pp. 247-276.

Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T., Dyke, A. S., 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. Quaternary Science Reviews 23, 389-407.

Clarke, G. K. C., Marshall, S. J., Hillaire-Marcel, C., Bilodeau, G., Veiga-Pires, C., 1999. A glaciological perspective on Heinrich events. In Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales, P. U. Clark, R.S. Webb, and L. D. Keigwin (Eds.), AGU Geophys. Monograph 112, Washington D.C., pp. 243-262.

Cohen, K. M., Busschers, F. S., Gibbard, P. L., 2005. Stratigraphical implications of an elsterian pro-glacial 'north sea' lake. In SEQS Subcommission European Quaternary Stratigraphy 2005 annual meeting . Bern - Switzerland. .

Cojan, I., Renard, M., 1999. Sédimentologie. Editions Dunod, Paris, pp. 418.

Cook, S. J., Knight, P. G., Waller, R. I., Robinson, Z. P., Adam, W. G., 2007. The geography of basal ice and its relationship to glaciohydraulic supercooling: Svinafellsjökull, southeast Iceland. Quaternary Science Reviews 26, 2309-2315.

Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., Beiner, M., 2006. Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). Quaternary Science Reviews 25, 1460-1474.

Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Duprat, J., Paillard, D., 2005. Heinrich events: hydrological impact. Comptes Rendus Geosciences 337, 897-907.

Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, G., 1997. Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40[deg] and 60[deg]N. Earth and Planetary Science Letters 146, 29-45.

Cosma, T. N., Hendy, I. L., Chang, A. S., 2008. Chronological constraints on Cordilleran Ice Sheet glaciomarine sedimentation from core MD02-2496 off Vancouver Island (western Canada). Quaternary Science Reviews 27, 941-955.

Cremer, M., 1989. Texture and microstructure of the Neogene-Quaternary sediments in ODP sites 645 and 646, Baffin Bay and Labrador Sea. In Srivastava, S.P., Arthur, M. Clement, B. et al. eds. Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 105, 7-20.

Cremer, M., Faugères, J.-C., Grousset, F., Gonthier, E., 1993. Late Quaternary sediment flux on sedimentary drifts in the Northeast Atlantic. Sedimentary Geology 82, 89-101.

Cremer, M., Grousset, F., Faugères, J. C., Duprat, J., Gonthier, E., 1992. Sediment flux patterns in the northeastern Atlantic: variability since the last interglacial. Marine Geology 104, 31-53.

Crowley, T. J., 1983. Calcium-carbonate preservation patterns in the central North Atlantic during the last 150,000 years. Marine Geology 51, 1-14.

Cunningham, M. J., Hodgson, S., Masson, D. G., Parson, L. M., 2005. An evaluation of along- and down-slope sediment transport processes between Goban Spur and Brenot Spur on the Celtic Margin of the Bay of Biscay. Sedimentary Geology 179, 99-116.

Curran, K. J., Hill, P. S., Milligan, T. G., Cowan, E. A., Syvitski, J. P. M., Konings, S. M., 2004. Fine-grained sediment floculation below the Hubbard Glacier meltwater plume, Disenchantment Bay, Alaska. Marine Geology 203, 83-94.

Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., Cutler, P. M., Burr, G. S., Bloom, A. L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters 206, 253-271.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., 2003. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway. Marine Geology 193, 93-127.

Dahlgren, K. I. T., Vorren, T. O., Laberg, J. S., 2002. Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin-65 to 68°N. Marine and Petroleum Geology 19, 1089-1113.

Damiani, D., Giorgetti, G., Turbanti, I. M., 2006. Clay mineral fluctuations and surface textural analysis of quartz grains in Pliocene-Quaternary marine sediments from Wilkes Land continental rise (East-Antarctica): Paleoenvironmental significance. Marine Geology 226, 281-295.

Damuth, J. E., Flood, R. D., Pirmez, C., Manley, P. L., 1995. Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-Sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swathmapping (Sea Beam), high resolution seismic and piston-core data. Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and D. K. Smith. London, Chapman & Hall: 105-121.

Daniaud, A. L., Sanchez Goni, M. F., Duprat, J., accepted. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay. Quaternary Research.

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.

Dayton, P. K., Robbilard, G. A., DeVries, A. L., 1969. Anchor-ice formation in McMurdo Sound, Antarctica, and its biological effects. Science 163.

De Abreu, L., Shackleton, N. J., Schonfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. Marine Geology 196, 1-20.

De Beaulieu, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Reille, M., Gruger, E., Tzedakis, C., Svobodova, H., 2001. An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. Quaternary Science Reviews 20, 1593-1602.

De Beaulieu, J.-L., Reille, M., 1995. Pollen records from the Velay craters: a review and correlation of the Holsteinian Interglacial with isotopic stage 11. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 52, 59-70.

De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Turon, J. L., Matthiessen, J., 2000. Reconstruction of sea-surface temperature, salinity, and sea-ice cover in the northern North Atlantic during the last glacial maximum based on dinocyst assemblages. Canadian Journal of Earth Sciences 37, 725-750.

Dennielou, B., Auffret, G., Boelaert, A., Richter, T., Garlan, T., Kerbra, R., 1999. Controle exerce par la dorsale medio-Atlantique et le Gulf Stream sur la sedimentation quaternaire sur le plateau des Acores. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 831-837.

Dennielou, B., Huchon, A., Beaudouin, C., Berne, S., 2006. Vertical grain-size variability within a turbidite levee: Autocyclicity or allocyclicity? A case study from the Rhone neofan, Gulf of Lions, Western Mediterranean. Marine Geology 234, 191-213.

Desprat, S., Sanchez Goni, M. F., Turon, J. L., Duprat, J., Malaize, B., Peypouquet, J. P., 2006. Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. Quaternary Science Reviews 25, 1010-1026.

Destombes, J. P., Shephardthorn, E. R., Redding, J. H., Morzadeckerfourn, M. T., 1975. Buried valley system in strait of Dover. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 279, 243-256.

Dethleff, D., 2005. Entrainment and export of Laptev Sea ice sediments, Siberian Artic. Journal of Geophysical Research 110, doi:10.1029/2004JC002740.

Dietrich, W. E., 1982. Settling velocity of natural particles. Water Ressources Research 18, 1615-1626.

Dingwall, R. G., 1975. Sub-bottominfilled channels in an area of eastern English-Channel. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 279, 233-241.

Dionne, J. C., 1984. An estimate of ice-drifted sediments based on the mud content of the ice cover at Montmagny, Middle St. Lawrence estuary. Marine Geology 47, 149-166.

Dowdeswell, J. A., 1987. Processes of glacimarine sedimentation. Progress in Physical Geography 11, 52-90.

Dowdeswell, J. A., O'Cofaigh, C., Noormets, R., Larter, R. D., Hillenbrand, C. D., Benetti, S., Evans, J., Pudsey, C. J., 2008. A major trough-mouth fan on the continental margin of the Bellingshausen Sea, West Antarctica: The Belgica Fan. Marine Geology 252, 129-140.

Dowdeswell, J. A., Hodkins, R., Nuttall, A. M., Hagen, J. O., Hamilton, G. S., 1995. Mass balance change as a control on the frequency and occurence of glacier surges in Svalbard, Norwegian High Arctic. Geophysical Research Letters 22, 2909-2912.

Dowdeswell, J. A., O'Cofaigh, C., Taylor, J., Kenyon, N. H., Mienert, J., Wilken, M., 2002. On the architecture of high-latitude continental margins: the influence of ice-sheet and sea-ice processes in the Polar North Atlantic. in: Dowdeswell, J.A. & O'Cofaigh C. (eds) 2002. Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins. Geological Society, London, Special Publications. 203, 33-54.

Dowdeswell, J. A., Whittington, R. J., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Mackensen, A., Marienfeld, P., 2000. An origin for laminated glacimarine sediments through sea-ice build-up and suppressed iceberg rafting. Sedimentology 47, 557-576.

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.

Ducassou, E., 2006. Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux 1, 336 pp.

Duk-Rodkin, A., Hughes, O. L., 1994. Tertiary-quaternary drainage of the Pre-glacial Mackenzie basin. Quaternary International 22-23, 221-241.

Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. Paleoceanography 3, 343-360.

Duplessy, J. C., Shackleton, N.-J., Matthews, R.-K., Prell, W. L., Ruddiman, W.-F., Caralp, M., Hendy., C. H., 1983. 13C Record of Benthic foraminifera in the last interglacial Ocean: Implications for the Carbon Cycle and the global deep Water circulation. Quaternary Research 21, 225-243.

Duprat, J., 1983. Les foraminifères planctoniques du Quaternaire terminal d'un domaine péricontinental (Golfe de Gascogne, Côtes Ouest-Ibériques, Mer d'Alboran): Ecologie - biostratigraphie. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, n°141, 177 pp.

Dyurgerov, M. B., Meier, R. F., 2000. Twentieh century climate change: Evidence from small glaciers. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 97, 1406-1411.

Ehlers, J., 1990. Reconstructing the Dynamics of the North-West European Pleistocene Ice Sheets. Quaternary Science Reviews 9, 71-83.

Ehlers, J., 1996. Quaternary and Glacial Geology. John Wiley and Sons, Chichester, 578 pp.

Ehlers, J., Eissmann, L., Lippstreu, L., Stephan, H. J., Wansa, S., 2004. Pleistocene glaciations of North Germany. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford.

Ehlers, J., Gibbard, P. L. (2004). "Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part I: Europe." Elsevier, Amsterdam.

Ehlers, J., Gibbard, P. L., 2007. The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. Quaternary International 164-165, 6-20.

Ehlers, J., Wingfield, R., 1991. The extension of the Late Weichselian / Late Devensian ice sheets in the North Sea Basin. Journal of Quaternary Science 6, 313-326.

Eicken, H., Reimnitz, E., Alexandrov, V., Martin, T., Kassens, H., Viehoff, T., 1997. Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export. Continental Shelf Research 17, 205-233.

Eissmann, L., 2002. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe. Quaternary Science Reviews 21, 1275-1346.

Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., 1998. Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. Paleoceanography 13, 433-446.

Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthe, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). Earth and Planetary Science Letters 194, 151-163.

Elliot, M., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). Quaternary Science Reviews 21, 1153-1165.

Elverhoi, A., Hooke, R. L., Solheim, A., 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barents Sea region: implications for the understanding of glacierized basins. Quaternary Sciences Reviews 17, 209-241.

EPICA, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. Nature 429, 623-628.

EPICA, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antartica. Nature 444, 195-198.

Evans, C. D. R., Hughes, M. J., 1984. The Neogene succession of the South Western Approaches, Great Britain. Journal of the Geological Society of London 141, 315-326.

Evans, D. J. A., 1994. Cold Climate Landforms, J. Wiley and Sons Ltd: Chichester, 526 pp.

Evans, D. J. A., Clark, C. D., Mitchell, W. A., 2005. The last British Ice Sheet: A review of the evidence utilised in the compilation of the Glacial Map of Britain. Earth-Science Reviews 70, 253-312.

Evans, D. J., O'Cofaigh, C., 2003. Depositional evidence for marginal oscillations of the Irish Sea ice stream in southeast Ireland during the last glaciation. Boreas 32, 76-101.

Evans, M. E., Rutter, N. W., Catto, N., Chlachula, J., Nyvlt, D., 2003. Magnetoclimatology: Teleconnection between the Siberian loess record and North Atlantic Heinrich events. Geology 31, 537-540.

Everest, J. D., Bradwell, T., Fogwill, C. J., Kubik, P. W., 2006. Cosmogenic 10BE age constraints for the Wester Ross Readvance moraine: Insights into British Ice-Sheet behaviour. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 88, 9-17.

Eyles, N., McCabe, A., 1989. The Late Devensian (<22,000 BP) Irish Sea Basin: The sedimentary record of a collapsed ice sheet margin. Quaternary Science Reviews 8, 307-351.

Eynaud, F., 1999. Kystes de dinoflagellés et évolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle climatique du Quaternaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 291.

Eynaud, F., De Abreu, L., Voelker, A., Salgueiro, E., Schonfeld, J., Ruhlemann, C., Cacho, I., Colmenero-Hidalgo, E., Turon, J. L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Vautravers, M., Sanchez-Goni, M. F., Malaize, B., soumis. Position of the Polar Front throught the last glacial period along the western Iberian margin.

Eynaud, F., Turon, J. L., Matthiessen, J., Kissel, C., Peypouquet, J. P., De Vernal, A., Henry, M., 2002. Norwegian sea-surface palaeoenvironments of marine oxygen-isotope state 3: The paradoxical response of dinoflagellate cysts. Journal of Quaternary Science 17, 349-359.

Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J. D., Mojtahid, M., Bourillet, J. F., Hall, I. R., Penaud, A., Locascio, M., Reijonen, A., 2007. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: the hydrographic significance of British Ice sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, doi:10.1029/2006GC001496.

Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacioeustatic sea level record: Influence of glacial melting on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637-642.

Ferretti, P., Shackleton, N. J., Rio, D., Hall, M. A. (2005). "Early-Middle Pleistocene deep circulation in the western subtropical Atlantic: southern hemisphere modulation of the North Atlantic Ocean." Geological Society, Special Publications, London.

Flower, B. P., Oppo, D. W., McManus, J. F., Venz, K. A., Hodell, D. A., Cullen, J. L., 2000. North Atlantic intermediate to deep water circulation and chemical stratification during the past 1 Myr. Paleoceanography 15, 388-403.

Fowler, A. C., 1987. A theory of glacier surges. Journal of Geophysical Research 92, 9111-9120.

Francou, B., Vincent, C., 2007. Les glaciers à l'épreuve du climat, IRD Editions, Editions Belin, Paris, 274 pp.

Galloway, W. E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 82, 569-595.

Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. Nature 409, 153-158.

Gervais, A., Mulder, T., Savoye, B., Migeon, S., Cremer, M., 2001. Recent processes of levee formation on the Zaire deep-sea fan. Comptes Rendus de l’Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 332, 371-378.

Gervais, A., Savoye, B., Piper, D. J. W., Mulder, T., Cremer, M., Pichevin, L., 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). In "Confined Turbidite System." (S. A. LomasP. Joseph, Eds.), pp. 59-89.

Geyh, M. A., Müller, H., 2005. Numerical 230Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian interglacial. Quaternary Science Reviews 24, 1861-1872.

Geyh, M. A., Müller, H., 2007. Palynological and geochronological study of the Holsteinian/Hoxnian/Landos interglacial. In "Developments in Quaternary Science." (F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sanchez GoniT. Litt, Eds.), pp. 387-396. Elsevier.

Gherardi, J. M., Labeyrie, L., McManus, J. F., Francois, R., Skinner, L. C., Cortijo, E., 2005. Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters 240, 710-723.

Gibbard, P. L., 1985. The Pleistocene History of the Middle Thames Valley. Cambridge University Press: Cambridge, 155 pp.

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., 1991. Early and early Middle Pleistocene correlations in the southern North Sea Basin. Quaternary Science Reviews 10, 23-52.

Gibbard, P. L., 1995. The formation of the Strait of Dover. In: Preece, R.C. (Ed.), Island Britain: a Quaternary Perspective. Geological Society of London Special Publication No. 96, London. 15-26.

Gibbard, P. L., 2007. How Britain became an island. Nature 448, 259-260.

Gibbard, P. L., Cohen, K. M., 2008. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes 31.

Gibbard, P., Van Kolfschoten, T. (2005). "The Pleistocene and Holocene Series." Cambridge University Press, Cambridge.

Gilbert, R., 1990. Rafting in glacimarine environments, from Dowdeswell, J.A. & Scourse, J.D. (Eds), Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication, n°53, pp. 105-120.

Gilbert, R., Nielsen, N., Moller, H., Desloges, J. R., Rasch, M., 2002. Glacimarine sedimentation in Kangerdluk (Disko Fjord), West Greenland, in response to a surging glacier. Marine Geology 191, 1-18.

Giret, A., 2007. Géographie de l'écoulement fluvial. Edition L'Harmattan. pp. 354

Glasser, N. F., Hambrey, M. J., 2001. Styles of sedimentation beneath Svalbard valley glaciers under changing dynamic and thermal regimes. Journal of the Geological Society of London 158, 697-707.

Glushankova, N.I., Gribchenko, Y.N., Sudakova, N.G., 1995 Lithology of the Lower Pleistocene tills of in the southern glaciated area of Russia. 161-166, In: Ehlers, J., Kozarski,S. & Gibbard, P. (Eds), Glacial Deposits in North-East Europe. Balkema: Rotterdam 626 pp.

Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M., Yiou, F., 2008. Beryllium-10 exposures ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the fennoscandian Ice Sheet. Quaternary Science Reviews 27, 320-336.

Goineau, A., 2007. Etude des évènements de Heinrich par analyse d'image et géochimie élémentaire. Mémoire de Master 2, Université Bordeaux 1, 48 pp..

Gong, Z., Langereis, C. G., Mullender, T. A. T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. Earth and Planetary Science Letters 273, 80-93.

Gonthier, E., 1972. Faciès et processus sédimentaires dans un canyon sous-marin du Golfe de Gascogne: Canyon Gascogne 1, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 142 pp..

Gouzy, A., Malaize, B., Pujol, C., Charlier, K., 2004. Climatic "pause" during Termination II identified in shallow and intermediate waters off the Iberian margin. Quaternary Science Reviews 23, 1523-1528.

Graham, A. G. C., Lonergan, L., Stoker, M. S., 2007. Evidence for Late Pleistocene ice stream activity in the Witch Ground Basin, central North Sea, from 3D seismic reflection data. Quaternary Science Reviews 26, 627-643.

Grimm, E. C., Jacobson Jr, G. L., Watts, W. A., Hansen, B. C. S., Maasch, K. A., 1993. A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events. Science 261, 198-200.

Grimm, E. C., Watts, W. A., Jacobson Jr, G. L., Hansen, B. C. S., Almquist, H. R., Dieffenbacher-Krall, A. C., 2006. Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. Quaternary Science Reviews 25, 2197-2211.

Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. Nature 366, 552-554.

Grousset, F., 1977. Etude geologique du quaternaire terminal de la zone Meriadzek-Trevelyan (Golfe de Gascogne). Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, 124 pp.

Grousset, F. E., Cortijo, E., Huon, S., Herve, L., Richter, T., Burdloff, D., Duprat, J., Weber, O., 2001. Zooming in on Heinrich layers. Paleoceanography 16, 240-259.

Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? Geology 28, 123-126.

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.

Grygar, T., Kadlec, J., Pruner, P., Swann, G., Bezdicka, P., Hradil, D., Lang, K., Novotna, K., Oberhansli, H., 2006. Paleoenvironmental record in Lake Baikal sediments: Environmental changes in the last 160 ky. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 237, 240-254.

Guennoc, P., 1978. Contribution à l'étude des marges passives, structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique nord-est: de la terrasse de Meriazeck à l'éperon de Goban. Thèse 3ème cycle, Université de Brest, Brest.

Gupta, S., Collier, J. S., Palmer-Felgate, A., Potter, G., 2007. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. Nature 448, 342-345.

Hall, I. R., Moran, S. B., Zahn, R., Knutz, P. C., Shen, C. C., Edwards, R. L., 2006. Accelerated drawdown of meridional overturning in the late-glacial Atlantic triggered by transient pre-H event freshwater perturbation. Geophysical Research Letters 33.

Hambrey, M. J., Glasser, N. F., 2005. Glaciers. In "Encyclopedia of Geology." pp. 663-678. Elsevier, Oxford.

Harster, M., 2008. Caractérisation des processus sédimentaires récents aux abords du Canyon de Capbreton. Rapport de Master 2 Recherche, Université Bordeaux 1, 30 pp.

Haug, G. H., Ganopolski, A., Sigman, D. M., Rosell-Mele, A., Swann, G. E. A., Tiedemann, R., Jaccard, S. L., Bollmann, J., Maslin, M. A., Leng, M. J., Eglinton, G., 2005. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. Nature 433, 821-825.

Hays, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science 194, 1121-1132.

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.

Helmke, J. P., Bauch, H. A., 2001. Glacial-interglacial relationship between carbonate components and sediment reflectance in the North Atlantic. Geo-Marine Letters 21, 16-22.

Helmke, J. P., Bauch, H. A., 2003. Comparison of glacial and interglacial conditions between the polar and subpolar North Atlantic region over the last five climatic cycles. Paleoceanography 18, 14-1.

Helmke, J. P., Schulz, M., Bauch, H. A., 2002. Sediment-color record from the Northeast Atlantic reveals patterns of millennial-scale climate variability during the past 500,000 years. Quaternary Research 57, 49-57.

Hemming, S. R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. Reviews of Geophysics 42, RG1005 1-43.

Hesse, R., Chough, S. K., 1980. The Northwestern Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II, depositional of parallel-laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. Sedimentology 27, 697-711.

Hesse, R., Khodabakhsh, S., 2006. Significance of fine-grained sediment lofting from melt-water generated turbidity currents for the timing of glaciomarine sediment transport into the deep sea. Sedimentary Geology 186, 1-11.

Hesse, R., Klaucke, I., Khodabakhsh, S., Ryan, W. B. F., Piper, D. J. W., 2001. Sandy submarine braid plains-potential deep-water reservoirs in subpolar settings. Am. Assoc. Petrol. Geolog. Bull. 85, 1499- 1521.

Hesse, R., Rashid, H., Khodabakhsh, S., 2004. Fine-grained sediment lofting from meltwater-generated turbidity currents during Heinrich events. Geology 32, 449-452.

Hiemstra, J. F., Evans, D. J. A., Scourse, J. D., McCarroll, D., Furze, M. F. A., Rhodes, E., 2006. New evidence for a grounded Irish Sea glaciation of the Isles of Scilly, UK. Quaternary Science Reviews 25, 299-309.

Hill, P. R., Peter Lewis, C., Desmarais, S., Kauppaymuthoo, V., Rais, H., 2001. The Mackenzie Delta: Sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta. Sedimentology 48, 1047-1078.

Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta 14, 231-263.

Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H., 2003. Southwest Scandinavia, 40-15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. Journal of Quaternary Science 18, 769-786.

Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E., 2004. Marine04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. Radiocarbon 46, 1059-1086.

Huijzer, B., Vandenberghe, J., 1998. Climatic reconstruction of the Weichselian Pleniglacial in northwestern and central Europe. Journal of Quaternary Science 13, 391-417.

Hulbe, C. L., 1997. An ice shelf mechanism for Heinrich layer production. Paleoceanography 12, 711-717.

Hulbe, C. L., MacAyeal, D. R., Denton, G. H., Kleman, J., Lowell, T. V., 2004. Catastrophic ice shelf breakup as the source of Heinrich event icebergs. Paleoceanography 19, PA1004 1-15.

Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000a. Large-scale glaciotectonic thrust structures in the eastern Danish North Sea. Geological Society of London, Special Publications 176, 293-305.

Huuse, M., Lykke-Andersen, H., 2000b. Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin. Quaternary Science Reviews 19, 1233-1253.

Huybers, P., 2006. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science 313, 508-511.

Huybers, P., 2007. Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived agemodel, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. Quaternary Science Reviews 26, 37-55.

Huybers, P., Wunsch, C., 2004. A depth-derived Pleistocene age model: Uncertainty estimates, sedimentation variability, and nonlinear climate change. Paleoceanography 19, PA1028 1-24.

Huybers, P., Wunsch, C., 2005. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations. Nature 434, 491-494.

Imbrie, J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d18O record. Milankovitch and climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982. Vol. 1, 269-305.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., Toggweiler, J. R., 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography 8, 699-735.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P. W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. Journal of Quaternary Science 21, 115-130.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P. W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). Eclogae Geologicae Helvetiae 97, 47-55.

Jansen, F., 1976. Late Pleistocene and Holocene history of the northern North Sea, based on acoustic reflection records. Netherlands Journal of sea Research 10, 1-43.

Jennerjahn, T. C., Ittekkot, V., Arz, H. W., Behling, H., Patzold, J., Wefer, G., 2004. Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change during Heinrich Events. Science 306, 2236-2239.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J. P., 1992. Irregular glacial interstadiale recorded in a new Greenland ice core. Nature 359, 311-313.

Jouanneau, J. M., Weber, O., Cremer, M., Castaing, P., 1999. Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 46, 2205-2220.

Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisation de la marge continentale du Golfe du Lion. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 444 p.

Jullien, E., 2006. Empreinte sédimentaire des évènements de Heinrich aux moyennes et basses latitudes de l'Atlantique Nord: implications sur les mécanismes déclencheurs. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, n°3264, 294 p.

Jullien, E., Grousset, F. E., Hemming, S. R., Peck, V. L., Hall, I. R., Jeantet, C., Billy, I., 2006. Constrating conditions preceding MIS3 and MIS2 Heinrich events. Global and Planetary Change 3, 225-238.

Jullien, E., Grousset, F., Malaize, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M. F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Bout, V., Flores, J. A., 2007. Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events". Quaternary Research 68, 379-386.

Junge, F. W., 1998. Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 9, pp. 210.

Kageyama, M., Laine, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Cortijo, E., Crucifix, M., de Vernal, A., Guiot, J., Hewitt, C. D., Kitoh, A., Kucera, M., Marti, O., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rosell-Mele, A., Vettoretti, G., Weber, S. L., Yu, Y., 2006. Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions. Quaternary Science Reviews 25, 2082-2102.

Kanfoush, S. L., Hodell, D. A., Charles, C. D., Janecek, T. R., Rack, F. R., 2002. Comparison of ice-rafted debris and physical properties in ODP Site 1094 (South Atlantic) with the Vostok ice core over the last four climatic cycles. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 182, 329-349.

Kasse, C., 1997. Cold-climate aeolian sand-sheet formation in North-Western Europe (c. 14-12.4 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. Permafrost and Periglacial Processes 8, 295-311.

Kasse, C., Vandenberghe, J., De Corte, F., Van den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. Journal of Quaternary Science 22, 695-708.

Kasse, C., Vandenberghe, J., Van Huissteden, J., Bohncke, S. J. P., Bos, J. A. A., 2003. Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). Quaternary Science Reviews 22, 2141-2156.

Keigwin, L., 1982. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. Science 217, 350-353.

Kempama, E. W., Reimnitz, E., Barnes, P. W., 2001. Anchor-ice formation and ice-rafting in southwestern Lake Michigan, U.S.A. Journal of Sedimentary Research 71, 346-354.

Kenyon, N. H., Amir, A., Cramp, A., 1995. Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman & Hall: 89-93.

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.

Kervevan, P., 2007. Caractérisation de la morphologie et du remplissage sédimentaire de la terminaison occidentale du fleuve Manche. Rapport de Master 1, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Kissel, C., sous presse. Rapport scientifique de mission MD168-AMOCYNT. Les rapports de campagne à la mer, IPEV, Brest.

Klaucke, I., Hesse, R., Ryan, W. B. F., 1998. Seismic stratigraphy of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel: growth pattern of a mid-ocean channel-levee complex. Marine and Petroleum Geology 15, 575-585.

Kleiber, H. P., Knies, J., Niessen, F., 2000. The Late Weichselian glaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea: Ice sheet extent and timing. Marine Geology 168, 25-44.

Knies, J., Vogt, C., Matthiessen, J., Nam, S. I., Ottesen, D., Rise, L., Bargel, T., Eilertsen, R. S., 2007. Re-advance of the Fennoscandian Ice Sheet during Heinrich Event 1. Marine Geology 240, 1-18.

Knight, J., 2006. Geomorphic evidence for active and inactive phases of Late Devensian ice in north-central Ireland. Geomorphology 75, 4-19.

Knutz, P. C., Austin, W. E. N., Jones, E. J. W., 2001. Millenial-scale depositional cycles related to British Ice Sheet variability and North Atlantic paleocirculation since 45 kyr B.P., Barra Fan, U.K. margin. Paleoceanography 16, 53-64.

Knutz, P. C., Zahn, R., Hall, I. R., 2007. Centennial-scale variability of the British Ice Sheet: Implications for climate forcing and Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. Paleoceanography 22.

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.

Krinsley, D. H., Doorkamp, J. C., 1973. Atlas of quartz sand surface textures: Cambridge, University Press.

Kucera, M., Rosell-Mele, A., Schneider, R., Waelbroeck, C., Weinelt, M., 2005. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). Quaternary Science Reviews 24, 813-819.

Küllenberg, B., 1947. The Piston Core Sampler. Svenska Hydrograf, Biol . Komn. Skrifter. Tredje Ser. Hydrograf., 1H.2, pp. 1-46.

Kumar, K., Miral, M. S., Joshi, V., Panda, Y. S., 2002. Discharge and suspended sediment in the meltwater of Gangotri Glacier, Garhwal Himalaya, India. Hydrological Sciences 47, 611-619.

Laban, C., 1995. The Pleistocene glaciations in the Dutch sector of the North Sea. A synthesis of sedimentary and seismic data. PhD Thesis, University of Amsterdam, 194 p.

Laban, C., Van den Meer, J. J. M., 2004. Pleistocene glaciations in the Netherlands. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Vol. 1, Europe. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford., 251-260.

Lackschewitz, K. S., Wallrabe-Adams, H. J., 1997. Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: evidence for ash fallout and ice-rafting. Marine Geology 136, 209-224.

Lagarde, J. L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugue, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. Journal of Quaternary Science 18, 201-213.

Laj, C., Mazaud, A., Duplessy, J. C., 1996. Geomagnetic intensity and 14C abundance in the atmosphere and ocean during the past 50 kyr. Geophysical Research Letters 23, 2045-2048.

Lambeck, K., 1996. Glaciation and sea-level change for Ireland and the Irish sea since Late Devensian / Midlandian time. Journal of the Geological Society, London 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.

Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K., 2002a. Links between climate and sea-levels for the past three million years. Nature 419, 199-206.

Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjær, K. H., Larsen, E., Möller, P., 2006. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. Boreas 35, 539-575.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. Quaternary Science Reviews 21, 343-360.

Lancelot, Y., Balut, Y., 1993. Le carottier 'géant' des TAAF, outil majeur pour la paléocénographie. In SGF (ed.), Bilan scientifique et prospective pour la fin du siècle. Géosciences Marines 16-17, 73.

Larsen, E., Kjær, K., Demidov, I., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., Lysa, A., 2006. Late pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. Boreas 35, 394-424.

Larsonneur, C., Auffret, J. P., Smith, A. J., 1982. Carte des paléo-vallées et des bancs de la Manche orientale (1/50 000). BRGM, Brest.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy and Astrophysics 428, 261-285.

Lautridou, J. P., Auffret, J. P., Baltzer, A., Clet, M., Lecolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J. C., Occhietti, S., Rousseau, D. D., 1999. The river Seine, the river Manche. Bulletin de la Societe Geologique de France 170, 545-558.

Le Breton, E., 2006. Amélioration de la qualité du carottage Küllenberg. Rapport 3ème année ingénieur, Ifremer - Institut National des Sciences Appliquées de Strasbourg, pp. 80.

Le Suavé, R., 2000. Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique. Zone économique exclusive (ZEE). Atlantique nord-Est, Brest, Editions IFREMER.

Lebreiro, S. M., Moreno, J. C., McCave, I. N., Weaver, P. P. E., 1996. Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N, 12°W). Marine Geology 131, 47-56.

Lekens, W. A. H., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Petersen, G. O., Hjelstuen, B., Knorr, G., 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. Marine Geology 216, 27-50.

Lemmen, D. S., Duk-Rodkin, A., Bednarski, J. M., 1994. Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide Ice Sheet. Quaternary Science Reviews 13, 805-828.

Lericolais, G., 1997. Evolution du Fleuve Manche depuis l'Oligocène: stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 265 pp.

Lericolais, G., Auffret, J. P., Bourillet, J. F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. Journal of Quaternary Science 18, 245-260.

Lericolais, G., Berné, S., Fèniès, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the gironde incised valley on the shelf (bay of biscay). Marine Geology 175, 183-197.

Lericolais, G., Guennoc, P., Auffret, J. P., Bourillet, J. F., Berné, S., 1996. Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel): new facts for a tectonic origin. In Geology of Siliciclastic Shelf Seas, De Batist, M., Jacobs, P. (Eds). Special publication, Geological Society, London, pp. 203-215.

Lien, R., Solheim, A., Elverhoi, A., Kare Rokoengen, A., 1989. Iceberg scouring and sea bed morphology on the eastern Weddel Sea shelf, Antarctica. Polar Research 7, 43-57.

Lisiecki, L.E., Raymo, M. E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. Paleoceanography 20.

Lisiecki, L.E., Raymo, M. E., 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. Quaternary Science Reviews 26, 56-69.

Litt, T., 2007. Climate, Vegetation and Mammalian Faunas in Europe during Middle Pleistocene Interglacials (MIS 7, 9, 11). In "Developments in Quaternary Science." (F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sanchez GoniT. Litt, Eds.), pp. 349-358. Elsevier.

Litt, T., Schmincke, H. U., Frechen, M., Schluchter, C., sous presse. Quaternary. In McCann, T. (Eds): The Geology of Central Europe.

Lliboutry, L., 1965. Traité de glaciologie, Tome I. Editions Masson & Cie, 430 pp.

Long, D., Laban, C., Streif, H., Cameron, T. D. J., Schuttenhelm, R. T. E., 1988. The sedimentary record of climatic variation in the southern North Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B318.

Lopez, M., 2001. Architecture and depositional pattern of the quaternary deep-sea fan of the Amazon. Marine and Petroleum Geology 18, 479-486.

Lototskaya, A., Ganssen, G. M., 1999. The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic. Quaternary Science Reviews 18, 1641-1654.

Lowe, J. J., Walker, M. J. C., 1997. Reconstructing Quaternary Environments (2nd ed.). London: Addison-Wesley-Longman.

Lund, D. C., Mix, A. C., 1998. Millennial-scale deep water oscillations: Reflections of the North Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 ka. Paleoceanography 13, 10-19.

Lyell, C., 1854. Principles of Geology, or the Modern Changes of the earth and Its Inhabitants. New York, D. Appleton and Company, 834.

MacAyeal, D. R., 1993. Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. Paleoceanography 8, 775-784.

Mackay, J. R., 1972. Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort sea, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 9, 1550-1561.

Manabe, S., Stouffer, R. J., 1995. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. Nature 378, 165-167.

Mangerud, J., 2004. Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf. in Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe, Elsevier, Amsterdam, 271-294.

Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G. K. C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J. P., Moller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M., Svendsen, J. I., 2004. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews 23, 1313-1332.

Manley, P. L., Pirmez, C., Busch, W., Cramp, A., 1997. Grain-size characterization of Amazon fan deposits and comparison to seismic facies units. In: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (eds) Proc Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp 35-52.

Mansor, S., 2004. Faciès sismique et architecture du système turbiditique armoricain. Rapport de Diplôme d'Etudes Approfondi. Université de Bretagne Occidentale. 51 pp. (available online via the ASF website: http://www.sedimentologie.com).

Marks, L., 2002. Last Glacial Maximum in Poland. Quaternary Science Reviews 21, 103-110.

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 Jr, T. C., Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27, 1-29.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Lopez-Martinez, C., Cacho, I., Sierro, F. J., Flores, J. A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J. H., Hodell, D. A., 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. Science 306, 1762-1765.

Martrat, B., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., De Abreu, L., Hutterli, M. A., Stocker, T. F., 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian margin. Science 317, 502-507.

Mas, V., 2004. Processus sédimentaires et conditions environnementales enregistrées sur la pente continentale du Golfe de Gascogne: Etude de l'Eperon Delesse (Marge armoricaine). Rapport de Master 2, Université Bordeaux 1, pp. 41.

Maslin, M. A., Li, X. S., Loutre, M.-F., Berger, A., 1998. The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere glaciation. Quaternary Science Reviews 17, 411-426.

Maslin, M. A., Ridgwell, A. J. (2005). Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. In "Geological Society Special Publication." pp. 19-34.

Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Stievenard, M., Johnsen, S. J., White, J. W. C., Werner, M., Sveinbjornsdottir, A., Fuhrer, K., 2005. Atmospheric science: GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in greenland moisture origin. Science 309, 118-121.

Mavel, J., 2008. Hydrologie et dynamique sédimentaire récente au sein des canyons du Golfe de Gascogne : variabilité temporelle et spatiale. Rapport de Master 2 Recherche, Université Bordeaux 1, 30 pp.

McCabe, A. M., Clark, P. U., 1998. Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. Nature 392, 373-376.

McCabe, A. M., Clark, P. U., 2003. Deglacial chronology from County Donegal, Ireland: implications for deglaciation of the British-Irish ice sheet. Journal of the Geological Society, London 160, 847-855.

McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., 2005. AMS 14C dating of deglacial events in the Irish Sea Basin and other sectors of the British-Irish ice sheet. Quaternary Science Reviews 24, 1673-1690.

McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., Dunlop, P., 2007a. Radiocarbon constraints on readvances of the British-Irish Ice Sheet in the northern Irish Sea Basin during the last deglaciation. Quaternary Science Reviews 26, 1204-1211.

McCabe, A. M., Clark, P. U., Clark, J., 2007b. Radiocarbon constraints on the history of the western Irish ice sheet prior to the Last Glacial Maximum. Geology 35, 147-150.

McCabe, M., Knight, J., Mccarron, S., 1998. Evidence for Heinrich event 1 in the British Isles. Journal of Quaternary Science 13, 549-568.

McCave, I. N., Hall, I. R., 2006. Size sorting in marine muds : Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7, 1-37.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardl, J. M., Kelgwin, L., Drown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature 428, 834-837.

McManus, J. F., Oppo, D. W., Cullen, J. L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millenial-Sclae Climate Variability in the North Atlantic. Science 283, 971-975.

Meese, D. A., Gow, A. J., Alley, R. B., Zielinsky, G. A., Grootes, P. M., 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: methods and results. Journal of Geophysical Research 102, 411-423.

Meijer, R., Preece, R. C., 1995. Malacological evidence relating to the insularity of the British Isles during the Quaternary. Island Britain: a Quaternary perspective, 89-110.

Menier, D., Reynaud, J. Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Tessier, B., Bonnet, S., Goubert, E., 2006. Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France. S.E.P.M. (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 85, 37-55.

Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J. W. H., E.C., H., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J. S., 2006. Early reactivation of European Rivers during the last deglaciation. Science 313, 1623-1625.

Metz, J. M., Dowdeswell, J. A., Woodworth-Lynas, C. M. T., 2008. Sea-floor scour at the mouth of Hudson Strait by deep-keeled icebergs from the Laurentide Ice Sheet. Marine Geology 253, 149-159.

Middleton, G. V., Hampton, M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. in G.V. Middleton and A.H. Bouma (Eds.), Turbidite and deep-water sedimentation - pacific section. Tulsa, 1, 1-38.

Migeon, S. (2000). "Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, pp. 288."

Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean) - morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. Geo-Marine Letters V26, 361-371.

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., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Marine Letters 18, 251-255.

Milankovitch, M., 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier-Villard, Paris.

Milliman, J. D., Syvitski, J. P. M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of sediment Discharge to the Ocean: The importance of Small Mountainous Rivers. The Journal of Geology 100, 525-544.

Mitchell, W. A., 2007. Reconstructions of the Late Devensian (Dimlington Stadial) British-Irish Ice Sheet: The role of the upper Tees drumlin field, north Pennines, England. Proceedings of the Yorkshire Geological Society 56, 221-234.

Mix, A. C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews 20, 627-657.

Moine, O., Rousseau, D. D., Antoine, P., 2008. The impact of Dansgaard-Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. Quaternary Research 70, 91-104.

Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J. F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360 000 yrs. Marine Geology 224, 57-82.

Mol, J., Vandenberghe, J., Kasse, C., 2000. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe. Geomorphology 33, 131-148.

Montadert, L., Roberts, D. G., De Charpal, O., Guennoc, P., Sibuet, J., 1979. Northeast Atlantic passive continental margin: Rifting and subsidence processes, in Usher, J.L., ed., Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Washington, D.C., American Geophysical Union, Continental Margin and Paleo-Environment, p. 154-186.

Moreau, J., Ghienne, J. F., Le Heron, D. P., Rubino, J. L., Deynoux, M., 2005. 440 Ma ice stream in North Africa. Geology 33, 753-756.

Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I. N., Shackleton, N. J., 2002. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. Earth and Planetary Science Letters 202, 465-480.

Morse, B., Ringo, B., Stander, E., Robert, J. L., Messier, D., Thanh-Quach, T., 2006. Growth and Decay of Estuary Ice Cover. Journal of Cold Regions Engineering 20, 70-94.

Motillon, H., 2006. Impact du comportement du carottier sur la qualité des carottes: Cas du Calypso du Pourquoi Pas?. Rapport de fin d'étude, ENSG Nancy, 57 pp.

Mountain, G. S., Damuth, J. E., McHugh, C. M. G., Lorenzo, J. M., Fulthorpe, C. S., 1996. Origin, reburial and significance of a middle Miocene canyon, New Jersey continental slope. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 150, 283-292.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269-299.

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research Section A - Sedimentary Petrology and Processes 66, 43-57.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J. C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? Geo-Marine Letters 21, 86-93.

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

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. Journal of Geology 104, 509-523.

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Skene, K. I., 1998. Modeling of erosion and deposition by turbidity currents generated by river mouths. Journal of Sedimentary Research 68, 124-137.

Murton, J. B., Lautridou, J. P., 2003. Recent advances in the understanding of quaternary periglacial features of the English Channel coastlands. Journal of Quaternary Science 18, 301-307.

Nakajima, T., Itaki, T., 2007. Late Quaternary terrestrial climatic variability recorded in deep-sea turbidites along the Toyama Deep-Sea Channel, central Japan Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology doi: 10.1016/j.palaeo. 2006.11.028.

Nakajima, T., Satoh, M., 2001. The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. Sedimentology 48, 435-463.

Naughton, F., Sanchez Goni, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaize, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M. C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology 62, 91-114.

Naughton, F., Sanchez Goni, M. F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J. L., soumis. Wet to dry climatic trend in north western Iberia within Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters.

Nitychoruk, J., Binka, K., Ruppert, H., Schneider, J., 2006. Holsteinian Interglacial=Marine Isotope Stage 11? Quaternary Science Reviews 25, 2678-2681.

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. SEPM Special Publication 46, 207-229.

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.

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

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

Nürnberg, D., Ziegler, M., Karas, C., Tiedemann, R., Schmidt, M. W., 2008. Interacting Loop Current variability and Mississippi River discharge over the past 400 kyr. Earth and Planetary Science Letters 272, 278-289.

Nygard, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Bryn, P., 2005. The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin. Marine and Petroleum Geology 22, 71-84.

Nygard, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M., Ottesen, D., 2004. Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 ^{14}C ka BP. Boreas 33, 1-17.

O´Cofaigh, C., Evans, D. J. A., 2001a. Deforming bed conditions associated with a major ice stream of the last British ice sheet. Geology 29, 795-798.

O´Cofaigh, C., Evans, D. J. A., 2001b. Sedimentary evidence for deforming bed conditions associated with a grounded Irish Sea Glacier, southern Ireland. Journal of Quaternary Science 16, 435-454.

O'Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., 2001. Laminated sediments in glacimarine environments: diagnostic criteria for their interpretation. Quaternary Science Reviews 20, 1411-1436.

O'Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J. A., Rosell-Mele, A., Kenyon, N. H., Evans, J., Mienert, J. (2002). Sediment reworking on high-latitude continental margins and its implications for palaeoceanographic studies: Insights from the Norwegian-Greenland Sea. In "Geological Society Special Publication." pp. 325-348.

O'Cofaigh, C., Evans, D. J. A., 2007. Radiocarbon constraints on the age of the maximum advance of the British-Irish Ice Sheet in the Celtic Sea. Quaternary Science Reviews 26, 1197-1203.

O'Cofaigh, C., Evans, J., Dowdeswell, J. A., Larter, R. D., 2007. Till characteristics, genesis and transport beneath Antarctic paleo-ice streams. Journal of Geophysical Research F: Earth Surface 112.

Overeem, I., Bishop, C., Weltje, G. J., Kroonenberg, S. B., 2001. The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin: a climate signal in sediment supply? Basin Research 13, 293-312.

Pantin, H. M., Evans, C. D. R., 1984. The Quaternary history of the central and southwestern Celtic Sea. Marine Geology 57, 259-293.

Pawley, S. M., Bailey, R. M., Rose, J. M., Moorlock, B. S. P., Hamblin, R. J. O., Booth, S. J., Lee, J. R., 2008. Age limits on Middle Pleistocene glacial sediments from OSL dating, north Norflok, UK. Quaternary Science Reviews 27, 1363-1377.

Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Elderfield, H., Grousset, F., Hemming, S. R., Scourse, J. D., 2006. High resolution evidence for linkages between NW European ice sheet instability and Atlantic Meridional Overturning Circulation. Earth and Planetary Science Letters 243, 476-488.

Peck, V. L., Hall, I. R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S. R., Scourse, J. D., 2007. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60 ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. Quaternary Science Reviews 26, 862-875.

Peltier, W. R., Fairbanks, R. G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews 25, 3322-3337.

Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J. L., Zaragosi, S., Malaizé, B., Toucanne, S., Bourillet, J. F., 2008. What forced the European ice sheet history during the last two glacial stages (MIS 6 and MIS 2)? Palynological evidences. Quaternary Science Reviews.

Piper, D. J. W., 1976. The used of ice rafted marine sediments in determining glacial conditions. Revue de Géographie de Montréal 30, 207-212.

Piper, D. J. W., Deptuck, M., 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Eds R.D., Flood, D.J.W., Piper, A., Klaus and L.C., Peterson, 155, pp. 79-108.

Piper, D. J. W., Normark, W. R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. Sedimentology 30, 681- 694.

Porter, S. C., Zhisheng, A., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature 375, 305-308.

Posamentier, H. W., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — Sequence and systems tract models. In: Wilgus, Ch.K. et al. (Eds.), Sea-level Changes: an Integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 42, 125-154.

Powell, R. D., 1983. Glacial-marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. In: Molnia, B.F. (Ed.), Glacial-Marine Sedimentation. Plenum Press, New-York, pp. 195-232.

Praeg, D., 2003. Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin--high resolution from low frequencies. Journal of Applied Geophysics 53, 273-298.

Praetorius, S. K., McManus, J. F., Oppo, D. W., Curry, W. B., 2008. Episodic reductions in bottom-water currents since the last ice age. Nature Geoscience 1, 449-452.

Proust, J. N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Le Corre, C., Rouby, D., 2001. Les vallées fossiles de la Baie de la Vilaine : Nature et évolution du prisme Transgressif du Pléistocène armoricain. Bulletin de la Société Géologique de France 172, 737-749.

Proust, J. N., Renault, M., Guennoc, P., Thinon, I., 2007. Sedimentary architecture of the Loire river flooded valleys of the french Atlantic shelf. 11ème Congrès Français de Sédimentologie, Caen, Livre des résumés, pp. 358.

Proust, J. N., Renault, M., Guennoc, P., Thinon, I., soumis. Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. Bulletin de la Société Géologique de France.

Pujol, C., 1980. Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire: Ecologie - Stratigraphie - Environnement. Mémoire de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 10, 254 pp.

Rahmstorf, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. Nature 378, 145-149.

Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature 419, 207-214.

Rahmstorf, S., Crucifix, M., Ganopolski, A., Goosse, H., Kamenkovich, I., Knutti, R., Lohmann, G., Marsh, R., Myzak, L. A., Wang, Z., Weaver, A. J., 2005. Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. Geophysical Research Letters 32, 1-5.

Rasmussen, T. L., Van Weering, T. C. E., Labeyrie, L., 1997. Climatic instability, ice-sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58-10 ka BP). Quaternary Science Reviews 16, 71-80.

Raymo, M. E., 1997. The timing of major climate terminations. Palaeoceanography 12, 577-585.

Raymo, M. E., Huybers, P., 2008. Unlocking the mysteries of the ice ages. Nature 451, 284-285.

Raymo, M. E., Lisiecki, L. E., Nisancioglu, K. H., 2006. Plio-Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global d18O record. Science 313, 492-495.

Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Froelich, P. N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology 16, 649-653.

Raymo, M., 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. Annual Reviews of Earth and Planetary Science 22, 353-383.

Reading, H. G., Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 78, 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.

Reimnitz, E., 2000. Interactions of river discharge with sea ice in proximity of arctic deltas: A review. Polarforschung 70, 123-134.

Reimnitz, E., Kempama, E. W., 1987. Field observations of slush-ice generated during freeze-up in Artic coastal waters. Marine Geology 77, 219-231.

Reimnitz, E., Kempema, E. W., Barnes, P. W., 1987. Anchor ice, seabed freezing, and sediment dynamics in shallow arctic seas. Journal of Geophysical Research 92.

Reimnitz, E., McCormick, M., McDougall, K., Brouwers, E., 1993. Sediment export by ice rafting from a coastal polynya, Arctic Alaska, USA. Arctic & Alpine Research 25, 83-98.

Renssen, H., Vandenberghe, J., 2003. Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews 22, 209-223.

Reynaud, J. Y., 1996. Architecture et évolution d'un banc sableux de Mer Celtique méridionale. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 256 pp.

Reynaud, J. Y., Tessier, B., Proust, J. N., Dalrymple, R., Marsset, T., DeBatist, M., Bourillet, J. F., Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). Sedimentology 46, 703-721.

Richmond, G. M., 1996. The INQUA-approved provisional Lower-Middle Pleistocene boundary In: C. Turner, Editors, The Early Middle Pleistocene in Europe, Balkema, Rotterdam (1996), pp. 319-327.

Richter, T. O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., De Haas, H., Van Weering, T. C. E. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. In "Geological Society Special Publication." pp. 39-50.

Rinterknecht, V. R., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E. J., Marks, L., Zelcs, V., Lunkka, J. P., Pavlovskaya, I. E., Piotrowski, J. A., Raukas, A., 2006. The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. Science 311, 1449-1452.

Rinterknetch, V. R., Pavlovskaya, I. E., Clark, P. U., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Brook, E. J., 2007. Timing of the last deglaciation in Belarus. Boreas 36, 307-313.

Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., Lundin, E., 2005. Large-scale development of the mid-Norwegian margin during the last 3 million years. Marine and Petroleum Geology 22, 33-44.

Roep, T. B., Holst, H., Vissers, R. L. M., Pagnier, H., Postma, D., 1975. Deposits of southward-flowing, Pleistocene rivers in the Channel region, nearWissant, N.W. France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 17, 289-308.

Rouillard, P., 2006. L'Eperon Brenot ou le haut de pente de la Marge Celtique: un exemple de sédimentation glaciomarine et contouritique contrôlée par les variations glacio-eustatiques. Rapport de Master 2, Université Bordeaux 1, 39 pp.

Ruddiman, W. F. (2001). "Earth's Climate Past and Future." W. H. Freeman, New York.

Ruddiman, W. F., 1977. Late Quaternary Deposition of Ice-Rafted Sand in the Subpolar North Atlantic (Lat. 40°N to 65°N). Geological Society of America Bulletin 88, 1813-1827.

Ruddiman, W. F., 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. Quaternary Science Reviews 22, 1597-1629.

Ruddiman, W. F., 2006. Orbital changes and climate. Quaternary Science Reviews 25, 3092-3112.

Sadler, E. H., Serson, H. V., 1981. Fresh Water Anchor Ice Along an Artic Beach. Artic 34, 62-63.

Sanchez Goni, M. F., Cacho, I., Turon, J. L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J. O., Shackleton, N. J., 2002. Synchroneity between marine and terrestrial responses to millenial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. Climate Dynamics 19, 95-105.

Sanchez Goni, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. Quaternary Science Reviews 27, 1136-1151.

Schreve, D. C., Bridgland, D. R., Allen, P., Blackford, J. J., Gleed-Owen, C. P., Griffiths, H. I., Keen, D. H., White, M. J., 2002. Sedimentology, palaeontology and archaeology of late Middle Pleistocene River Thames terrace deposits at Purfleet, Essex, UK. Quaternary Science Reviews 21, 1423-1464.

Schulz, K. G., Zeebe, R. E., 2006. Pleistocene glacial terminations triggered by synchronous changes in Southern and Northern Hemisphere insolation: The insolation canon hypothesis. Earth and Planetary Science Letters 249, 326-336.

Schumm, S., Kahn, H., 1972. Experimental Study of Channel Patterns. Bulletin of the Geological Society of America 83, 1755-1770.

Scourse, J. D., 1991. Late Pleistocene stratigraphy and palaeobotany of the Isles of Scilly. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B334, 405-448.

Scourse, J. D., Austin, W. E. N., Bateman, R. M., Catt, J. A., Evans, C. D. R., Robinson, J. E., Young, J. R., 1990. Sedimentology and micropaleontology of glacimarine sediments from the Central and Southwestern Celtic Sea. Special Publication of the Geological Society of London 53, 329-347.

Scourse, J. D., Furze, M. F. A., 2001. A critical review of the glaciomarine model for Irish sea deglaciation: evidence from southern Britain, the Celtic shelf and adjacent continental slope. Journal of Quaternary Science 16, 419-434.

Scourse, J. D., Hall, I. R., McCave, I. N., Young, J. R., Sugdon, C., 2000. The origin of Heinrich layers: evidence from H2 for European precursor events. Earth and Planetary Science Letters 182, 187-195.

Seidov, D., Maslin, M., 2001. Atlantic Ocean heat piracy and the bipolar climate see-saw during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events. Journal of Quaternary Science 16, 321-328.

Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D., Rokoengen, K., 1994. Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. Boreas 23, 1-13.

Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H., Nesje, A., 2000. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. Quaternary Science Reviews 19, 667-685.

Shackleton, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews 6, 183-190.

Shackleton, N. J., 1997. The Deep-Sea Sediment Record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. Quaternary International 40, 33-35.

Shackleton, N. J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science 289, 1897-1902.

Shackleton, N. J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D. V., Hall, M. A., Roberts, D. G., Schnitker, D., Baldauf, J. G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddlestun, P., Keene, J. B., Kaltenback, A. J., Krumsiek, K. A. O., Morton, A. C., Murray, J. W., Westberg-Smith, J., 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. Nature 307, 620-623.

Shackleton, N. J., Hall, M., 1984. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep-Sea Drilling Project hole 552a: Plio-Pleistocene glacial history. DSDP Initial Reports 81, 599-609.

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.

Shennan, I., Bradley, S., Milne, G., Brooks, A., Bassett, S., Hamilton, S., 2007. Relative sea-level changes, glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum. Journal of Quaternary Science 21, 585-599.

Shepard, F. P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 65, 1062-1077.

Shur, Y. L., Jorgenson, M. T., 2007. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. Permafrost and Periglacial Processes 18, 7-19.

Sicre, M. A., Labeyrie, L., Ezat, U., Duprat, J., Turon, J. L., Schmidt, S., Michel, E., Mazaud, A., 2005. Mid-latitude Southern Indian Ocean response to Northern Hemisphere Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters 240, 724-731.

Siddall, M., Bard, E., Rohling, E. J., Hemleben, C., 2006a. Sea-level reversal during termination II. Geology 34, 817-820.

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Scheizmer, I., Smeed, D. A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. Nature 423, 853-858.

Siddall, M., Stocker, T. F., Blunier, T., Spahni, R., McManus, J. F., Bard, E., 2006b. Using a maximum simplicity paleoclimate model to simulate millennial variability during the last four glacial periods. Quaternary Science Reviews 25, 3185-3197.

Siddall, M., Stocker, T. F., Blunier, T., Spahni, R., Schwander, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., 2007. Marine isotope stage (MIS) 8 millennial variability stratigraphically identical to MIS 3. Paleoceanography 22.

Sierro, F. J., Hoddel, D. A., J.H., C., Flores, J. A., Reguerra, I., Colmenero-Hidalgo, E., Barcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. Paleoceanography 20.

Sigman, D. M., Jaccard, S. L., Haug, G. H., 2004. Polar stratification in a cold climate. Nature 428, 59-63.

Skene, K. I., 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation. Journal of Sedimentary Research 68, 1077-1092.

Skene, K. I., Piper, D. J. W., 2006. Late Cenozoic evolution of Laurentian Fan: Development of a glacially-fed submarine fan. Marine Geology 227, 67-92.

Skinner, L. C., McCave, I. N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. Marine Geology 199, 181-204.

Smith, A. J., 1985. A catastrophic origin for the paleovalley system of the eastern English Channel. Marine Geology 64, 65-75.

Sparks, R. S. J., Bonnecaze, R. T., Huppert, H. E., Lister, J. R., Hallworth, M. A., Mader, H., Phillips, J., 1993. Sediment-laden gravity currents with reversing buoyancy. Earth and Planetary Science Letters 114, 243-257.

Spofforth, D. J. A., Pälike, H., Green, D., 2008. Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses. Paleoceanography 23.

Stocker, T. F., 1998. The seesaw effect. Science 282, 61-62.

Stokes, C. R., Clark, C. D., 2001. Palaeo-ice streams. Quaternary Science Reviews 20, 1437-1457.

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., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. Marine and Petroleum Geology 17, 125-135.

Stow, D. A. V., Piper, D. J. W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies model. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. Geological Society, Special Publication 15, 611-645.

Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P. J., Reimer, R. W., 2005. CALIB 5.0. [WWW program and documentation].

Suc, J. P., Bertini, A., Leroy, S. A. G., Suballyova, D., 1997. Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. Quaternary International 40, 37-42.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjaer, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., Stein, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews 23, 1229-1271.

Svendsen, J. I., Elverhøi, A., Mangerud, J., 1996. The retreat of the Barents Sea ice sheet on the western Svalbard margin. Boreas 25, 244-256.

Syvitski, J. P. M., Peckham, S. D., Hilberman, R., Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. Sedimentary Geology 162.

Syvitski, J. P. M., Smith, J. N., Calabrese, E. A., Boudreau, B. P., 1988. Basin sedimentation and the growth of prograding deltas. Journal of Geophysical Research 93, 6895-6908.

Szeremeta, N., Bassinot, F., Balut, Y., Labeyrie, L., Pagel, M., 2004. Oversampling of sedimentary series collected by giant piston corer: evidence and corrections based on 3.5-kHz chirp profiles. Paleoceanography 19.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne du Bassin Armoricain. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, 324 pages.

Thinon, I., Fidalgo-Gonzalez, L., Rehault, J. P., Olivet, J. L., 2001. Pyrenean deformations in the Bay of Biscay - Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 332, 561-568.

Thinon, I., Matias, L., Réhault, J. P., Hirn, A., Fidalgo-Gonzalez, L., Avedik, F., 2003. Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): A review of Norgasis seismic reflection and refraction data. Journal of the Geological Society 160, 99-116.

Thunell, R. C., Mortyn, P. G., 1995. Glacial climate instability in the Northeast Pacific Ocean. Nature 376, 504-506.

Törnqvist, T. E., Wallinga, J., Murray, A. S., De Wolf, H., Cleveringa, P., De Gans, W., 2000. Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: A first assessment. Global and Planetary Change 27, 89-111.

Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S., 2007. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 246, 354-366.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Cremer, M., Eynaud, F., Turon, J. L., Fontanier, C., Van Vliet Lanoë, B., Gibbard, P., soumis. Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European Ice Sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. Quaternary Science Reviews.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last european deglaciation and Heinrich events. Marine Geology 247, 84-103.

Tourenq, J., Pomerol, C., 1995. Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d' une pré-Loire pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (série II a) 320, 1163-1169.

Tripati, A. K., Eagle, R. A., Morton, A., Dowdeswell, J. A., Atkinson, K. L., Bahe, Y., Dawber, C. F., Khadun, E., Shaw, R. M. H., Shorttle, O., Thanabalasundaram, L., 2008. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. Earth and Planetary Science Letters 265, 112-122.

Tripsanas, E. K., Bryant, W. R., Slowey, N. C., Bouma, A. H., Karageorgis, A. P., Berti, D., 2007. Sedimentological history of Bryant Canyon area, northwest Gulf of Mexico, during the last 135 kyr (Marine Isotope Stages 1-6): A proxy record of Mississippi River discharge. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 246, 137-161.

Tripsanas, E. K., Piper, D. J. W., 2008. Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of Orphan Basin: Implications for meltwater dispersal in the southern Labrador Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 260, 521-539.

Turon, J. L., 1984. 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, 1-313.

Turon, J. L., 2002. Rapport scientifique de mission MD123-GEOSCIENCES. Les rapports de campagne à la mer, IPEV, Brest.

Turon, J. L., Bourillet, J. F., 2004. Rapport scientifique de mission MD141-ALIENOR. Les rapports de campagne à la mer, IPEV, Brest, pp.45.

Twichell, D. C., Kenyon, N. H., Parson, L. M., McGregor, B. A., 1991. Depositionnal Patterns of the Mississippi Fan Surface: Evidence from GLORIA II and High-Resolution Seismic Profiles. in: P. Weimer and M. L. Link (eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. New York, Springer-Verlag, 349-363.

Tzedakis, P. C., McManus, J. F., Hooghiemstra, H., Oppo, D. W., Wijmstra, T. A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years. Earth and Planetary Science Letters 212, 197-212.

Uehara, K., Scourse, J. D., Horsburgh, K. J., Lambeck, K., Purcell, A. P., 2006. Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. Journal of Geophysical Research 111, C09025, doi:10.1029/2006JC003531.

Ujvari, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z., 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. Quaternary Research 69, 421-437.

Vaillant, P., 1988. L'extrémité occidentale de la marge Nord Gascogne: Contexte stratigraphique, structural et cinématique. Implications géodynamiques. Thèse de doctorat. Université de Bretagne occidentale. pp. 278.

Valentin, H., 1957. Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland. Abhandlungen des Geographischen Institut der Freien Universität Berlin, 4, 1-86.

Van Huissteden, J., Gibbard, P. L., Briant, R. M., 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. Quaternary International 79, 75-88.

Van Leeuwen, R. J. W., Beets, D. J., Bosch, J. H. A., Burger, A. W., Cleveringa, P., Van Harten, D., Herngreen, G. F. W., Kruk, R. W., Langereis, C. G., Meijer, T., Pouwer, R., De Wolf, H., 2000. Stratigraphy and integrated facies analysis of the Saalian and Eemian sediments in the Amsterdam-Terminal borehole, the Netherlands. In Van Kolfschoten, Th. & Gibbard, P. L. (eds.): The Eemian - Local Sequences, Global Perspectives. Geologie en Mijnbouw-Netherlands Journal of Geosciences 79, 161-196.

Van Rooij, D., Blamart, D., Richter, T., Wheeler, A., Kozachenko, M., Henriet, J. P., 2006. Quaternary sediment dynamics in the Belgica mound province, Porcupine Seabight: ice-rafting events and contour current processes. International Journal of Earth Sciences doi:10.1007/s00531-006-0086-6.

Van Vliet Lanoe, B., 1989. Dynamics and extent of the Weichselian Permafrost in Western Europe (Stages 5e to 1). Quaternary International 3-4, 109-114.

Van Vliet, B., Langohr, R., 1981. Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. Catena 8, 137-154.

Van Vliet-Lanoe, B., Laurent, M., Bahain, J. L., Balescu, S., Falguères, C., Field, M., Hallégouët, B., Keen, D. H., 2000. Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: Regional and global stratigraphic implications. Journal of Geodynamics 29, 15-41.

Van Vliet-Lanoe, B., Valadas, B., Vergne, V., 1991. La paleogeographie de l'Europe Centre-Occidentale au Weichselien. Reflexions sur les paleosols et l'inertie climatique: La place du Massif Central. Quaternaire 2, 134-146.

Vandenberghe, J., 2000. A global perspective of the European chronostratigraphy for the past 650 kyr. Quaternary Science Reviews 19, 1701-1707.

Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. Quaternary Science Reviews 22, 2053-2060.

Vandenberghe, J., 2008. The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. Geomorphology 98, 275-284.

Vandenberghe, J., De Smedt, P., 1979. Palaeomorphology in the eastern Scheldt basin. Catena 6, 73-106.

Vandenberghe, J., Maddy, D., 2001. The response of river systems to climate change. Quaternary International 79, 1-3.

Vandenberghe, J., Pissart, A., 1993. Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost and Periglacial Processes 4, 121-135.

Vandenberghe, J., Woo, M. K., 2002. Modern and ancient periglacial river types. Progress in Physical Geography 26, 479-506.

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J. C., Michel, E., Becque, S., Van Weering, T. C. E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters 146, 13-27.

Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., Kaufmann, G., 2007. Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). Quaternary Science Reviews 26, 3249-3275.

Voelker, A. H. L., Grootes, P. M., Nadeau, M.-J., Sarnthein, M., 2000. Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25-53 kyr and their link to the Earth's magnetic field intensity. Radiocarbon 42, 437-452.

Voelker, A. H. L., Lebreiro, S. M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? Earth and Planetary Science Letters 245, 39-55.

Voelker, A. H. L., Sarnthein, M., Grootes, P. M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M. J., Schleicher, M., 1998. Correlation of marine 14C ages from the nordic seas with the GISP2 Isotope record: Implications for 14C calibration beyond 25 ka BP. Radiocarbon 40, 517-534.

Vorren, T. O., Hald, M., Edvardsen, M., Lind-Hansen, O. W., 1983. Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: general principles with a case study from the Norwegian shelf. Glacial deposits in north-west Europe, 61-73.

Vorren, T., Plassen, L., 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. Boreas 31, 97-125.

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., Bradley, R. S., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. Earth-Science Reviews 89, 79-96.

Waelbroeck, C., Duplessy, J. C., Michel, E., Labeyrie, L., Paillard, D., Duprat, J., 2001. The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. Nature 412, 724-727.

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

Wallinga, J., Törnqvist, T. E., Busschers, F. S., Weerts, H. J. T., 2004. Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine-Meuse fluvial record: The interplay of sea-level change, climate change and crustal movements. Basin Research 16, 535-547.

Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., Dorale, J. A., 2001. A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345-2348.

Wang, Y., Wu, J., Liu, D., Wu, J., Cai, Y., Cheng, H., 2002. A quick cooling event of the East Asian monsoon responding to Heinrich event 1: Evidence from stalagmite 18O records. Science in China, Series D: Earth Sciences 45, 88-96.

Washburn, A. L., 1979. Geocryology. A survey of periglacial processes and environment, Arnold Publ. London, pp. 406

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

Wessels, M., 1998a. Late-Glacial and Postglacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications. - in: Bäuerle, E. & Gaedke, U.: Lake Constance. Characterization of an ecosystem in transition. Archiv Hydrobiol. Suppl. 53: 411-449.

Wessels, M., 1998b. Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 140, 421-432.

Wetzel, A., 1993. The Transfer of River Load to Deep-Sea Fans: A Quantitative Approach. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 77, 1679-1692.

Wilson, L. J., Austin, W. E. N., Jansen, E., 2002. The last British Ice Sheet: growth, maximum extent and deglaciation. Polar Research 21, 243-250.

Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T., Schramm, C., 2007. Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. Sedimentary Geology 193, 105-129.

Winsemann, J., Asprion, U., Meyer, T., Schultz, H., Victor, P., 2003. Evidence of iceberg-ploughing in a subaqueous ice-contact fan, glacial Lake Rinteln, NW Germany. Boreas 32, 386-398.

Woerther, P., Bourillet, J. F., 2005. Exploitation des mesures faites avec les accéléromètres sur le carottier CAPYPSO - Mission SEDICAR4 - ALIENOR. Ifremer, Brest, TSI/SI/06/10, pp. 47 & 4 annexes.

Yokoyama, Y., Esat, T. M., Lambeck, K., 2001. Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. Earth and Planetary Science Letters 193, 579-587.

Zagwijn, W. H., 1973. Pollen-analytical studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 24, 139-156.

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., 2001. Les systèmes turbiditiques profonds de la marge Celtique-Armoricaine (Golfe de Gascogne): physiographie et évolution au cours des derniers 30.000 ans. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux 1, 291 pp.

Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G. A., Turon, J. L., Garlan, T., 2001. Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. Earth and Planetary Science Letters 188, 493-507.

Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Auffret, G., 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 20, 219-232.

Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters V26, 317-329.

Ziegler, P. A., 1981. Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. In: Hobson, C.D. (Eds), Petroleum geology of the continetal shelf of North-West Europe, Inst. Petr., London, 432-443.

Ziegler, P.A., 1987. Evolution of the Western Approaches area: an overview. Tectonophysics 137, 141-146.

Les périodes glaciaires du Pléistocène sont contemporaines de la croissance d'imposantes calottes de glace en Europe, et de la présence du Fleuve Manche qui s'écoulait entre la Grande-Bretagne et la France. Ce fleuve représentait un des plus grands systèmes fluviatiles ayant jamais existé en Europe de l'Ouest. A travers la reconstruction des transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne, nous discutons dans ce travail de l'amplitude des oscillations glaciaires et de la puissance du Fleuve Manche au cours des derniers 1,2 millions d'années. Les transferts sédimentaires augmentent significativement lors du développement majeur des calottes glaciaires il y a 900 000 ans et tout particulièrement lors du stade isotopique marin (MIS) 12, il y a 450 000 ans. Durant cette période, la fusion des calottes Britannique et Scandinave en Mer du Nord oblige les eaux d'Europe centrale à s'écouler dans le Golfe de Gascogne au travers du détroit du Pas-de-Calais, dont nous datons l'ouverture il y a 455 000 ans. Cette modification profonde du réseau de drainage européen rend possible une telle configuration lors des périodes glaciaires suivantes, et particulièrement lors des MIS 6 (~150 ka) et MIS 2 (~18 ka). Au cours de ces périodes, les apports sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne augmentent brutalement en réponse à la fonte des calottes, la compétence du Fleuve Manche devenant suffisamment importante pour charrier le sédiment issu de l'érosion glaciaire vers le Golfe de Gascogne. Le débit solide minimum du Fleuve Manche est ainsi estimé à 130×10^{6} t an^{-1} lors de la dernière déglaciation. Plus généralement, nous démontrons, pour la période étudiée, que les transferts sédimentaires sur la Marge Nord Gascogne et le fonctionnement des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain sont très majoritairement contrôlés par le climat. Par ailleurs, la reconnaissance des évènements de fonte des calottes européennes tout au long des derniers 1,2 millions d'années a permis, pour la première fois, la corrélation directe de la stratigraphie continentale européenne avec la stratigraphie isotopique marine.

Mots clés : Golfe de Gascogne, transferts sédimentaires, systèmes turbiditiques, Pléistocène, climat, glaciations, calottes glaciaires, Fleuve Manche, système glaciaire de Mer d'Irlande, réseau de drainage européen, corrélations terre-mer.

The Pleistocene has been period of fluctuating climate accompanied by prominent sea-level lowstands during the glacial intervals, when massive continental ice sheets extended from mountainous to lowland European areas. The retreat of the shoreline on the extensive present-day shallow continental shelf of the southern part of the British Isles induced the appearance of the 'Fleuve Manche' palaeoriver, one of the largest systems that drained the European continent. Sedimentary records from the Bay of Biscay offer an independent record allowing the reconstruction of the freshwater and sediment discharges of the 'Fleuve Manche', and the possibility of detecting the imprint of surrounding ice-sheet oscillations and attendant modification of hinterland drainage directions throughout the Pleistocene. For the last 1.2 Ma, the progressive development of extensive Pleistocene ice-sheets over Europe during cold periods favoured sedimentary transfers in the Bay of Biscay, particularly since MIS 12 when the British and Fennoscandian ice sheets merged in the North Sea for the first time, forcing the North Sea fluvial system to flow southwards through the Dover Strait, which opened 455 000 years ago according to our data. From this point onwards, the North Sea drainage, as well as meltwaters that flowed westwards along the southern margin of the Fennoscandian ice-sheet could drain into the Bay of Biscay, as reported through significant terrigenous supplies in the northern Bay of Biscay during the MIS 6 (*ca.*150 ka) and MIS 2 (*ca.*18 ka). We assume for example that sediment load delivered to the Bay of Biscay by the 'Fleuve Manche' reached 130×10^{6} t yr^{-1} at time of the last melting of the European ice sheet *ca.* 18 000 years ago. On the whole, we demonstrate, for the studied period, that climate forcing strongly affects the sediment transfer into the northern Bay of Biscay and the turbiditic activity of the Celtic and Armorican turbidite systems. Finally, the recognition of melting events of the European ice sheets throughout the last 1.2 Ma allows, for the first time, the correlation of the European continental glaciation-derived chronology with the marine isotope stratigraphy.

Keywords: Bay of Biscay, sediment transfer, turbidite systems, Pleistocene, climate, glaciations, ice sheets, 'Fleuve Manche' palaeoriver, glacial Irish Sea system, European fluvial system, Land-sea correlations.