



**Université Lille 1**

Ecole Doctorale « Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement »

**Laboratoire « Géosystèmes » - UMR CNRS 8157**

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Lille 1  
Spécialité : « Dynamique et Environnements Sédimentaires »

par

**Thomas SIONNEAU**

---

**Transferts Continent-Océan :  
Enregistrement du dernier cycle climatique par  
les sédiments terrigènes du Golfe du Mexique**

---

Soutenue le 5 Décembre 2008 à Villeneuve d'Ascq (59)  
devant le jury composé de :

**Francis GROUSSET**, Directeur de Recherche, OASU – Université de Bordeaux 1 ; rapporteur  
**Christian ROBERT**, Professeur, CEREGE – Aix en Provence ; rapporteur  
**Laurent LABEYRIE**, Professeur, UVSQ – Versailles ; examinateur  
**Nicolas TRIBOVILLARD**, Professeur, Université Lille 1 ; examinateur (Président du jury)  
**Brigitte VAN VLIET-LANOE**, Directrice de Recherche, Université de Brest ; directrice de thèse  
**Viviane BOUT-ROUMAZEILLES**, Chargée de Recherche, Université Lille 1 ; directrice de thèse



**Université Lille 1**

Ecole Doctorale « Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement »

**Laboratoire « Géosystèmes » - UMR CNRS 8157**

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Lille 1  
Spécialité : « Dynamique et Environnements Sédimentaires »

par

**Thomas SIONNEAU**

---

**Transferts Continent-Océan :  
Enregistrement du dernier cycle climatique par  
les sédiments terrigènes du Golfe du Mexique**

---

Soutenue le 5 Décembre 2008 à Villeneuve d'Ascq (59)  
devant le jury composé de :

**Francis GROUSSET**, Directeur de Recherche, OASU – Université de Bordeaux 1 ; rapporteur

**Christian ROBERT**, Professeur, CEREGE – Aix en Provence ; rapporteur

**Laurent LABEYRIE**, Professeur, UVSQ – Versailles ; examinateur

**Nicolas TRIBOVILLARD**, Professeur, Université Lille 1 ; examinateur (Président du jury)

**Brigitte VAN VLIET-LANOE**, Directrice de Recherche, Université de Brest ; directrice de thèse

**Viviane BOUT-ROUMAZEILLES**, Chargée de Recherche, Université Lille 1 ; directrice de thèse



*A Pierre, Robert et Fabien,*

*A toi...*



## REMERCIEMENTS

*Ahhhhh... les remerciements ! Enfin ! J'y suis arrivé ! Bien sûr, cette page n'est pour vous, cher lecteur, que la 3<sup>ème</sup> d'un ouvrage qui en compte plus de 300, mais pour moi, elle représente l'accomplissement de 4 longues années de travail.*

*Même si cette aventure au long cours est avant tout personnelle (la énième nuit blanche que je viens de passer et les poches sous les yeux sont là pour me le rappeler), elle n'aurait pas pu se réaliser sans l'apport de nombreuses personnes que je tiens à remercier.*

*Tout d'abord, un énorme merci à Viviane. Merci de m'avoir accordé ta confiance lorsque tu as accepté que je devienne ton premier thésard. Merci d'avoir été présente dans tous les moments importants de cette thèse (n'hésitant pas au passage à sacrifier quelques-unes de tes soirées, surtout dernièrement). Merci de ta gentillesse, de ta patience, de ta motivation communicative, de ta bonne humeur... Tu as grandement favorisé le bon déroulement de ces 4 années. Merci beaucoup...*

*Je remercie Brigitte d'avoir accepté d'être ma co-directrice de thèse. Merci de m'avoir fait partager ton enthousiasme, ton esprit critique et tes connaissances sur la dynamique glacielle. Merci de ta promptitude à répondre à mes questions et à corriger mes écrits. Merci enfin d'avoir anticipé l'après-thèse et de m'avoir aidé à trouver un post-doc.*

*Je tiens à remercier les deux rapporteurs de ce mémoire, Francis GROUSSET et Christian ROBERT d'avoir accepté de juger mon travail. Merci à Laurent LABEYRIE et à Nicolas TRIBOVILLARD de me faire l'honneur d'examiner cette thèse. Je tiens à tous vous exprimer ma reconnaissance pour l'intérêt que vous montrez pour ce travail en acceptant de faire parti de mon jury.*

*Pour valoriser une thèse, il faut écrire des articles et essayer, tant que possible, de les soumettre dans de bonnes revues. Si c'est bien parti pour cette thèse, je le dois beaucoup à Aloys BORY. Merci du temps que tu prends pour relire, avec attention, chacun des articles que je t'ai soumis. Et puis, ce qui est pratique, c'est que même si on n'a pas terminé de parler des corrections à apporter sur un paragraphe dans la journée, on peut en rediscuter le soir en se*

*croisant par hasard à un ciné-concert, une pièce de théâtre ou un festival de Jazz ;)*

*Travaillant sur le Golfe du Mexique, j'ai naturellement été amené à collaborer avec des collègues américains. Je voudrais ainsi remercier Pierre BISCAYE (LDEO), Benjamin FLOWER, Heather HILL et Jenna LODICO (USF), pour les données qu'ils m'ont communiquées et l'aide qu'ils m'ont apportée lors de la rédaction des différents articles.*

*Cette thèse a fait également l'objet d'une collaboration avec les parisiens du LSCE. J'y ai toujours été bien accueilli notamment par ses directrices successives, Elsa CORTIJO et Elisabeth MICHEL. Je remercie Catherine KISSEL pour m'avoir communiqué ses données de susceptibilité magnétique, et Gulay ISGUDER pour avoir été ma grande initiatrice du piquage de foraminifères planctoniques (il a fallu que je m'adapte à ton rythme mais j'y suis arrivé).*

*Tout au long de ces années lilloises (je suis arrivé un matin de septembre 2002, ça commence à dater !!!) j'ai côtoyé des professeurs (au sens enseignant du terme) qui sont devenus depuis des collègues. Merci à Alain TRENTESAUX (qui a été le premier à me faire connaître le grand monde de la recherche, les joies du carottage à marée montante en Baie d'Authie...), Armelle RIBOULLEAU (pour les données de MO mais je crois qu'il va falloir que tu me réexpliques le Tmax, le HI...), Bruno VENDEVILLE (pour m'avoir expliqué qu'en prenant un peu de sel et beaucoup de sédiments, on pouvait obtenir un joli mini-bassin\*), Christian GORINI (au fait, on ne devait pas analyser quelques profils sismiques...), François GUILLOT, Jacky FERRIERE et Olivier AVERBUCH (pour les discussions toujours très scientifiques [si si !] que nous avions devant les succulents repas du RU).*

*Merci à Deny (qui m'a appris à faire ma première lame orientée et qui a toujours su trouver des solutions pour mes problèmes de manip. notamment lors de la modélisation analogique du Bassin d'Orca), à Léa-Marie (pour m'avoir aidé à préparer les échantillons pour la DRX lorsque les cours phagocytèrent mon emploi du temps) et à Monique (toujours présente et de bon conseil pour nous épauler dans les démarches administratives).*

*Je ne sais pas s'il lira un jour ces quelques lignes mais je tiens à remercier Yang WANG (le premier étudiant que j'ai encadré) pour le travail qu'il a réalisé dans le cadre de sa licence sur la modélisation de la sédimentation argileuse dans le Bassin d'Orca. Ses résultats m'ont été d'une aide précieuse.*

---

*\* ce ne sont pas les termes qu'il a employé mais la tectonique salifère a été beaucoup plus simple, pour moi, après ses explications.*

*Au cours d'une thèse, on partage les souffrances, les joies et les peines de jeunes gens qui comme nous, se sont retrouvés chargés d'une mission de la plus haute importance : réaliser une thèse ! Merci aux anciens d'avoir guidé mes premiers pas de thésard : Merci Yvanous (alias la Mangouste), Juju (l'Aragorn lillois), Lolo (l'acteur principal de tous nos films de fin de thèse), Nico (Seigniiiiiiiiiez, avec qui je me suis bien marré à réaliser et monter ces films), Bruno (qui m'a appris à Surfer®). Une pensée amicale pour les thésards de ma génération : Marie (mais non t'es pas une tranche de foie de veau), Lucie (la p.l.), Aurélien (le norvégien), Yolaine (bon courage !), Marie-France (t'en es où ? moi j'ai fini :p), Hakim (tu vois je t'ai pas oublié ;)), Vince (c'est toi le prochain :p), Isabelle (l'héroïne de : « les Experts Brétigny »), Ousmane. Enfin bon courage aux plus jeunes et aux petits nouveaux : Jean-Carlos (je vais être plus dispo. si tu as envie que l'on confronte nos théories sur le Golfe du Mexique), Idrissa, Aurélien (le New Zealander), Nico 2 (Selliiiiiiiier, c'est presque pareil mais en fait pas du tout), Charlotte...*

*Je voudrais également remercier les professeurs et maîtres de conférences qui, par leur passion, m'ont donné l'envie de poursuivre toujours plus en avant mes études en géologie. Je pense notamment aux tourangeaux Jean-Jacques MACAIRE et Jean-Gabriel BREHERET et aux strasbourgeois Michel HOFFERT, André SCHAAF et Philippe DURINGER.*

*Je remercie les « Arts Osés » de m'avoir offert l'évasion dont a besoin tout thésard. Ma passion, c'est le théâtre et j'ai pu pleinement l'exprimer au cours de ces 4 années au sein de cette association extraordinaire. Merci Christophe, Marine, Mélanie, Emeline, Laurène, Aurore, Simon, Nor-el-Fateh, Maxime, Willy, Claire... J'ai vécu des moments très forts, à vos côtés, qui m'ont donné l'énergie nécessaire pour accomplir cette thèse. Je remercie plus particulièrement Perrine, Rija et Eric (qui sont devenus des amis et qui m'ont été d'un appréciable réconfort ses derniers temps). Merci à tous les trois.*

*Un immense merci aux joyeux drilles nouzillais que sont mes amis d'enfance (la vie sans vous n'aurait pas la même saveur) : Yann (« ça ira merci... au suivant ! »), Batmat (notre petit prince), Denis/Morgane (le réalisateur), Chop-Chop (bientôt papa !), Florian (alias Fabien Pelous), Julien (le globe trotter), grand Cédric (notre grand frère à tous), Léa et Floriane (les 2 irréductibles filles)... Je vais enfin pouvoir être un peu plus présent. Merci à vous de tout mon cœur...*

*Merci également à mes cousins Florent et Emile dont la présence, à des moments cruciaux de ma thèse, m'aura été très précieuse.*

*Frédérique, Michel, Claire, Yvan, Léa, Colin, merci à vous d'être qui vous êtes et merci pour ce que vous m'apportez, vous ne pourriez me faire plus grand plaisir et plus grand bonheur. Je vous aime.*

*J'ai, en écrivant, ces dernières lignes, une pensée particulière, pour toi, Virginie... pour un 7 avril... pour des soleils... pour un petit poucet... pour un tango... pour un voilier... pour un repas magique sous la pluie des tropiques...*

*« ...Telle est ma quête, Suivre l'étoile, Peu m'importent mes chances, Peu m'importe le temps... » \**

*Enfin, je veux dédier ce mémoire à trois personnes qui m'ont été très chères et qui resteront gravées en moi.*

*A mon grand-père Pierre SIONNEAU, qui m'aura appris la saveur des choses simples. Je me rappellerai toujours de ses admirables jeux de mots et d'esprit, de ces parties de pêche durant lesquelles je ne pouvais m'empêcher de parler et d'emmêler ma ligne dans les arbres (ce qui avait le don de t'énerver), de ces cabanes de feuillage que tu nous fabriquais quand nous étions petits, de tes fromages à l'eau de vie... A toi pépé*

*A mon grand-père Robert CARRE, qui m'aura appris le sens de la fête, des histoires, de la danse et des chansons. Si aujourd'hui, je suis un bon danseur, c'est grâce à tes premières leçons de salsa lorsque j'avais 7/8 ans... Je me rappellerai toujours des bans que tu savais théâtralement clamer lors des grandes occasions... voilà peut être d'où je tiens mon goût du théâtre... A toi papy*

*A mon ami d'enfance Fabien JAMET, qui nous a quittés bien trop tôt. Comment pourrai-je oublier ces matchs de basket où nous portions haut les couleurs du village, ces soirées à la MJN ou à l'étang, ton interprétation magistrale d'Alain CRUSTE, ta vraie-fausse passion pour Richard GOTAINER, le jeu des coussins dans le noir... Tu manques énormément à la bande nouzillaise... A toi Fabulous Fab*

---

*\* Jacques BREL (L'Homme de la Mancha)*

# SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION.....</b>	<b>15</b>
1. Présentation et Objectifs.....	17
2. Organisation du Mémoire.....	21
<b>PARTIE I.</b>	
<b>CADRE D'ETUDE.....</b>	<b>23</b>
<b>Chapitre 1. Le Golfe du Mexique.....</b>	<b>25</b>
1.1. Histoire géologique du Golfe du Mexique.....	28
1.2. Géomorphologie actuelle.....	29
1.2.1. <i>La province carbonatée</i> .....	29
1.2.2. <i>La province terrigène</i> .....	31
1.3. Circulation océanique et apports fluviatiles.....	33
1.4. La marge continentale nord.....	36
<b>Chapitre 2. Les bassins d'Humphrey et d'Orca.....</b>	<b>41</b>
2.1. Le Bassin d'Humphrey.....	43
2.2. Le Bassin d'Orca.....	51
<b>Chapitre 3. La calotte glaciaire Laurentide.....</b>	<b>55</b>
3.1. Evolution de la calotte glaciaire Laurentide depuis l'Eémien (120 ka).....	60
3.1.1. <i>La calotte Laurentide au Sangamonien (~MIS 5 ; 130-80 ka BP)</i> .....	64
3.1.2. <i>La calotte Laurentide au Wisconsinien inférieur (~MIS 4 ; 80-65 ka BP)</i> .....	65
3.1.3. <i>La calotte Laurentide au Wisconsinien moyen (~MIS 3/début du MIS 2 ; 65-23 ka BP)</i> .....	66
3.1.4. <i>La calotte Laurentide au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène (à partir de 23 ka BP environ)</i> .....	68
3.2. Impacts de la calotte glaciaire Laurentide sur le climat.....	75
3.2.1. <i>Impact de la calotte Laurentide sur la circulation atmosphérique</i> .....	75
3.2.2. <i>La distribution des précipitations au LGM sur le continent Nord Américain</i> .....	78
3.2.3. <i>Influence sur le climat des écoulements d'eau de fonte de la calotte Laurentide</i> .....	80
<b>PARTIE II.</b>	
<b>MATERIEL ET ANALYSES.....</b>	<b>83</b>
<b>Chapitre 4. Les carottes MD02-2552 et MD03-2641.....</b>	<b>85</b>

4.1. La carotte MD02-2552.....	87
4.1.1. Description de la carotte MD02-2552.....	90
4.1.2. Analyses effectuées sur la carotte MD02-2552.....	92
4.2. La carotte MD03-2641.....	93
4.2.1. Description de la carotte MD03-2641.....	95
4.2.2. Analyses effectuées sur la carotte MD03-2641.....	97
<b>Chapitre 5. Analyses isotopiques et sédimentaires.....</b>	<b>99</b>
5.1. L'analyse des isotopes de l'oxygène et du carbone.....	101
5.2. La granulométrie laser.....	103
5.3. La minéralogie des argiles.....	104
<b>PARTIE III.</b>	
<b>RESULTATS.....</b>	<b>109</b>
<b>Chapitre 6. Répartition des minéraux argileux dans la région du bassin versant du Mississippi et dans les sédiments de surface du nord du Golfe du Mexique : Sources et transport.....</b>	<b>111</b>
Résumé.....	113
Abstract.....	116
6.1. Introduction.....	116
6.2. Samples.....	118
6.3. Methods.....	123
6.4. Clay mineral distribution.....	124
6.4.1. Clay mineral distributions in and around the Mississippi River watershed.....	124
6.4.2. Distribution in the northern Gulf of Mexico.....	129
6.5. Main clay mineral provinces of the United States of America east of the Rocky Mountains.....	129
6.6. River inputs into the Gulf of Mexico and oceanographic implications.....	131
6.6.1. River inputs.....	131
6.6.2. Differential settling.....	133
6.6.3. Oceanic processes.....	134
6.7. Conclusions.....	135
<b>Chapitre 7. Relations entre l'enregistrement terrigène du Bassin d'Orca, les paléo-crues du Mississippi, l'évolution de la calotte Laurentide et les variations climatiques à hautes latitudes.....</b>	<b>137</b>
7.1. Introduction.....	139
7.2. Modèle d'âge de la MD02-2552.....	142
7.3. Résultats.....	146
7.3.1. Granulométrie des sédiments du Bassin d'Orca.....	147
7.3.2. Teneur en CaCO <sub>3</sub> des sédiments du Bassin d'Orca.....	149
7.3.3. Minéralogie des argiles du Bassin d'Orca.....	150

7.4. Interprétations.....	153
7.4.1. <i>Les différents types d'apports terrigènes au sein du Bassin d'Orca au cours du dernier cycle climatique.....</i>	153
7.4.2. <i>Enregistrement terrigène des débâcles d'eau de fonte depuis 21 ka BP..</i>	157
7.4.3. <i>Relations entre l'enregistrement terrigène du Bassin d'Orca et les fluctuations rapides au cours MIS3 (~55-21 ka BP).....</i>	168
7.5. Conclusions.....	174
<b>Chapitre 8. Paléocéanographie et enregistrement sédimentaire du Bassin 4 (Bassin d'Humphrey).....</b>	<b>179</b>
8.1. Introduction.....	181
8.2. Résultats.....	183
8.2.1. <i>Grains détritiques non biogènes, abondance de G. ruber, réflectance (L*) et limites des unités sédimentaires de la carotte MD03-2641.....</i>	183
8.2.2. <i>Stratigraphie isotopique du Bassin 4 et implications paléocéanographiques.....</i>	187
8.2.3. <i>Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments du Bassin 4.....</i>	192
8.3. Relations entre la paléocéanographie du nord-ouest du Golfe du Mexique et les apports terrigènes au sein du Bassin 4.....	196
8.3.1. <i>La transition MIS 6-MIS 5-e (~130 ka BP).....</i>	198
8.3.2. <i>Le MIS 5 (~130-80 ka BP).....</i>	199
8.3.3. <i>Le MIS 4 et le début du MIS 3 (~80-40 ka BP).....</i>	201
8.3.4. <i>La fin du MIS 3 (~40-25 ka BP).....</i>	202
8.3.5. <i>Le MIS2 et le MIS 1 (~25-0 ka BP).....</i>	204
8.4. Conclusions.....	206
8.5. La Terminaison II : Hypothèse élaborée après discussions avec le jury (notamment avec Laurent Labeyrie).....	209
<b>PARTIE IV.</b>	
<b>SYNTHESE ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>211</b>
V.1. Synthèse.....	213
V.2. Perspectives.....	221
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>223</b>
<b>ANNEXES.....</b>	<b>257</b>
Annexe 1. Sédimentation silto-argileuse au travers d'une interface eau de mer/saumure	259
Annexe 2. Cartes d'extension de la calotte glaciaire Laurentide à différentes époques (Dyke, 2004).....	273
Annexe 3. Données obtenues sur le Bassin d'Orca.....	287
Annexe 4. Données obtenues sur le Bassin d'Humphrey.....	307
Annexe 5. On the provenance of freshwater pulses in the Gulf of Mexico during the last deglaciation: Evidence from grain size and clay mineralogy (submitted in QR).....	327

# FIGURES

## Introduction

<b>Figure I.</b> : Cartes simplifiées représentant la circulation thermohaline globale (A) et au niveau de l'Atlantique Nord et de l'Océan Arctique (B) (d'après Rahmstorf, 2006).....	18
--	----

## Chapitre 1

<b>Figure 1.1</b> : Carte de localisation géographique du Golfe du Mexique.....	27
<b>Figure 1.2</b> : Coupe schématique Nord-Sud du Golfe du Mexique (d'après Nairn et Stehli, 1975 ; Salvador, 1991).....	28
<b>Figure 1.3</b> : Carte bathymétrique du Golfe du Mexique indiquant la position des différentes provinces physiologiques (d'après Bryant et al., 1991).....	30
<b>Figure 1.4</b> : Photographie satellite du delta côtier du Mississippi. Les positions du delta à différentes époques ont été indiquées par des zones de couleurs : (1) 4,6 ka BP ; (2) 3,5-2,8 ka BP ; (3) 2,8-1 ka BP ; (4) 1-0,3 ka BP ; (5) 0,75-0,5 ka BP et (6) 0,55 ka BP-actuel (d'après Coleman, 1988).....	32
<b>Figure 1.5</b> : Circulation océanique générale dans le Golfe du Mexique (d'après Vukovich et Crissman, 1986 ; Inoue et Welsh, 1996 ; Schmitz, 2003 ; Fan et al., 2004 ; Ohlmann et Niiler, 2005 ; Smith et Jacobs, 2005).....	34
<b>Figure 1.6</b> : Vitesses des courants océaniques au niveau du canal du Yucatan (en cm/s) le 28 décembre 1992 (d'après Sheinbaum et al., 2002 ; Oey et al., 2005).....	34
<b>Figure 1.7</b> : Modélisation de la formation d'un courant circulaire anticyclonique par scission du « Loop Current » (d'après Inoue et Welsh, 1996).....	35
<b>Figure 1.8</b> : Réponses structurales potentielles à la charge d'un prisme sédimentaire sur un niveau de sel. A : stade initial ; B : subsidence différentielle du prisme ; C : étalement gravitaire (d'après Vendeville, 2005).....	37
<b>Figure 1.9</b> : Etalement gravitaire d'un lobe sédimentaire (d'après Gaullier et Vendeville, 2005).....	38
<b>Figure 1.10</b> : Schéma illustrant la formation des diapirs de sel et des « mini-bassins » (d'après Nelson, 1991, Vendeville, 2005).....	39
<b>Figure 1.11</b> : Carte bathymétrique de la pente continentale du Texas et de la Louisiane (Diegel et al., 1995).....	40

## Chapitre 2

<b>Figure 2.1</b> : Localisation des bassins d'Humphrey et d'Orca.....	43
<b>Figure 2.2</b> : Carte topographique en perspective du « Brazos-Trinity slope system » avec la position des 4 mini-bassins (d'après Pirmez et Droxler, 2006).....	44
<b>Figure 2.3</b> : Carte bathymétrique du bassin 4 (Bassin d'Humphrey ; d'après Mallarino et al., 2006).....	45
<b>Figure 2.4</b> : Carte paléogéographique du nord-ouest du Golfe du Mexique durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; d'après Anderson et al., 2004).....	46
<b>Figure 2.5</b> : Profils sismiques à haute résolution (profile A) et à 3,75 kHz (profile B) illustrant le remplissage sédimentaire du bassin 4 (d'après Mallarino et al., 2006).....	48
<b>Figure 2.6</b> : Corrélation de 15 carottes prélevées au sein du bassin 4, basée sur l'étude des six unités sédimentaires définies par Mallarino et al. (2006).....	50
<b>Figure 2.7</b> : Bathymétrie du Bassin d'Orca (d'après Shokes et al., 1977).....	51
<b>Figure 2.8</b> : Profil sismique réalisé au niveau du Bassin d'Orca montrant l'interface entre l'eau de	

<i>mer et la saumure (d'après Trabant et Presley, 1978).....</i>	52
<b>Figure 2.9</b> : <i>Profils de salinité et de l'oxygène dissous dans les eaux du Bassin d'Orca en fonction de la profondeur (d'après Tribovillard et al., 2008).....</i>	53

### Chapitre 3

<b>Figure 3.1</b> : <i>Extension des calottes glaciaires Laurentide, de la Cordillère et Groenlandaise au LGM (d'après Fulton et Prest, 1987 ; Occhietti, 1987 ; Dyke et al., 2002 ; Dyke, 2004).....</i>	58
<b>Figure 3.2</b> : <i>Rebond isostatique de l'Amérique du Nord, il y a 8000 ans BP. Les lignes ont été interpolées à partir de paléo-plages et de paléo-rivages de lacs proglaciaires (Dyke, 1996).....</i>	59
<b>Figure 3.3</b> : <i>Courbe normalisée LR04 du <math>\delta^{18}O_{\text{benthique}}</math> (Lisiecki et Raymo, 2005) et stades isotopiques associés pour le dernier cycle climatique.....</i>	61
<b>Figure 3.4</b> : <i>Simulation numérique sur l'ensemble du dernier cycle glaciaire : (a) du volume de glace de la calotte Laurentide et (b) de sa superficie (d'après Marshall et Clarke, 1999).....</i>	61
<b>Figure 3.5</b> : <i>Schéma expliquant le mécanisme de « construction-démantèlement » (ou surge ; d'après McAyeal ; 1993).....</i>	62
<b>Figure 3.6</b> : <i>Nomenclature canadienne du Quaternaire utilisée dans les études qui traitent des aspects temporels de la calotte glaciaire Laurentide (Fulton et Prest, 1987).....</i>	63
<b>Figure 3.7</b> : <i>Extension et épaisseur des calottes Laurentide et de la Cordillère, il y a 110 ka BP d'après la modélisation numérique de Marshall et al. (2000).....</i>	64
<b>Figure 3.8</b> : <i>Modélisation de l'épaisseur et l'extension des calottes glaciaires Laurentide et de la Cordillère au début et à la fin du Wisconsinien inférieur (d'après Marshall et al., 2000).....</i>	65
<b>Figure 3.9</b> : <i>Modèle hypothétique de la croissance de la calotte Laurentide après le MIS 5 (après ~80 ka BP ; Vincent et Prest, 1987).....</i>	66
<b>Figure 3.10</b> : <i>Extension probable de la calotte Laurentide vers 32-35,5 ka BP (aire blanche). La ligne noire représente l'extension maximale de la calotte au LGM (d'après Dyke et al., 2002).....</i>	67
<b>Figure 3.11</b> : <i>Cartes d'extension des calottes Laurentide, de la Cordillère et Groenlandaise de 20,8 à 8,4 ka BP (Dyke, 2004).....</i>	69
<b>Figure 3.12</b> : <i>Positionnement du front polaire océanique depuis le LGM (d'après Ruddiman et McIntyre, 1981).....</i>	73
<b>Figure 3.13</b> : <i>Enregistrement du <math>\delta^{18}O</math> dans la calotte de glace groenlandaise GISP2 (d'après Dansgaard et al., 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000).....</i>	73
<b>Figure 3.14</b> : <i>Pression atmosphérique moyenne en janvier durant le LGM, simulée numériquement par le modèle PMM5 (Toracinta et al., à soumettre).....</i>	76
<b>Figure 3.15</b> : <i>Température atmosphérique de janvier (en °C) durant le LGM, simulée numériquement par le modèle PMM5 (Toracinta et al., à soumettre).....</i>	76
<b>Figure 3.16</b> : <i>Vents de surface (<math>m \times s^{-1}</math>) de janvier durant le LGM (Toracinta et al., à soumettre).....</i>	77
<b>Figure 3.17</b> : <i>Altitude moyenne (m) du géopotential de 500 hPa (Toracinta et al., à soumettre). Les lignes noires épaisses indiquent la position approximative des 2 branches du Jet Stream (d'après Kutzbach et Wright, 1985).....</i>	77
<b>Figure 3.18</b> : <i>Différence de précipitations (a) et d'évaporation incluant la sublimation (b) pour les mois d'été entre les essais numériques du modèle LGM et du présent (Broccoli et Manabe, 1987).....</i>	79
<b>Figure 3.19</b> : <i>Superficie totale couverte par le Lac Agassiz au cours de ses 5000 ans d'histoire. Les principaux chemins des déversements du lac sont indiqués par les flèches noires (Leverington et Teller, 2003 ; Teller et al., 2005).....</i>	81

### Chapitre 4

<b>Figure 4.1</b> : <i>Schéma du carottier géant Calypso.....</i>	88
<b>Figure 4.2</b> : <i>Photographie du carottier carré.....</i>	89

<b>Figure 4.3</b> : Localisation des carottes MD02-2550C2, MD02-2551 et MD02-2552.....	89
<b>Figure 4.4</b> : Description sédimentaire de la carotte MD02-2552.....	91
<b>Figure 4.5</b> : Localisation des carottes MD03-2633 (33) à MD03-2647 (47 ; d'après Mallarino et al., 2006).....	93
<b>Figure 4.6</b> : Photographie des sections I à XV de la carotte MD03-2641.....	94
<b>Figure 4.7</b> : Photographie des sections XVI à XXVII de la carotte MD03-2641.....	95

## **Chapitre 5**

<b>Figure 5.1</b> : Photographies, d'un <i>G. ruber</i> blanc, prises au MEB (Wang, 2000).....	102
<b>Figure 5.2</b> : Courbe de distribution de la taille des particules de l'échantillon V3764b (MD02-2552) donnée par le Mastersizer 2000.....	103
<b>Figure 5.3</b> : Schéma représentant le prélèvement de la fraction inférieure à 2 µm à l'aide d'une seringue (Holtzapf, 1985).....	106
<b>Figure 5.4</b> : Exemple des trois diffractogrammes obtenus pour un échantillon (V3946) de la carotte MD02-2552.....	107

## **Chapitre 6**

<b>Figure 6.1</b> : Mean currents of the Gulf of Mexico (adapted from Vukovich and Crissman, 1986; Schmitz, 2003; Fan et al., 2004; Ohlmann and Niiler, 2005; Smith and Jacobs, 2005).....	118
<b>Figure 6.2</b> : Location of the 67 marine cores (1–67) recovered during RVs Robert Conrad, Vema, Atlantis and Marion Dufresne cruises.....	120
<b>Figure 6.3</b> : Geomorphologic provinces of the Gulf of Mexico.....	120
<b>Figure 6.4</b> : Location of the 28 North American (1–28) sites used in the study. The extension of the Mississippi River and Rio Grande River watersheds are respectively represented in light grey and dark grey (Brown et al., 2005; Dahm et al., 2005; Delong, 2005; Galat et al., 2005; Matthews et al., 2005; White et al., 2005).....	122
<b>Figure 6.5</b> : Location of rivers and main geological provinces (loess province, yellow-red tropical soils, Llano Estacado, Appalachians and Rocky Mountains).....	122
<b>Figure 6.6</b> : Distribution of smectite (a) and illite (b) over the North American continent east of the Rocky Mountains and in the Northern Gulf of Mexico.....	125
<b>Figure 6.7</b> : Distribution of kaolinite (a) and chlorite (b) on the studied area.....	127
<b>Figure 6.8</b> : Distribution of the (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) ratio.....	128
<b>Figure 6.9</b> : Map of the four major clay mineral provinces over the United States.....	131

## **Chapitre 7**

<b>Figure 7.1</b> : Positions des principales provinces argileuses du continent nord américain (Sionneau et al., 2008), des marges sud des calottes glaciaires Laurentide et de la Cordillère à 19,1 cal ka BP (Dyke, 2004) et du Bassin d'Orca (Shokes et al., 1977).....	141
<b>Figure 7.2</b> : Susceptibilité magnétique des trois carottes jumelles prélevées au sein du Bassin d'Orca (MD02-2550, 2551, 2552).....	144
<b>Figure 7.3</b> : Correspondance entre les profondeurs des carottes MD02-2250 et MD02-2551 et la profondeur de MD02-2552.....	145
<b>Figure 7.4</b> : Modèle d'âge de la carotte MD02-2252.....	146
<b>Figure 7.5</b> : Variations granulométriques (taille moyenne des particules en µm et % des diverses classes granulométriques) des sédiments terrigènes (décarbonatés) du Bassin d'Orca.....	148
<b>Figure 7.6</b> : Evolution du rapport entre le matériel terrigène non cohésif (sables et silts non cohésifs) et cohésif (silts cohésifs et argiles) et de la teneur en CaCO <sub>3</sub> (%) dans les sédiments du Bassin d'Orca.....	150
<b>Figure 7.7</b> : Evolution des teneurs (%) des différents minéraux argileux et du rapport S/(I+C).....	152
<b>Figure 7.8</b> : Corrélation entre l'aires des pics de l'illite et de la chlorite sur l'ensemble de	

<i>l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552</i> .....	153
<b>Figure 7.9</b> : Comparaisons entre (A) le rapport de minéraux argileux S/(I+C) et (B) la teneur en $C_{org}$ (TOC) des sédiments de la carotte MD02-2552 (Tribovillard et al., 2008 ; Riboulleau, données non publiées) ; les arrivées d'eau de fonte au niveau (C) du Bassin d'Orca (Flower et al., 2004) et (D) de la pente continentale de la Louisiane (Aharon, 2003) ; (E) les arrivées importantes d'eau de fonte calculées par la modélisation de Tarasov et Peltier (2006) ; et (F) les variations du $\delta^{18}O$ de la carotte de glace groenlandaise GISP2 (Dansgaard et al., 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000). La durée du HI a été également indiquée (Bond et al., 1992 ; Vidal et al., 1997).....	158
<b>Figure 7.10</b> : Evolution de la marge sud de la calotte Laurentide de 19,1 à 12,9 ka (d'après Dyke, 2004). Les flèches des images e, f, g et h indiquent les différents drainages de la marge sud de la calotte Laurentide (Tarasov et Peltier, 2006).....	162
<b>Figure 7.11</b> : Evolutions des teneurs en kaolinite dans les sédiments du Bassin d'Orca et de l'insolation de juillet à 25°N de latitude.....	167
<b>Figure 7.12</b> : Comparaison du rapport S/(I+C) et des teneurs en kaolinite des sédiments du Bassin d'Orca (MD02-2552) avec l'évolution du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques de ce même bassin (MD02-2550 ; Hill et al., 2006) et avec l'enregistrement isotopiques de la carotte groenlandaise GISP2 (Dansgaard et al., 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000).....	171
<b>Figure 7.13</b> : Cartes illustrant les variations des apports détritiques du Mississippi (flèches discontinues épaisses arrivant au sein du Golfe du Mexique) et de l'itinéraire probable des masses d'air tropical provenant du Golfe du Mexique (flèches épaisses) en fonction des conditions climatiques lors des oscillations de Dansgaard-Oeschger.....	173

## Chapitre 8

<b>Figure 8.1</b> : Charte chronostratigraphique du Pléistocène supérieur et de l'Holocène pour le nord du Golfe du Mexique (d'après Mallarino et al., 2006).....	182
<b>Figure 8.2</b> : Teneurs en grains détritiques non biogènes (en nb/g), nombre de <i>G. ruber</i> piqués et valeurs du $L^*$ (en %) des sédiments de la carotte MD03-2641.....	185
<b>Figure 8.3</b> : Enregistrements du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ déterminés à partir de tests de <i>G. ruber</i> (rose, 250-315 $\mu m$ ) de la carotte MD03-2641.....	187
<b>Figure 8.4</b> (page suivante) : Proposition de corrélations entre les enregistrements du $\delta^{18}O$ des carottes MD03-2641 (cette étude) et MD03-2642 (Mallarino et al., 2006) du Bassin 4 et celui réalisé par Ziegler et al. (2008) au nord du Golfe du Mexique (MD02-2575).....	189
<b>Figure 8.5</b> : Variations des teneurs des différents minéraux argileux des sédiments du Bassin 4.....	193
<b>Figure 8.6</b> : Corrélation entre l'aires des pics de l'illite et de la chlorite sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD03-2641.....	195
<b>Figure 8.7</b> : Comparaison du $\delta^{18}O$ , du $\delta^{13}C$ , des rapports de minéraux argileux S/(I+C) et K/C, et de la réflectance ( $L^*$ ) des sédiments du Bassin 4 (MD03-2641).....	197
<b>Figure 8.8</b> : Corrélations entre les enregistrements du $\delta^{18}O$ et du rapport de minéraux argileux S/(I+C) du Bassin 4 (MD03-2641) et l'enregistrement du rapport S/(I+C) du Bassin d'Orca (MD02-2552).....	203
<b>Figure 8.9</b> : Nouvelle proposition de corrélations entre les enregistrements du $\delta^{18}O$ des carottes MD03-2641 (cette étude) et MD03-2642 (Mallarino et al., 2006) du Bassin 4 et celui réalisé par Ziegler et al. (2008) au nord du Golfe du Mexique (MD02-2575).....	210

## TABLEAUX

<b>Tableau 3.I :</b> <i>Volume et épaisseur de la calotte glaciaire Laurentide lors du LGM déterminés par différentes modélisations numériques (d'après Licciardi et al., 1998).....</i>	57
<b>Tableau 3.II :</b> <i>Age, débit et itinéraires de déversements d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide (d'après Fisher et al., 2002 ; Teller et al., 2002, 2005 ; Aharon, 2003 ; Donnelly, 2005).....</i>	81
<b>Table 6.I:</b> <i>Location, water depth and clay mineral composition of surface sediments from the Northern Gulf of Mexico.....</i>	119
<b>Table 6.II:</b> <i>Location, sediment type and clay mineral composition of sites from North America.....</i>	121
<b>Tableau 8.I :</b> <i>Dates <sup>14</sup>C AMS utilisées pour réaliser le modèle d'âge.....</i>	143

---

---

# **INTRODUCTION**

---

---



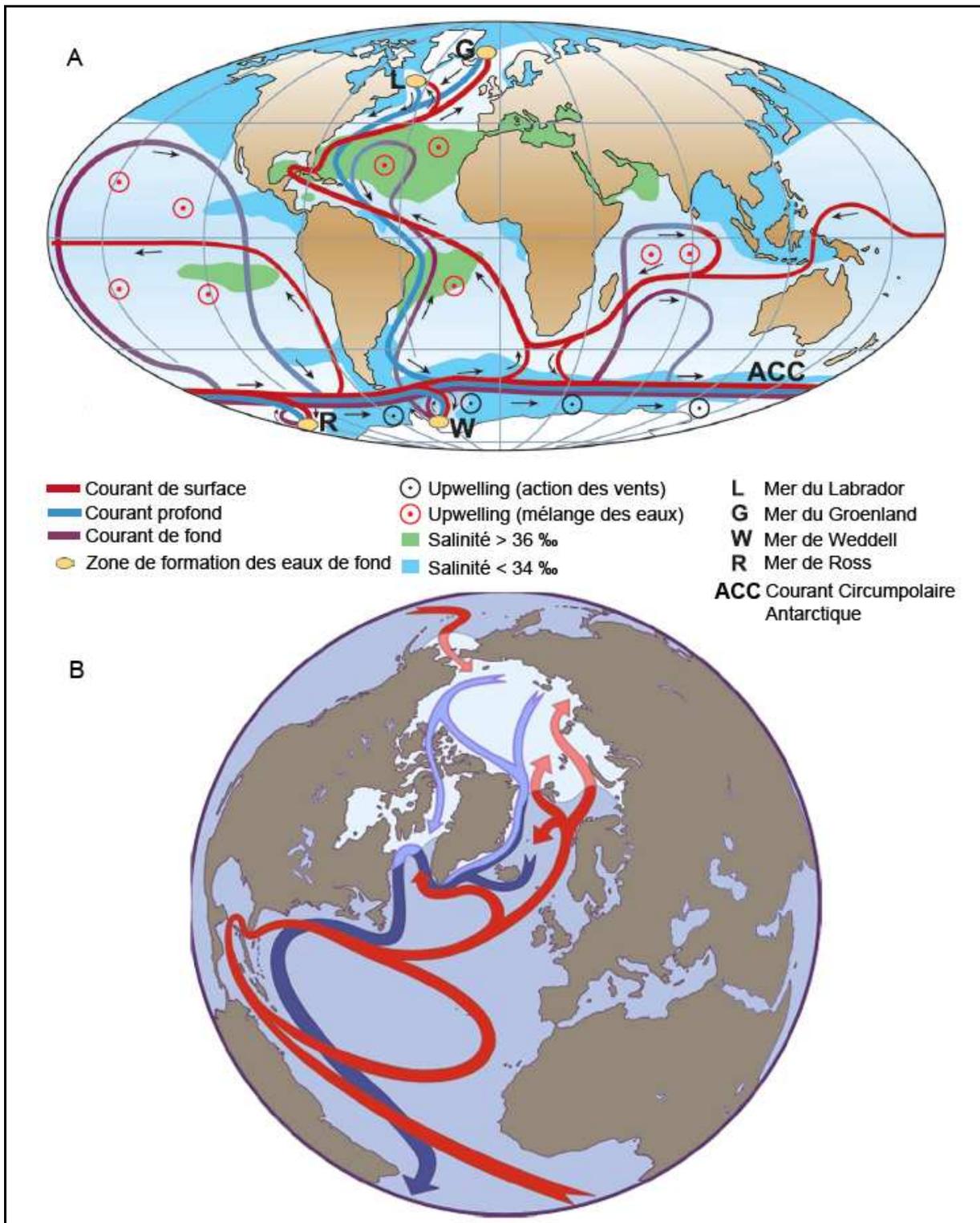
# INTRODUCTION

## 1. Présentation et Objectifs

Bien comprendre le système climatique global et les phénomènes pouvant perturber son fonctionnement - afin de prévoir la façon dont il va évoluer dans le futur en réponse aux modifications environnementales d'origine essentiellement anthropique - est un des grands challenges de la science moderne.

La circulation océanique joue un rôle majeur dans le système climatique en participant à la redistribution de la chaleur depuis les basses vers les hautes latitudes. Le schéma de la circulation thermohaline atlantique en constitue un bon exemple (Broecker, 1991 ; Bond, 1995 ; Fig.I). Le Gulf Stream, courant océanique de surface chaud et salé, prend naissance au niveau du Golfe du Mexique. Il libère sa chaleur dans l'atmosphère au fur et à mesure de sa remontée vers l'Atlantique Nord, permettant au climat de l'Europe de l'ouest d'être jusqu'à 10°C plus chaud que la moyenne latitudinale (Rahmstorf, 2000, 2006). Les eaux du Gulf Stream, en se refroidissant, deviennent de plus en plus denses et finissent par plonger au niveau des mers du Groenland et du Labrador pour former les masses d'eau profondes nord-atlantique (North Atlantic Deep Water : NADW). Cette densification des eaux océaniques de surface est localement accentuée par effet de sur-salure, lors de la formation de glace de mer. Les masses d'eau profondes s'écoulent sur le fond de l'Océan Atlantique vers le sud pour rejoindre le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC *in* Fig.IA). La plongée de ces masses d'eau profondes, qui se fait à un débit d'environ  $17 \pm 4$  Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  ; Rahmstorf, 1995), entraîne, par conservation du volume, un appel des eaux de surface chaudes en provenance de l'Atlantique Sud, ce qui explique pourquoi les océanographes anglo-saxons baptisent cette circulation thermohaline du nom de « *Great Conveyor Belt* » (= grand tapis roulant).

La circulation thermohaline est très sensible aux variations de salinité des eaux de surface de l'Océan Atlantique Nord (Broecker *et al.*, 1985 ; 1990a ; Broecker, 1997). Une



**Figure I :** Cartes simplifiées représentant la circulation thermohaline globale (A) et au niveau de l'Atlantique Nord et de l'Océan Arctique (B). Les courants de surface sont en rouge, les masses d'eau profondes nord-atlantique (NADW) en bleu. La surface claire (B) représente l'extension de la banquise en hiver (d'après Rahmstorf, 2006).

chute de l'évaporation ou une arrivée d'eau douce peuvent ainsi provoquer une forte diminution de son intensité, voire un arrêt quasi complet (Broecker, 1990 ; Rahmstorf, 1994, 1995, 2006 ; Manabe et Stouffer, 1995, 1997). Des réductions importantes de formation des NADW ont été, en effet, identifiées au cours du dernier cycle climatique, dans les sédiments de l'Atlantique Nord, suite à des arrivées massives d'eau de fonte en provenance des calottes glaciaires Laurentide et Scandinave (*e.g.*, Boyle et Keigwin, 1987 ; Duplessy *et al.*, 1988 ; Bond *et al.*, 1992 ; Rasmussen *et al.*, 1997 ; Vidal *et al.*, 1997 ; Elliot *et al.*, 2002 ; Nesje *et al.*, 2004) et sont contemporaines des variations rapides des températures atmosphériques enregistrées dans les carottes de glace du Groenland : les Oscillations de Dansgaard-Oeschger [DO] (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Stuiver et Grootes, 2000). La coïncidence des changements de circulation océanique et des variations climatiques rapides suggère que les modifications de la circulation thermohaline, suite à des arrivées massives d'eau douce continentale, jouent un rôle essentiel dans les fluctuations climatiques rapides du dernier cycle glaciaire (Rahmstorf, 2006).

Les évolutions de la calotte glaciaire Laurentide, qui se situait sur le nord du continent américain, et de ses lacs proglaciaires ont donc été intensivement étudiées à l'aide de données continentales et de modélisations numériques (Dyke et Prest, 1987a, 1987b ; Licciardi *et al.*, 1998 ; Marshall *et al.*, 2000 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Mickelson et Colgan, 2003 ; Dyke, 2004 ; Teller *et al.*, 2005a) car ils ont libéré d'énormes quantités d'eau douce au sein de l'Atlantique Nord (*e.g.*, Bond *et al.*, 1992 ; Bond et Lotti, 1995 ; Hemming *et al.*, 2000 ; Clark *et al.*, 2001 ; Hiscott *et al.*, 2001) de l'Océan Arctique (Andrews *et al.*, 1993 ; Smith et Fisher, 1993 ; Tarasov et Peltier, 2005, 2006) et du Golfe du Mexique (Fisher *et al.*, 2002, Teller *et al.*, 2002, 2005a) aux cours de phases de fonte (pour la calotte) et de débordements (pour les lacs proglaciaires). Les modèles numériques climatiques couplant l'océan et l'atmosphère ont démontré que les arrivées de ces eaux de fonte, froides et peu denses, au niveau de l'Atlantique Nord (Rahmstorf, 1994, 1995 ; Manabe et Stouffer, 1995, 1997) et de l'Océan Arctique (Peltier *et al.*, 2006 ; Peltier, 2007) ont inhibé voire bloqué la circulation thermohaline en abaissant la salinité des eaux de surface (Broecker, 1990 ; Broecker *et al.*, 1990). Fanning et Weaver (1997) stipulent que les arrivées d'eaux de fonte au sein du Golfe du Mexique (notamment avant l'évènement froid du Younger Dryas) ont pu fragiliser la circulation thermohaline en modifiant précocement les caractéristiques hydrologiques du Gulf Stream.

L'évolution des caractéristiques hydrologiques des eaux de surface et de fond du Golfe du Mexique, au cours du dernier cycle climatique, en relation avec les arrivées massives

d'eaux de fonte en provenance de la calotte Laurentide, a ainsi été très étudiée (*e.g.*, Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2006 ; Ziegler *et al.*, 2008). Cependant peu d'études ont été réalisées sur les apports terrigènes associés à ces arrivées d'eau de fonte alors qu'ils permettraient de faire le lien entre les enregistrements continentaux et marins du dernier cycle glaciaire et de comprendre les transferts entre le continent nord-américain et le Golfe du Mexique. C'est dans cet objectif que s'inscrit ce travail de thèse.

Nous nous sommes donc intéressés à la réponse de l'enregistrement sédimentaire aux variations climatiques et paléoenvironnementales du dernier cycle climatique dans deux petits bassins situés sur la marge continentale nord du Golfe du Mexique : le Bassin d'Orca (pour lequel de nombreuses données sont disponibles) et le Bassin d'Humphrey (beaucoup moins étudié). Pour pouvoir interpréter l'enregistrement sédimentaire d'un bassin en terme de transfert de matériel terrigène depuis le continent jusqu'à l'océan (Robert et Kennett, 1992, 1997), il faut cependant connaître la source du matériel, son transport et la façon dont il sédimente.

Les principaux objectifs de ce travail sont donc :

- (1) D'établir des cartes de répartition des principaux minéraux argileux sur le continent nord-américain et dans les sédiments du nord du Golfe du Mexique afin de caractériser les différentes zones sources du matériel détritique fin et les facteurs qui influencent sa distribution et sa sédimentation sur la marge continentale nord du Golfe du Mexique ;
- (2) De caractériser les enregistrements sédimentaires dans les Bassins d'Orca et d'Humphrey
- (3) Et, en jumelant les résultats obtenus dans les deux bassins à partir des enregistrements sédimentaires et des études des isotopes stables de l'oxygène et du carbone (publiées ou, le cas échéant, réalisées personnellement), d'établir le lien entre les variations des conditions hydrologiques du Golfe du Mexique et les modifications paléoclimatiques et paléo-environnementales qui affectent le continent nord-américain sur l'ensemble du dernier cycle glaciaire.

## 2. Organisation du Mémoire

Ce mémoire s'articule en quatre grandes parties, elles-mêmes subdivisées en plusieurs chapitres. Les paragraphes qui suivent présentent succinctement le contenu de chacune de ces parties et des chapitres qui les composent.

La **Partie I**, constituée de trois chapitres, dresse le cadre géologique de notre étude. Le **Chapitre 1** présente le Golfe du Mexique, sa localisation, sa description morphologique, la circulation de surface et de subsurface. Il explique également comment la tectonique salifère structure la marge continentale nord du Golfe du Mexique et permet la formation de petits dépocentres appelés des « mini-bassins ». Les Bassins d'Orca et d'Humphrey qui sont les deux mini-bassins de la marge continentale du Texas et de la Louisiane que nous étudions dans ce travail, sont décrits dans le **Chapitre 2**. Enfin, une synthèse des connaissances sur la calotte glaciaire Laurentide et sur son évolution au cours du dernier cycle climatique est effectuée dans le **Chapitre 3**.

La **Partie II** « **Matériel et Analyses** » se compose de deux chapitres présentant les carottes sédimentaires qui ont été étudiées dans cette thèse (**Chapitre 4**) et les différentes analyses sédimentaires et isotopiques qui ont été réalisées sur les sédiments des Bassins d'Orca et d'Humphrey (**Chapitre 5**).

La **Partie III** qui regroupe l'ensemble des résultats acquis au cours de ce travail de thèse, a été subdivisée en trois chapitres. Le **Chapitre 6** répond au 1<sup>er</sup> objectif et correspond à un article publié récemment dans *Quaternary Science Reviews* (Sionneau *et al.*, 2008). Il présente les cartes de répartition des principaux minéraux argileux sur le continent nord-américain et dans les sédiments de surface du Golfe du Mexique que nous avons réalisées à partir de données inédites et de données précédemment publiées (Griffin, 1962 ; Potter *et al.*, 1975). Ces cartes permettent de définir les principales provinces minéralogiques sources et les facteurs influençant la distribution des différents minéraux argileux dans le nord du Golfe du Mexique. Le **Chapitre 7** présente l'ensemble des résultats obtenus par l'étude de la minéralogie des argiles et de la granulométrie de l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca. Ces résultats nous ont permis de faire le lien entre les enregistrements continentaux et marins de la dernière déglaciation (Sionneau *et al.*, soumis à *Quaternary Research*) et de l'Holocène et de proposer un scénario paléoclimatiques pour expliquer la variabilité des apports terrigènes du Mississippi au cours de la dernière glaciation. Le **Chapitre 8** expose

l'étude combinée des isotopes stables de l'oxygène et de l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Humphrey. Les résultats obtenus permettent d'avoir une vision d'ensemble des transferts entre le continent nord-américain et le nord du Golfe du Mexique sur l'ensemble du dernier cycle climatique et confirment les hypothèses émises dans le chapitre précédent. Ces deux chapitres (7 & 8) répondent aux objectifs 2 et 3.

La **Partie IV** (objectif 3) synthétise l'ensemble des résultats obtenus aux cours de ce travail de thèse et propose de futures orientations scientifiques possibles pour enrichir les connaissances nouvellement acquises, confirmer certaines des hypothèses émises et éclaircir les points demeurés obscurs.

L'ensemble des **références bibliographiques**, y compris celles de l'article constituant le Chapitre 6, ont été, par soucis de lisibilité, regroupées dans une section qui leur est dédiée à la fin de ce mémoire.

La section « **Annexes** » qui clôt ce manuscrit comprend :

- (1) une étude de la sédimentation des particules fines au travers d'une interface de densité de type eau de mer/saumure par l'intermédiaire d'une modélisation analogique, afin de savoir comment s'effectue le dépôt du matériel terrigène fin au sein d'un mini-bassin caractérisé par la présence d'une saumure sur son fond (Bassin d'Orca ; **Annexe 1**) ;
- (2) des cartes d'extension de la calotte Laurentide à différentes époques (**Annexe 2** ; Dyke, 2004) ;
- (3) l'ensemble des données acquises au cours de ce travail de thèse sur le Bassin d'Orca (**Annexe 3**) et le Bassin d'Humphrey (**Annexe 4**) ;
- (4) et (**Annexe 5**) un exemplaire de l'article soumis à *Quaternary Research*, intitulé **“On the provenance of freshwater pulses in the Gulf of Mexico during the last deglaciation: Evidence from grain size and clay mineralogy”**.

---

---

## **PARTIE I.**

### **CADRE D'ETUDE**

---

---



---

# **CHAPITRE 1.**

## **Le Golfe du Mexique**

---



## LE GOLFE DU MEXIQUE

Le Golfe du Mexique, 9<sup>ème</sup> plus grand bassin océanique terrestre, est bordé au nord par les Etats-Unis, à l'ouest et au sud par le Mexique et à l'est par Cuba. Il est connecté à l'Océan Atlantique par le détroit de Floride, situé entre les Etats-Unis et Cuba, et à la Mer des Caraïbes (avec laquelle il forme la « Méditerranée américaine ») par le canal du Yucatan situé entre le Mexique et Cuba (Fig.1.1). C'est un bassin de forme grossièrement ovale mesurant 1600 km d'est en ouest et 900 km du nord au sud. Il couvre une superficie de plus de 1 500 000 km<sup>2</sup> et a une profondeur maximum de 3750 m au niveau de sa plaine abyssale (Salvador, 1991). Le Golfe du Mexique contient un volume d'eau d'environ 2 434 000 km<sup>3</sup> (Turner, 1999).

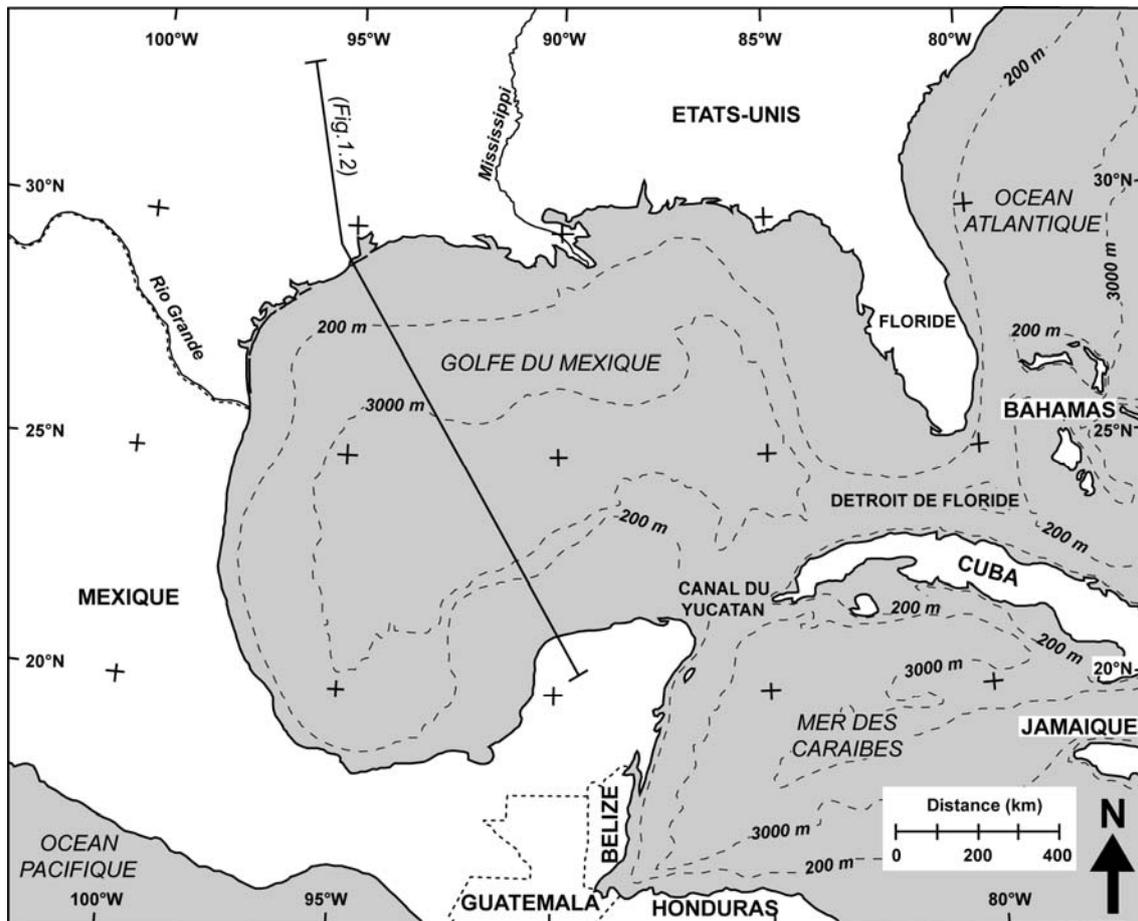
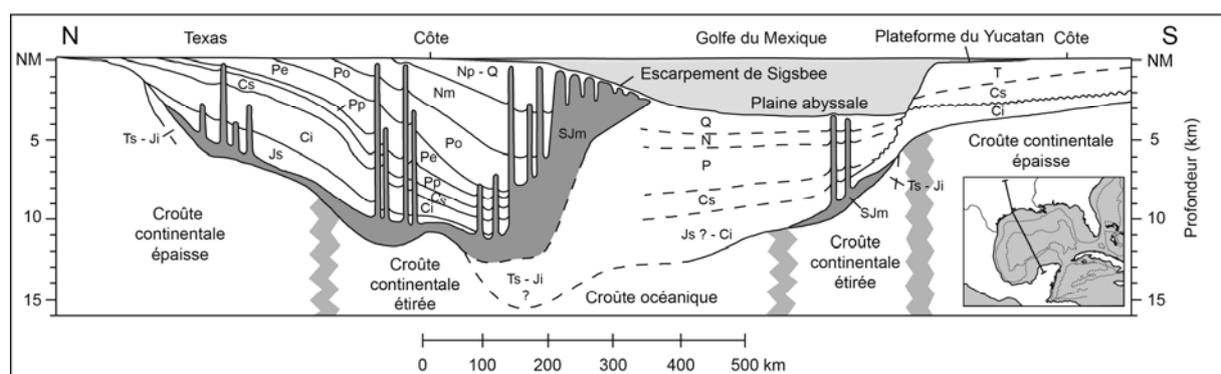


Figure 1.1 : Carte de localisation géographique du Golfe du Mexique.

## 1.1. Histoire géologique du Golfe du Mexique

L'histoire géologique du Golfe du Mexique reste peu connue avant le Trias supérieur. Certains auteurs (*e.g.* Shurbet et Cebull, 1975) ont postulé que ce bassin océanique existait déjà au cours du Paléozoïque. Cependant aucune roche sédimentaire datant de cette époque n'a été pour le moment trouvée dans le Golfe du Mexique. Cette zone géographique faisait probablement partie intégrante de la Pangée à la fin du Paléozoïque (Van der Voo *et al.*, 1976 ; Salvador, 1991).

Actuellement, il est proposé que le bassin du Golfe du Mexique ait été formé au cours du Trias supérieur par rifting continental avec amincissement crustal et extension océanique associés à l'éclatement du super-continent pangéen (Pindell et Dewey, 1982 ; Salvador, 1987). Le rifting se poursuit vraisemblablement au cours du Jurassique inférieur et moyen provoquant l'étirement de la croûte continentale sous la partie centrale du bassin (Fig.1.2). Durant la fin du Jurassique moyen, des transgressions marines sur cette zone continentale en extension ont déposé une épaisseur importante de sels (Fig.1.2). La formation de vraie croûte océanique dans la partie centrale du Golfe du Mexique s'est produite au début du Jurassique supérieur, au moment de la séparation du block Yucatan de la plaque continentale nord-américaine et de sa dérive vers le sud (Salvador, 1991). Depuis la fin du Jurassique, le bassin du Golfe du Mexique constitue une province géologique stable, caractérisée par la subsidence continue de sa partie centrale sous l'influence d'un refroidissement thermique et de l'importante charge sédimentaire, notamment au niveau des marges nord et nord-ouest.



**Figure 1.2 :** Coupe schématique Nord-Sud du Golfe du Mexique (d'après Nairn et Stehli, 1975 ; Salvador, 1991). L'exagération verticale est d'environ 25 fois. Le trait de coupe est également indiqué sur la figure 1.1. (NM : niveau marin, Ts : Trias supérieur, Ji : Jurassique inférieur, SJm : dépôts de sel du Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Ci : Crétacé inférieur, Cs : Crétacé supérieur, T : Tertiaire, P : Paléogène, Pp : Paléocène, Pe : Eocène, Po : Oligocène, N : Néogène, Nm : Miocène, Np : Pliocène, Q : Quaternaire).

## 1.2. Géomorphologie actuelle

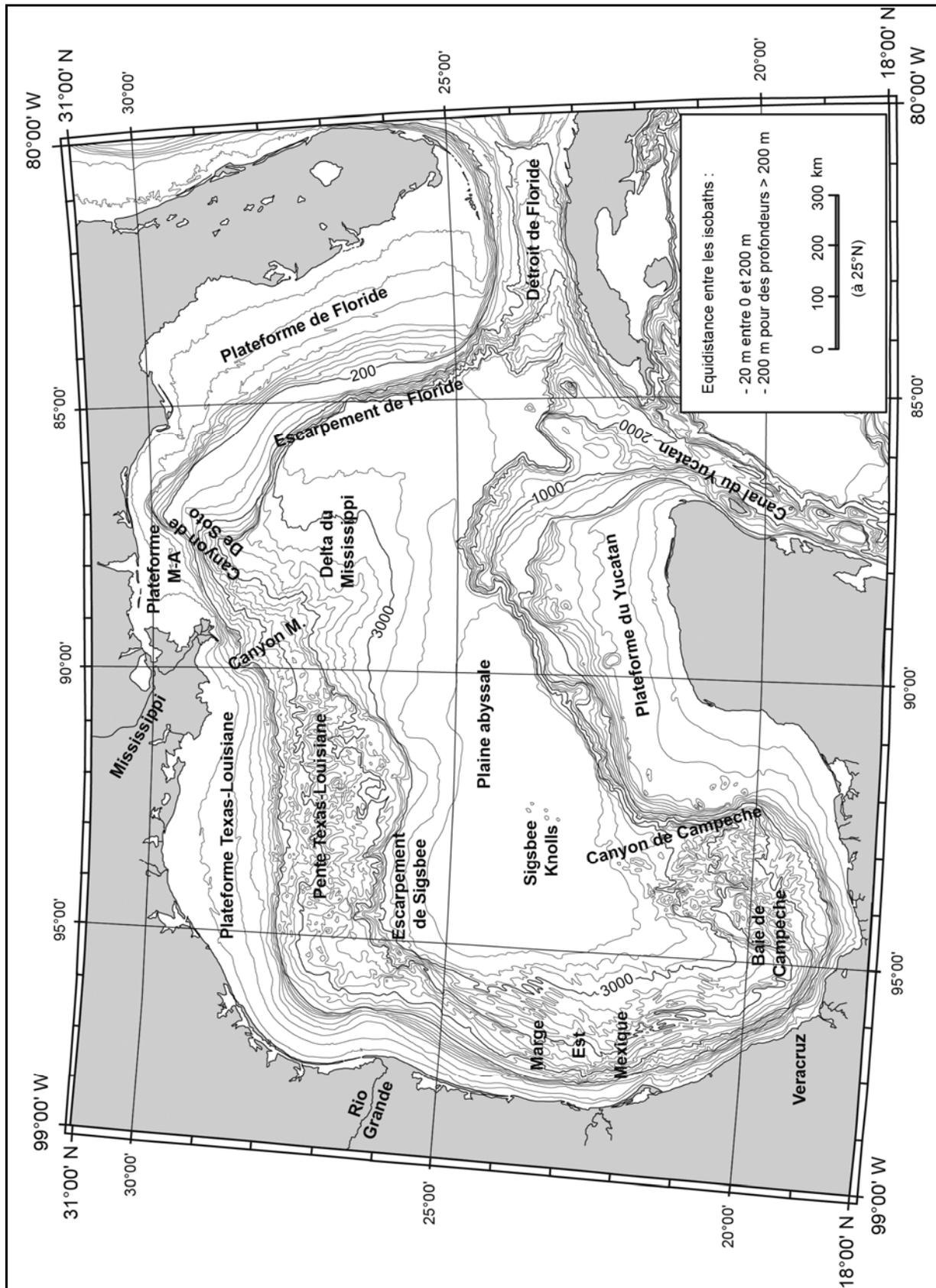
La physiographie du Golfe du Mexique a été contrôlée depuis la formation du bassin par divers processus : (1) le rifting, (2) la subsidence, (3) le développement de plateformes carbonatées, (4) les changements du niveau marin, (5) la tectonique salifère, et (6) les écoulements gravitaires et/ou de densité (Bryant *et al.*, 1991). L'influence relative de ces différents processus a varié au cours de l'histoire du bassin (*i.e.* le rifting a eu une influence très importante lors de la formation du bassin ; le développement des plateformes carbonatées a été maximal lors du Crétacé...). Le Golfe du Mexique est morphologiquement très contrasté (Fig.1.3). Au nord, au sud et à l'est, les plateformes continentales sont très étendues, atteignant parfois une largeur de plus de 170 km. A l'ouest, la plateforme continentale au large du Mexique est beaucoup plus réduite, sa largeur pouvant être localement inférieure à 13 km. Les canyons de De Soto au nord-est et de Campeche au sud-ouest divisent le Golfe du Mexique en deux provinces distinctes : une province carbonatée au sud et à l'est et une province terrigène au nord et à l'ouest (Burk et Drake, 1974 ; Uchupi, 1975). Ces provinces sont elles-mêmes constituées de plusieurs zones géomorphologiques contrastées (Bryant *et al.*, 1991).

### 1.2.1. La province carbonatée

La province carbonatée du Golfe du Mexique est composée des plateformes de Floride, à l'est, et du Yucatan, au sud. Les positions respectives de ces deux plateformes carbonatées sont restées les mêmes depuis le Crétacé (Schlager *et al.*, 1984).

La plateforme carbonatée à l'ouest de la Floride est très vaste avec une largeur pouvant atteindre 240 km au maximum. La surface de cette plateforme est relativement plate et montre peu de variations morphologiques. Elle est délimitée au nord-ouest par le Canyon de De Soto, par le détroit de Floride au sud et par l'escarpement de Floride à l'ouest (Fig.1.3).

La plateforme du Yucatan est également vaste puisqu'elle atteint une largeur de 240 km vers le nord. Elle s'étend du canal du Yucatan jusqu'à la Baie de Campeche (Fig.1.3). De nombreux récifs coralliens, des biohermes et des structures karstiques restreintes affectent la topographie de la région (Logan *et al.*, 1969 ; Martin et Bouma, 1978).



**Figure 1.3 :** Carte bathymétrique du Golfe du Mexique indiquant la position des différentes provinces physiologiques (Canyon M. : Canyon du Mississippi ; Plateforme M-A : Plateforme du Mississippi et de l'Alabama ; d'après Bryant et al., 1991).

### 1.2.2. La province terrigène

La province terrigène est constituée : (1) de la plateforme continentale du Mississippi et de l'Alabama, (2) du delta du Mississippi, (3) des plateformes et des pentes continentales du Texas et de la Louisiane, (4) de la marge continentale à l'est du Mexique, (5) de la baie de Campeche et (6) de la plaine abyssale dite de « Sigsbee » (Fig.1.3).

La plateforme continentale du Mississippi et de l'Alabama située au nord-est du Golfe du Mexique est caractérisée par la présence d'une couverture sédimentaire sableuse et argileuse déposée au cours de la dernière remontée du niveau marin (Ludwick, 1964). C'est une plateforme assez étroite du fait de la présence du Canyon de De Soto. Celui-ci se situe à l'endroit où les sédiments clastiques tertiaires de la plateforme du Mississippi et de l'Alabama viennent recouvrir les faciès carbonatés de la plateforme de Floride (Coleman *et al.*, 1991). Ce canyon pourrait résulter de l'érosion provoquée par les courants marins notamment le Loop Current (cf. § 1.3 ; Nowlin, 1971).

Situé au nord-est du Golfe du Mexique, le delta sous-marin du Mississippi couvre une superficie de plus de 300 000 km<sup>2</sup> et représente un volume sédimentaire d'environ 290 000 km<sup>3</sup> (Stuart et Caughey, 1976 ; Moore *et al.*, 1979). Il est encadré par la plateforme carbonatée de Floride à l'est et par la pente continentale du Texas et de la Louisiane à l'ouest. Le delta sous-marin du Mississippi peut être divisé en trois grandes provinces physiographiques : le delta supérieur, le delta moyen et le delta profond. Le delta supérieur est situé sous des profondeurs d'eau allant de 1300 à 2500 m et possède une pente moyenne de 1°. Il est caractérisé par une topographie irrégulière et bosselée ainsi que par la présence d'un chenal érosif connecté au Canyon du Mississippi. Le delta moyen est un vaste lobe sédimentaire ayant une pente faible (<0,25°) et une topographie relativement lisse. Il est constitué d'un réseau de chenaux-levées et de nombreux dépôts de slumps (Walker et Massingill, 1970). Le delta profond débute à une profondeur d'environ 3100 m. Il est caractérisé par une topographie régulière à pente très faible.

D'après la classification de Galloway (1975), le delta côtier (subaérien) du Mississippi est à prédominance fluviale. Les importants apports sédimentaires du Mississippi ( $6,21 \times 10^{11}$  kg/an) qui se déposent à l'embouchure du fleuve ne peuvent, en effet, être déblayés ni par les faibles courants marins (l'énergie de la houle est très faible), ni par les marées (marnage moyen  $\approx 0,43$  m ; Coleman, 1988). La morphologie du delta côtier est donc soit lobée lorsque les profondeurs d'eau à l'embouchure du fleuve sont faibles, soit digitée lorsque

les profondeurs d'eau sont plus importantes, comme actuellement (6 *in* Fig.1.4). La position du delta du Mississippi a variée au cours du temps, suivant l'espace disponible pour le dépôt des sédiments et la subsidence locale du Golfe du Mexique (Coleman, 1988 ; Fig.1.4).



**Figure 1.4 :** Photographie satellite du delta côtier du Mississippi. Les positions du delta à différentes époques ont été indiquées par des zones de couleurs : (1) 4,6 ka BP ; (2) 3,5-2,8 ka BP ; (3) 2,8-1 ka BP ; (4) 1-0,3 ka BP ; (5) 0,75-0,5 ka BP et (6) 0,55 ka BP-actuel (d'après Coleman, 1988).

La marge continentale nord-ouest du Golfe du Mexique est constituée de la plateforme et de la pente du Texas et de la Louisiane. La plateforme du Texas et de la Louisiane est large et plate. Sa surface est caractérisée par la présence de nombreux chenaux fluviaux de bas niveau formés lors des dernières périodes glaciaires et aujourd'hui comblés par les sédiments déposés lors de la remontée du niveau marin. La pente continentale du Texas et de la Louisiane est limitée au nord par la plate forme continentale et au sud par l'escarpement de Sigsbee. Sa topographie très irrégulière est une conséquence de la tectonique salifère qui affecte cette région du Golfe du Mexique (cf. § 1.4).

Située entre le Rio Grande au nord et Veracruz au sud, la marge continentale à l'est du Mexique est caractérisée par la présence d'une série de rides topographiques orientées parallèlement à la côte. Ces rides constituent des pièges importants pour les sédiments

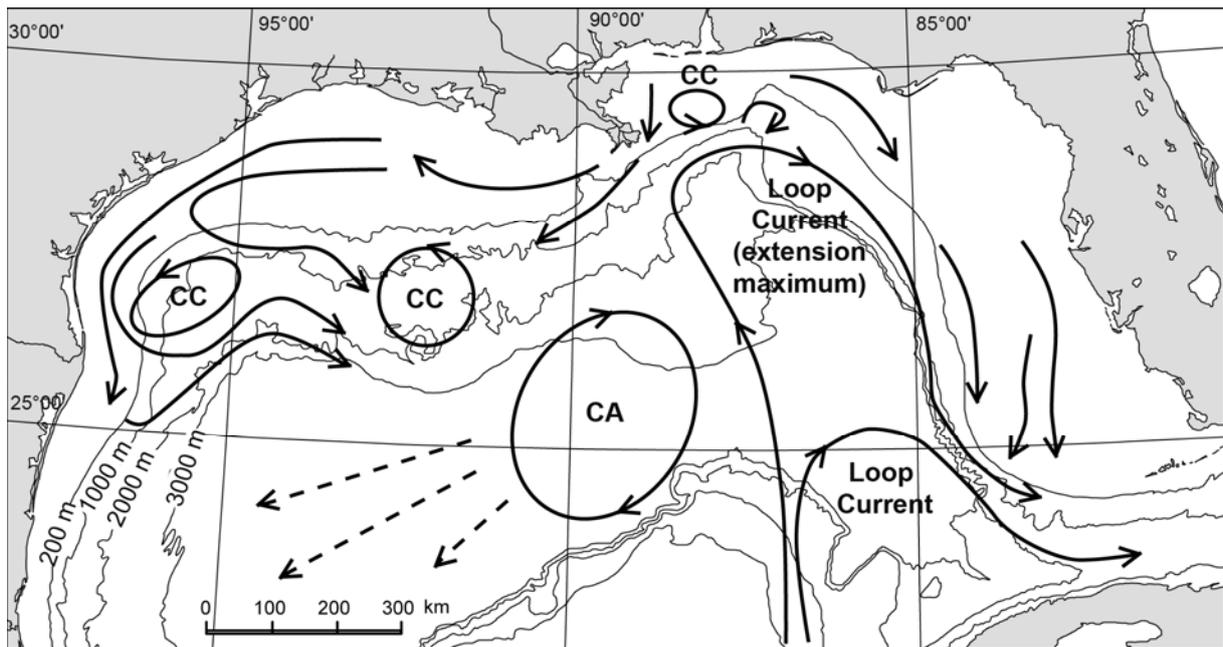
d'origine terrigène. Au-delà de ces rides, la sédimentation est uniquement pélagique (Bryant *et al.*, 1968). Il semblerait qu'elles soient le résultat de gigantesques glissements gravitaires sous-marins (Buffler *et al.*, 1979 ; Pew, 1982).

La topographie des fonds marins au niveau de la Baie de Campeche est très accidentée et présente de nombreuses similitudes avec la topographie de la pente continentale du Texas et de la Louisiane. Elle est également le résultat d'une tectonique salifère importante (Worzel *et al.*, 1968).

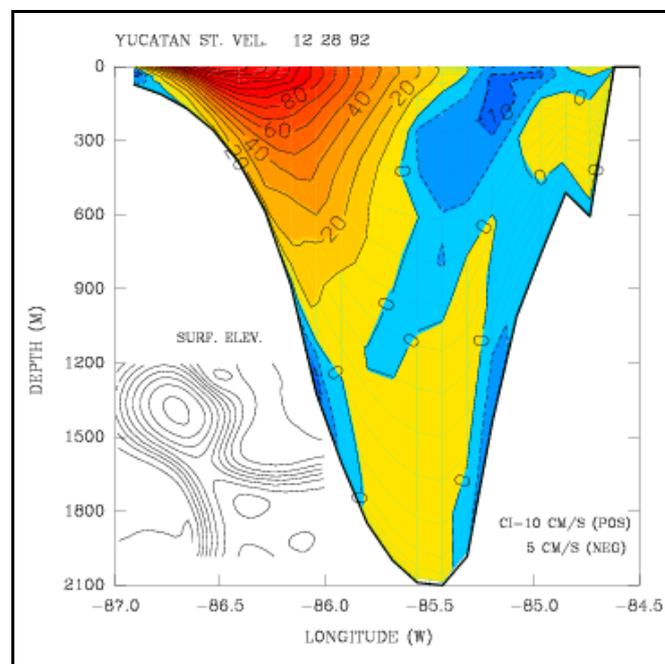
La plaine abyssale de Sigsbee représente une des surfaces les plus plates du monde. Elle s'étend de 90° à 95°W et de 22° à 25°N, soit une longueur de 450 km sur une largeur de 290 km. Elle couvre une surface d'environ 103 600 km<sup>2</sup> (Bryant *et al.*, 1991). Au sein de cette province physiographique relativement uniforme, les diapirs de sels appelés les « Sigsbee Knolls » constituent les seuls reliefs majeurs (Ewing et Antoine, 1966).

### **1.3. Circulation océanique et apports fluviaux**

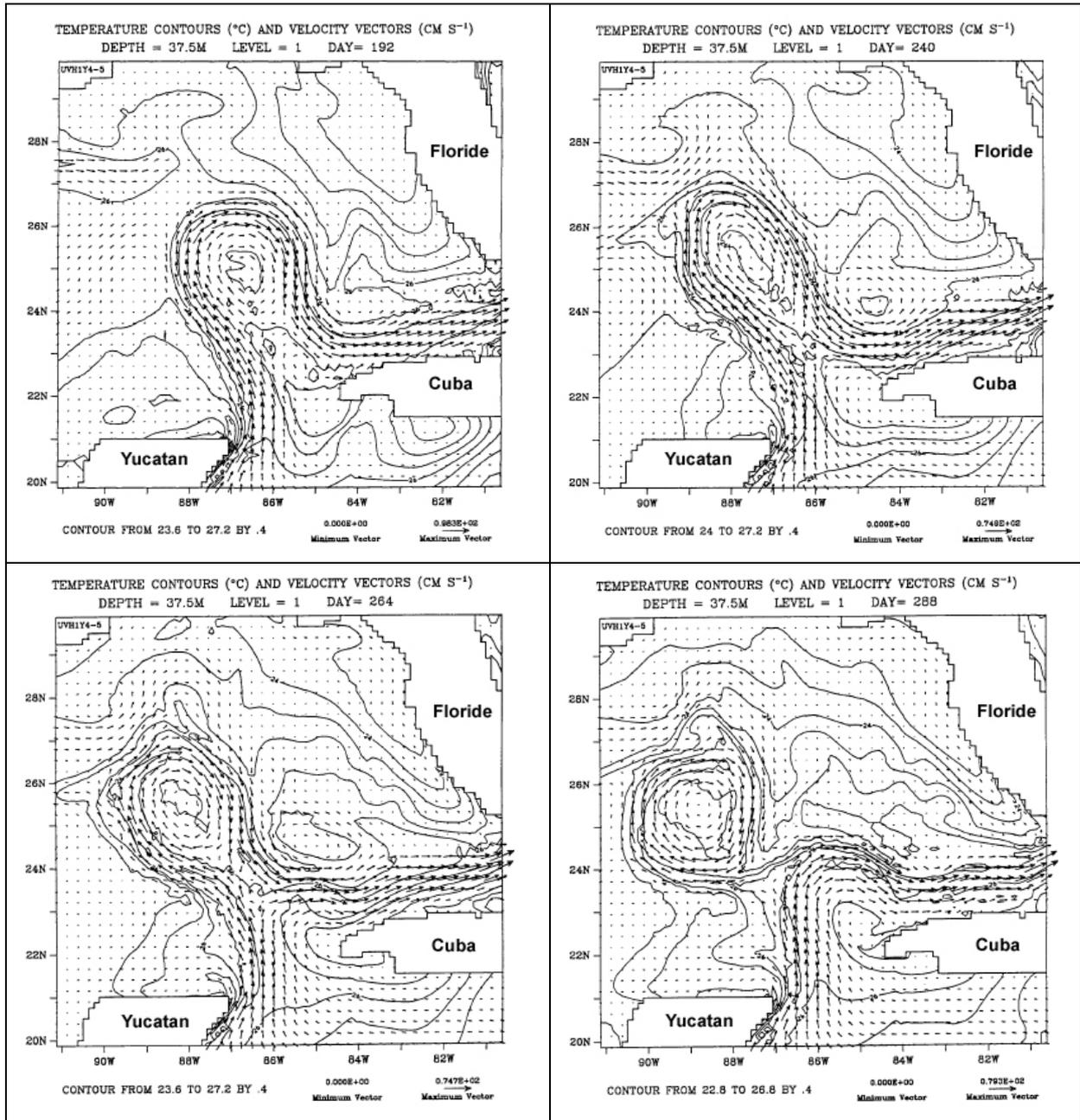
La circulation océanique générale dans le Golfe du Mexique est, aujourd'hui, fortement influencée par le « Loop Current » et les courants tourbillonnaires qu'il provoque (Fig.1.5 ; Molinari *et al.*, 1978 ; Hurlburt et Thompson, 1980 ; Hofmann et Worley, 1986 ; Romanou et Chassignet, 2004). Les eaux qui constituent le « Loop Current » entrent dans le Golfe du Mexique par le Canal du Yucatan (Fig.1.3) avec des vitesses pouvant être supérieures à 80 cm/s en surface (Fig.1.6 ; Sheinbaum *et al.*, 2002). Le « Loop Current » pénètre ensuite plus ou moins loin vers le nord (il peut atteindre parfois le delta du Mississippi), vraisemblablement sous l'influence des vents (Sturges et Evans, 1983), et sort du Golfe du Mexique par le détroit de Floride entre la Havane et Key West (Vukovich *et al.*, 1979). De grands courants anticycloniques (CA *in* Fig.1.5), de 200 à 400 km de diamètre, se séparent régulièrement du « Loop Current » tous les 6 à 17 mois (lorsqu'il a une extension importante ; Fig.1.7) et traversent d'est en ouest le Golfe du Mexique (trajectoires en pointillés *in* Fig.1.5) à une vitesse de 2 à 5 km/jour (Vukovich et Crissman, 1986 ; Oey *et al.*, 2005 ; Ohlmann et Niiler, 2005). De plus petits courants cycloniques (CC *in* Fig.1.5) se forment également sous l'influence de facteurs complexes (action des vents, friction avec les autres courants locaux...) au niveau des marges continentales nord du Golfe du Mexique (Fig.1.5 ; Smith, 1986 ; Vukovich et Waddell, 1991).



**Figure 1.5 :** Circulation océanique générale dans le Golfe du Mexique avec les courants majeurs (flèches noires épaisses), deux états possibles du « Loop Current », les courants anticycloniques (CA) et cycloniques (CC) (d'après Inoue et Welsh, 1996 ; Schmitz, 2003; Fan et al., 2004; Ohlmann et Niiler, 2005; Smith et Jacobs, 2005). Les flèches en pointillé représentent les directions de propagation des courants anticycloniques issus du « Loop Current » (Vukovich et Crissman, 1986).



**Figure 1.6 :** Vitesses des courants océaniques au niveau du canal du Yucatan (en cm/s) le 28 décembre 1992. Une vitesse négative (en bleu) indique un contre courant qui sort du Golfe du Mexique pour aller vers la Mer des Caraïbes. Le « Loop Current » (en rouge) a une influence jusqu'à 900 m de profondeur environ (d'après Sheinbaum et al., 2002 ; Oey et al., 2005).



**Figure 1.7 :** Modélisation de la formation d'un courant circulaire anticyclonique (CA in Fig.1.5) par scission du « Loop Current » (d'après Inoue et Welsh, 1996). Dans le sens de la lecture, les quatre images représentent la situation à 192, 240, 264 et 288 jours après le lancement du modèle. Les vecteurs indiquent la vitesse des courants. Le vecteur de référence (en bas à droite des images) vaut respectivement 96,3 ; 74 ; 74,7 et 79,3 cm/s.

La circulation océanique le long des côtes est principalement influencée par les variations saisonnières du régime des vents (Winant *et al.*, 1987). Dans le nord du Golfe du Mexique, les vents dominants proviennent essentiellement du sud/sud-ouest en été et de l'est durant le reste de l'année (De Velasco et Winant, 1996 ; Wang *et al.*, 1998). Un important courant côtier allant d'est en ouest le long des côtes de Louisiane et du Texas se met en place

la majeure partie de l'année sous l'influence des vents dominants (Oey, 1995), engendrant une vaste circulation cyclonique sur l'ensemble de la marge continentale du Texas et de la Louisiane. Cette circulation s'inverse en été du fait du changement de direction des vents dominants (Cochrane et Kelly, 1986 ; Vastano *et al.*, 1995). Les courants océaniques qui affectent la plateforme de la Floride sont également influencés par les régimes des vents locaux (Cragg *et al.*, 1982 ; Mitchum et Sturges, 1982).

Le drainage des eaux douces continentales des Etats-Unis vers le Golfe du Mexique est très important puisque l'ensemble des bassins versants de 20 systèmes fluviaux majeurs (Mississippi, Rio Grande, Brazos, Colorado, Apalachicola...) et de plus de 150 rivières débouchant sur le golfe représente une superficie de 3,8 millions de km<sup>2</sup>. Les apports d'eaux douces sont approximativement de 10,6 x10<sup>11</sup> m<sup>3</sup>/an. La contribution des Etats-Unis à ces apports d'eaux douces est de près de 85% sachant que le Mississippi apporte à lui seul près de 64% des eaux douces arrivant au Golfe du Mexique (Moody, 1967). Le reste des apports fluviaux provient du Mexique, de la péninsule du Yucatan et de Cuba.

#### **1.4. La marge continentale nord**

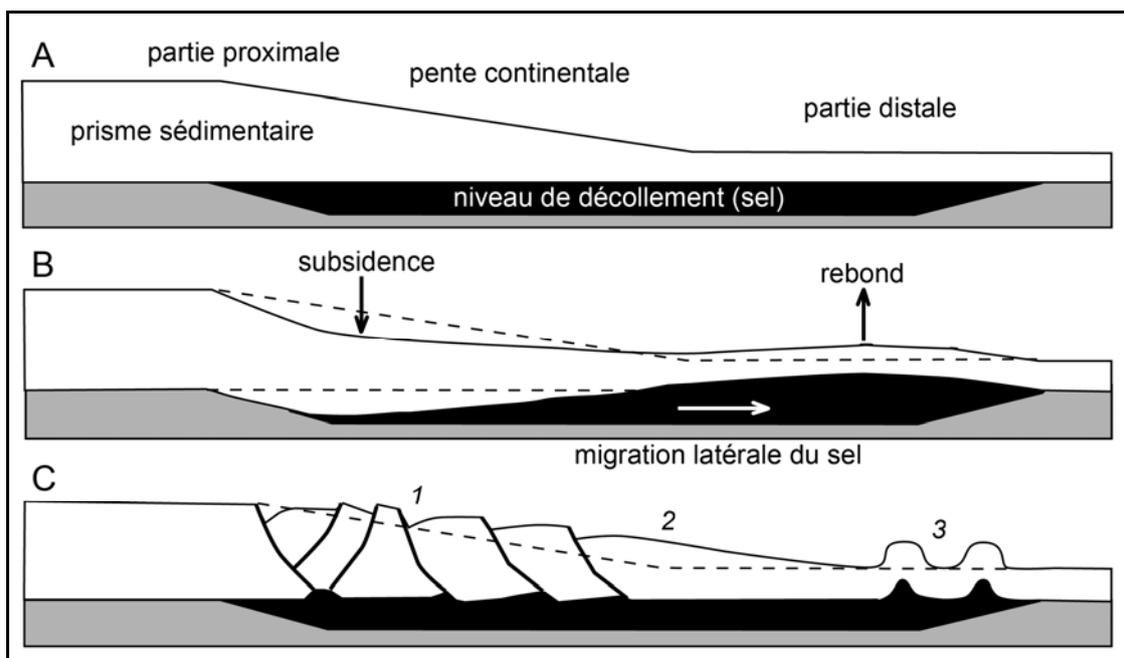
La marge continentale nord du Golfe du Mexique est une marge passive composée de la plateforme et de la pente continentale du Texas et de la Louisiane (Fig.1.3). Elle s'est constituée par l'accumulation de prismes sédimentaires progradants très épais, déposés sur le niveau de sel daté du Jurassique moyen (cf. § 1.1 ; Burk et Drake, 1974 ; Nairn et Stehli, 1975 ; Salvador, 1991). Ce dernier génère des diapirs qui pénètrent et déforment les dépôts sédimentaires depuis la plaine côtière jusqu'à l'escarpement de Sigsbee (Fig.1.2). Sédimentation et tectonique salifère vont donc avoir un rôle important dans l'évolution structurale et morphologique de la marge continentale nord du Golfe du Mexique sachant que la charge due à l'accumulation de sédiments sur un niveau de décollement (ici un niveau évaporitique) est le principal processus contrôlant une tectonique salifère durable (Vendeville, 2005). Celle-ci est encore très vigoureuse actuellement dans le Golfe du Mexique.

Le dépôt d'un prisme sédimentaire sur un niveau de sel provoque spontanément deux phénomènes distincts (Vendeville, 2005). Premièrement, le dépôt sédimentaire subit une subsidence différentielle. De par son amincissement progressif vers le large (Fig.1.8A), le prisme sédimentaire induit une charge de plus en plus limitée sur la couche évaporitique. La

partie proximale du prisme, plus épaisse et donc plus lourde que sa partie distale, subside davantage (Fig.1.8B). Bien que le sel se déplace latéralement pour compenser les différences de charge, le dépôt sédimentaire subit principalement des déformations verticales. Le prisme sédimentaire peut également subir un phénomène d'étalement horizontal sous l'effet de son propre poids. Sa surface peut atteindre, par accumulation progressive de matériel détritique, une pente critique ( $1^\circ$  ou moins) qui par instabilité gravitaire va forcer le système sel-sédiment à être translaté vers le large. Un prisme sédimentaire ayant subi cet étalement présente trois domaines de déformation (Fig.1.8C) :

- un domaine proximal (pente supérieure et plate forme externe ; 1 in Fig.1.8C) qui subit une contrainte extensive favorisant l'apparition de failles normales, de failles listriques (Nelson, 1991) et de grabens symétrique ou asymétriques,
- un domaine central (2 in Fig.1.8C) au sein duquel le sédiment est uniquement translaté vers le large,
- un domaine distal (pente inférieure, escarpement de Sigsbee ; 3 in Fig.1.8C) où s'exerce une contrainte compressive caractérisée par la présence de plis et de chevauchements.

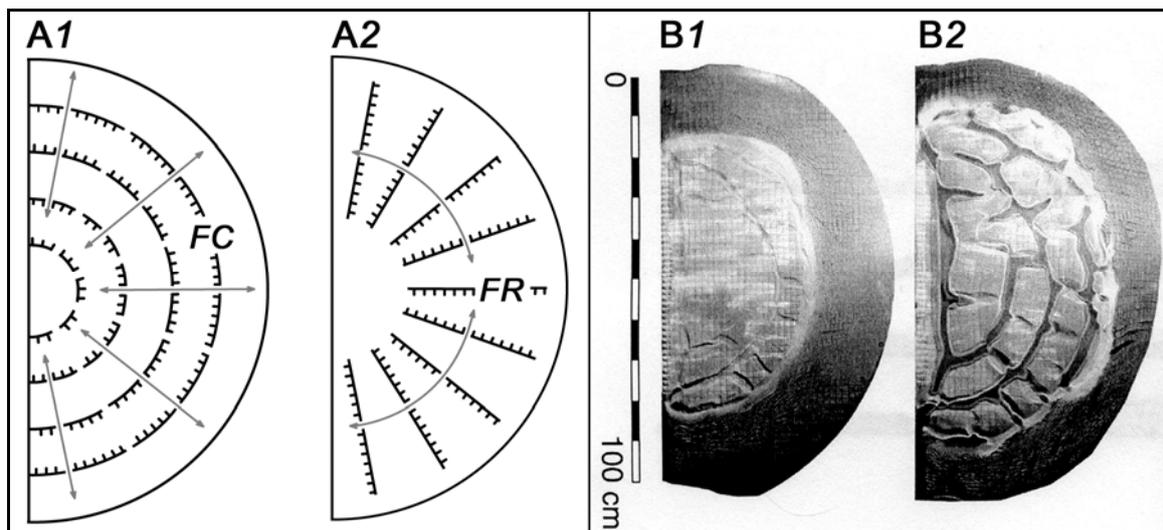
L'étalement d'un prisme sédimentaire est principalement contrôlé par la résistance à la compression de sa partie distale.



**Figure 1.8** : Réponses structurales potentielles à la charge d'un prisme sédimentaire sur un niveau de sel. A : stade initial ; B : subsidence différentielle du prisme ; C : étalement gravitaire (d'après Vendeville, 2005).

Dans les milieux naturels, la déformation d'un prisme déposé sur un niveau de décollement est une combinaison des deux processus abordés précédemment (subsidence différentielle et étalement gravitaire). Cependant certains paramètres géologiques peuvent favoriser l'un des deux processus. La subsidence différentielle se produit davantage lorsque la couche évaporitique et la partie distale du prisme sont épaisses et les sédiments plus denses que le sel. L'étalement gravitaire domine si le niveau évaporitique et la partie distale du prisme sont peu épais et les sédiments moins dense que le sel (Vendeville, 2005).

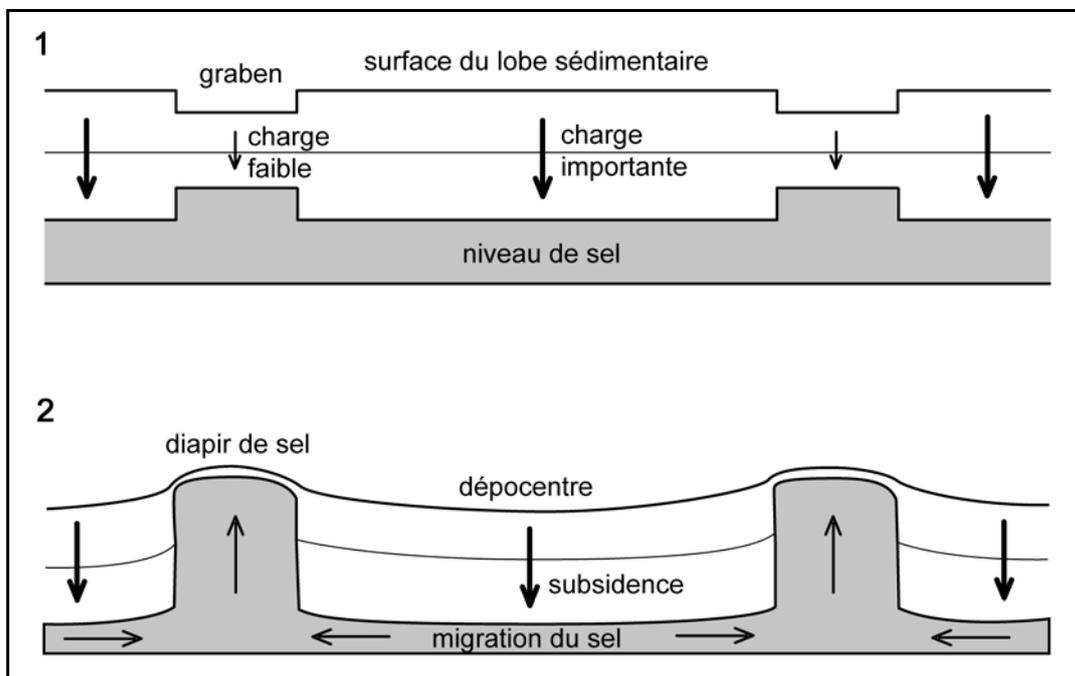
Dans le cas de lobes sédimentaires, comme pour la marge continentale du Texas et de la Louisiane, au nord du Golfe du Mexique, l'étalement gravitaire se fait de façon radiale provoquant la création, dans la partie proximale du lobe, de deux familles de failles normales, l'une concentrique (*FC*), l'autre radiale (*FR* in Fig.1.9A).



**Figure 1.9 :** *Étalement gravitaire d'un lobe sédimentaire (d'après Gaullier et Vendeville, 2005). A) Schéma théorique représentant l'étalement gravitaire d'un lobe provoquant l'augmentation de son rayon (A1) avec des failles concentriques (CF) associées et de sa circonférence (A2) formant des failles radiales (RF). B) Modèle analogique de l'étalement gravitaire d'un lobe avec formation de grabens radiaux et concentriques (B1) et percée des grabens par des rides de sel (B2).*

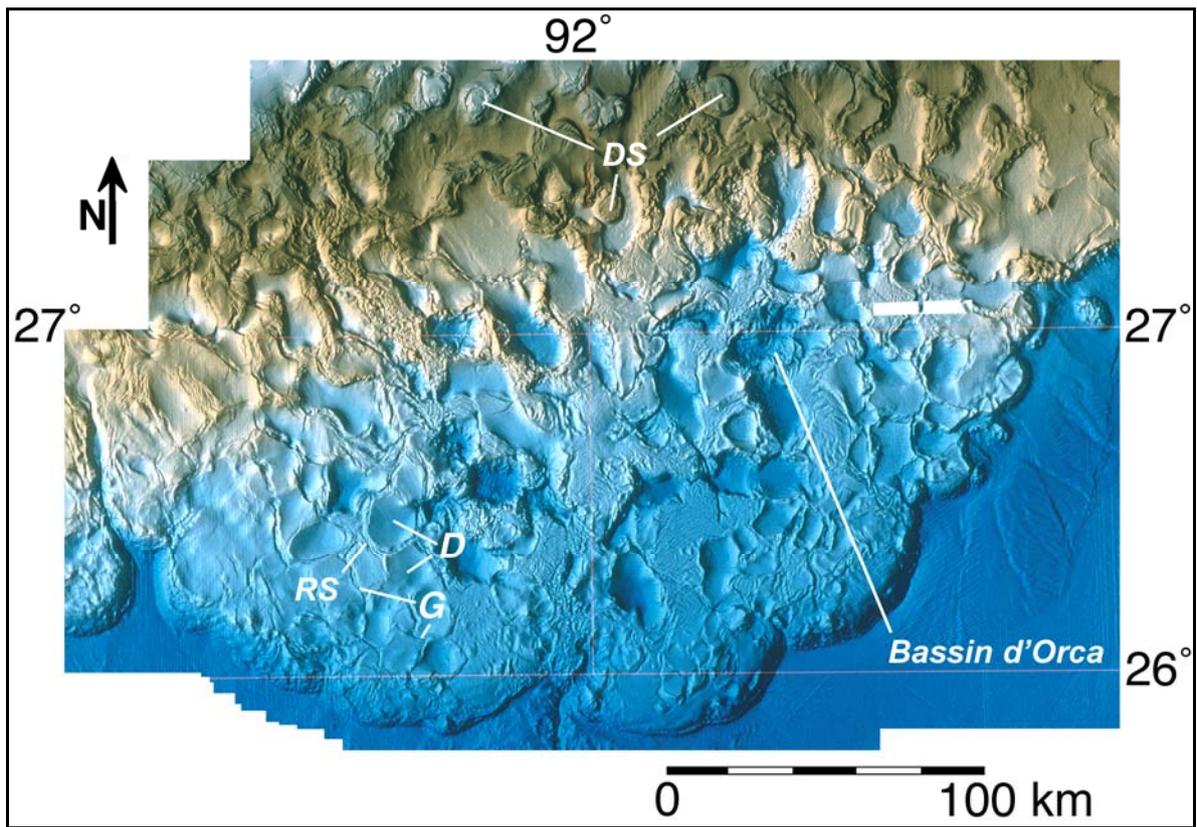
Les failles normales radiales (*FR* in Fig.1.9A2) sont dues à l'accroissement de la circonférence du lobe sédimentaire ayant subit un étalement gravitaire sur un niveau de décollement. Les failles normales concentriques (*FC* in Fig.1.9A1) sont la conséquence de l'augmentation du rayon de ce lobe sédimentaire. L'action combinée de ces deux familles de failles normales engendre la formation de grabens disposés de façon radiale et concentrique

sur la surface du prisme sédimentaire (Fig.1.9B1). L'amincissement de la couverture sédimentaire au niveau de ces grabens va induire des différences locales de charge sur le niveau de décollement. Le sel va donc migrer des zones non amincies vers les zones amincies, remontant sous les grabens de façon diapirique (Fig.1.10 ; Nelson, 1991). Ces diapirs peuvent percer la couverture sédimentaire et affleurer en surface formant alors des rides de sels qui isolent des blocs polygonaux au sein du lobe sédimentaire (Fig.1.9B2). Ceux-ci subsident progressivement sous l'influence conjointe de leur charge et de la migration du sel vers les diapirs, formant ainsi des dépocentres que l'on appelle des « mini-bassins » (Fig.1.10 ; Gaullier et Vendeville, 2005).



**Figure 1.10** : Schéma illustrant la formation des diapirs de sel et des « mini-bassins ». 1 : formation des grabens (par étalement gravitaire du lobe sédimentaire) induisant des différences de charge sur le niveau de sel ; 2 : formation des diapirs sous les zones amincies et subsidence des blocs sédimentaires polygonaux engendrant des dépocentres que l'on appelle des « mini-bassins » (d'après Nelson, 1991, Vendeville, 2005).

La marge continentale du Texas et de la Louisiane, au nord du Golfe du Mexique, est caractérisée en effet par l'affleurement de diapirs (DS) et de rides de sels (RS) qui individualisent de nombreux mini-bassins (D in Fig.1.11) dont les Bassins d'Orca et d'Humphrey.



**Figure 1.11** : Carte bathymétrique de la pente continentale du Texas et de la Louisiane (Diegel et al., 1995 ; DS : diapirs ; D : dépocentre ; G : graben ; RS : ride de sel) et position d'un mini-bassin : le bassin d'Orca.

---

## **CHAPITRE 2.**

### **Les Bassins d'Orca et d'Humphrey**

---



## LES BASSINS D'HUMPHREY ET D'ORCA

Les Bassins d'Humphrey et d'Orca sont des « mini-bassins » de la pente continentale de la Louisiane et du Texas (Fig.2.1). Ils ont été formés tout deux sous l'influence de l'intense tectonique salifère qui affecte cette région du nord-ouest du Golfe du Mexique (cf. Chapitre 1 § 1.4 ; Trabant et Presley, 1978).

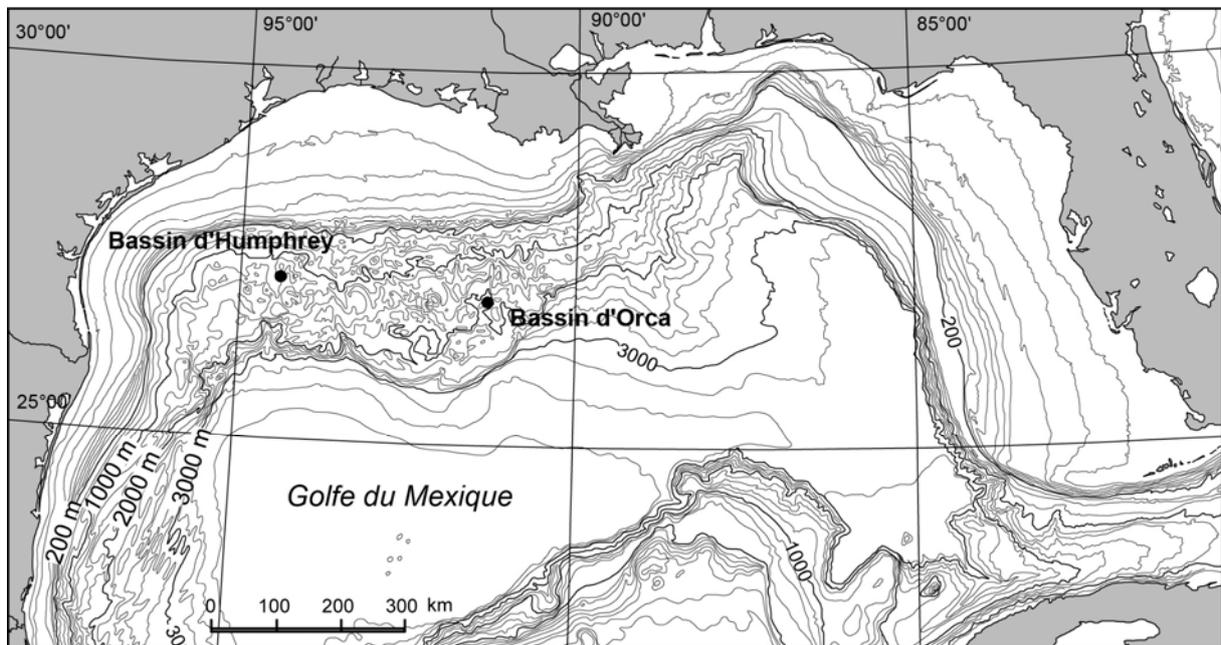
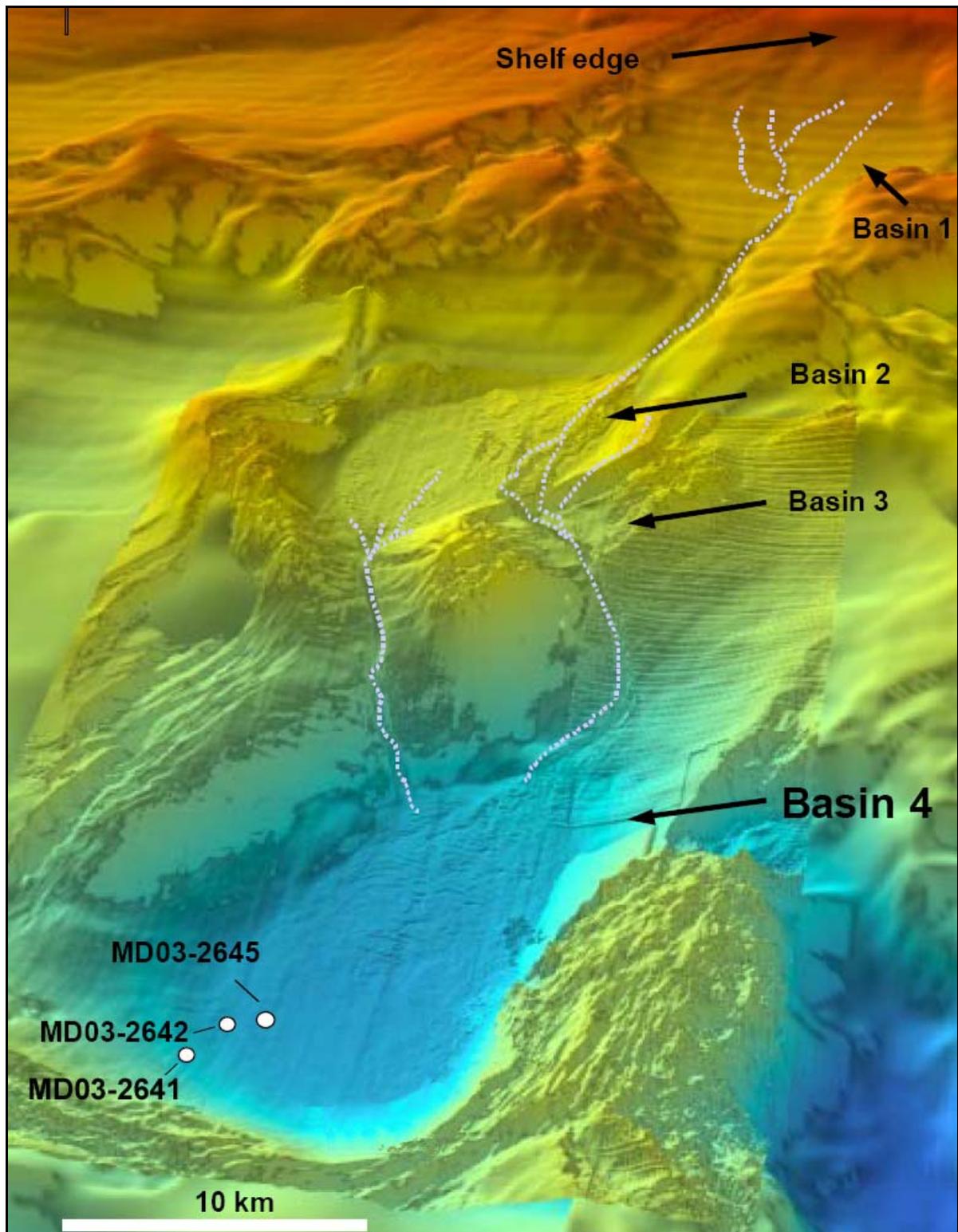


Figure 2.1 : Localisation des bassins d'Humphrey et d'Orca

### 4.1. Le Bassin d'Humphrey

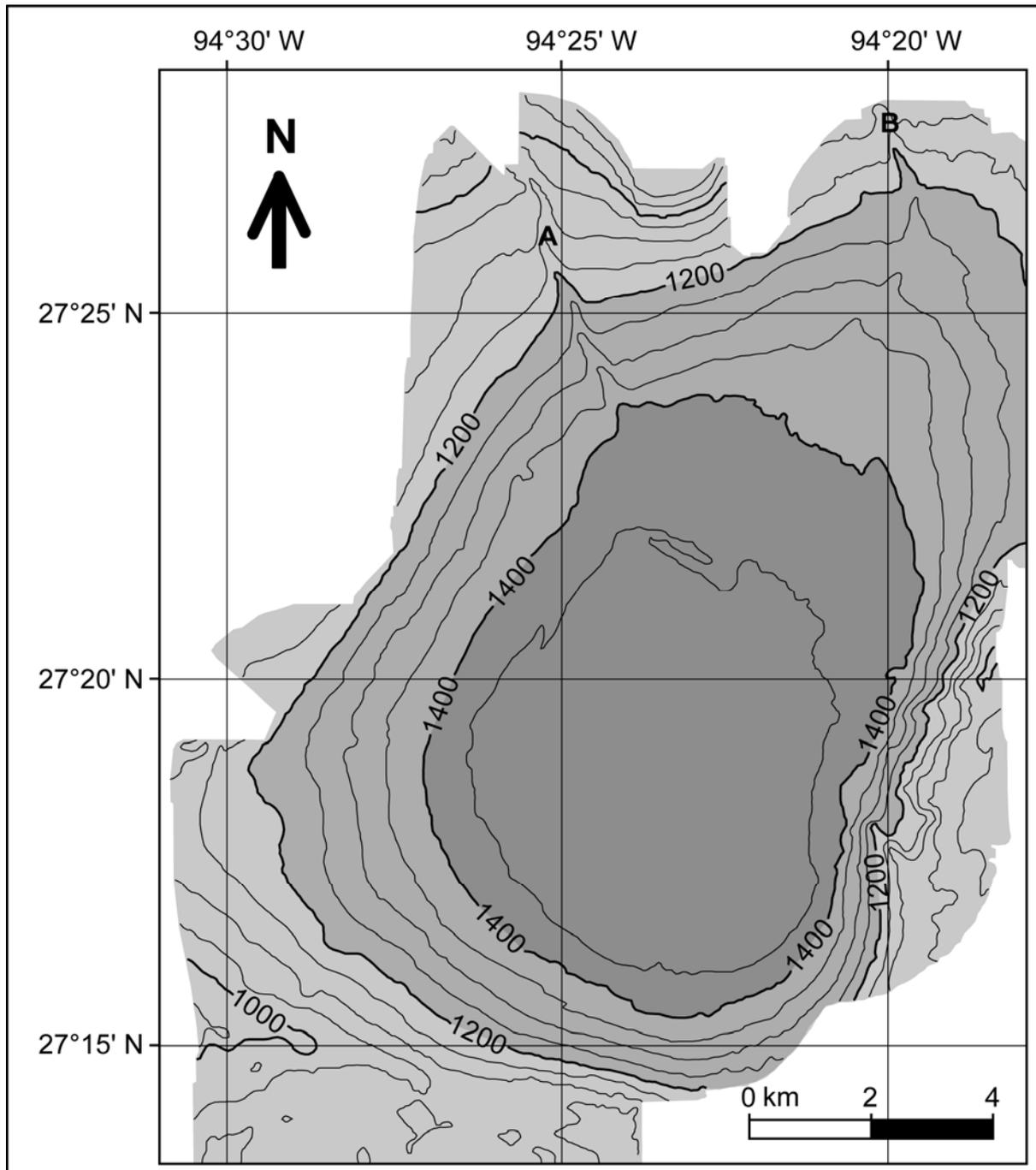
Le Bassin d'Humphrey, plus communément appelé dans la littérature scientifique « Bassin 4 », est localisé à une latitude de 27°20' Nord et une longitude de 094°23' Ouest. Il représente le bassin terminal d'un système de quatre « mini-bassins » (bassins 1, 2, 3 et 4 ; Satterfield et Behrens, 1990), situé au nord-ouest de la pente continentale du Texas et de Louisiane (Fig.2.2). Ce système a été nommé « Brazos-Trinity slope system » en référence

aux deux principaux fleuves débouchant sur cette partie du Golfe du Mexique (Beaubouef *et al.*, 2003).



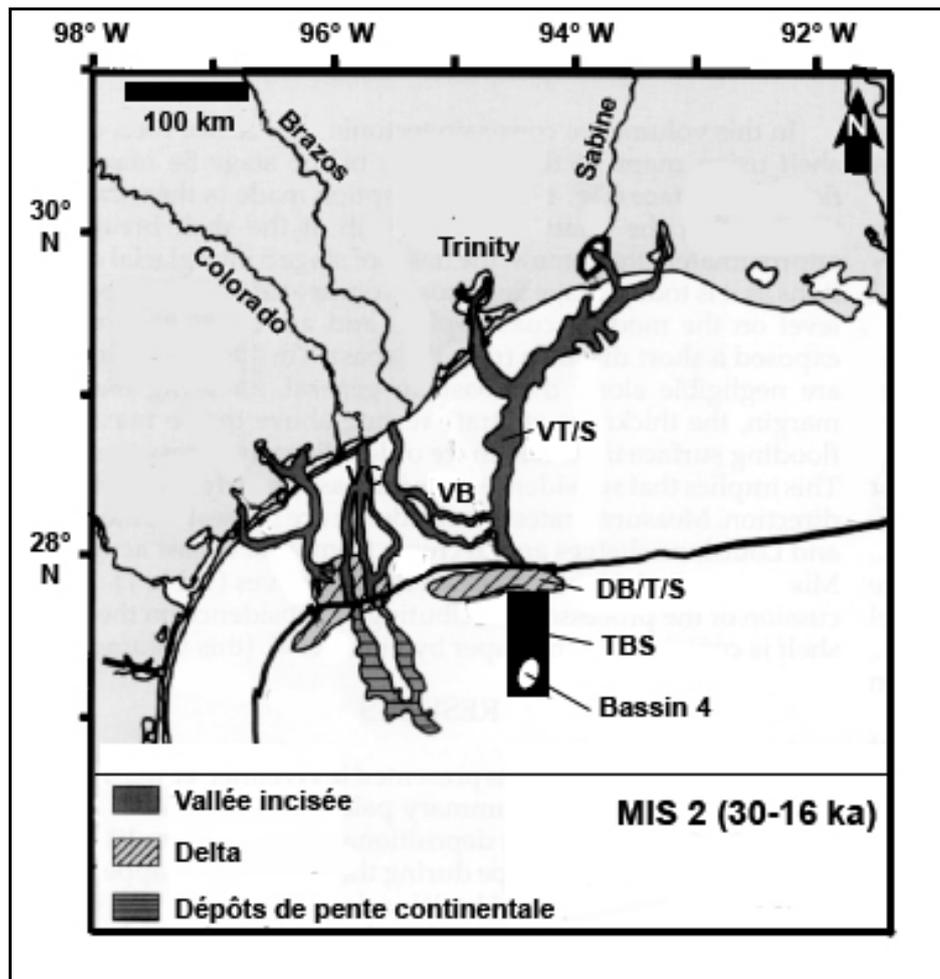
**Figure 2.2** : Carte topographique en perspective du « Brazos-Trinity slope system » avec la position des 4 mini-bassins et de quelques carottes sédimentaires (dont la carotte MD03-2641 qui est étudiée dans cette thèse ; cf. Chap.4). Les chenaux de remplissage sont surlignés par des pointillés (d'après Pirmez et Droxler, 2006).

Le Bassin 4 est une dépression longue de 16 km pour une largeur de 10 km, de forme ovoïde avec un axe principal orienté nord-est/sud-ouest (Fig.2.3). Il possède deux chenaux de remplissage, actifs lors du dernier bas niveau marin (la sédimentation est aujourd'hui hémipélagique), dans sa partie nord (A et B dans la Fig.2.3) mais ne présente aucun exutoire. La bathymétrie va de 1000 m, pour le pourtour du bassin, jusqu'à près de 1500 m pour les parties les plus profondes (Mallarino *et al.*, 2006).



**Figure 2.3 :** Carte bathymétrique du bassin 4 (Bassin d'Humphrey). A et B indiquent les deux chenaux de remplissage. Les contours sont en mètres (d'après Mallarino *et al.*, 2006).

L'origine des sédiments se déposant au sein de ce « Brazos-Trinity slope system » est mal connue avant le dernier bas niveau marin (~26-20 ka ; Clark et Mix, 2000 ; Peltier et Fairbanks, 2006). A cette époque, les fleuves Brazos, Trinity et Sabine confluèrent et leur delta de bas niveau atteignait la bordure de la plateforme continentale (Anderson *et al.*, 2004 ; Fig.2.4). La sédimentation dans le Bassin 4 était alors principalement induite par des écoulements gravitaires issus de la déstabilisation de ce delta (Mallarino *et al.*, 2006).



**Figure 2.4 :** Carte paléogéographique du nord-ouest du Golfe du Mexique durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). VT/S : vallée incisée des fleuves Trinity et Sabine ; VB : vallée incisée du Brazos ; VC : vallée incisée du Colorado ; DB/T/S : Delta des fleuves Brazos, Trinity et Sabine ; TBS : « Trinity-Brazos slope system » (d'après Anderson *et al.*, 2004).

L'évolution du remplissage sédimentaire de l'ensemble de ce système de quatre mini-bassins associés demeure également peu connue. Trois modèles de dépôt ont été élaborés pour tenter de l'expliquer. Dans le premier modèle proposé par Satterfield et Behrens (1990), le remplissage sédimentaire des quatre mini-bassins se serait fait de façon diachrone, ceux-ci se

comblant successivement depuis le bassin 1 situé en amont sur la pente continentale jusqu'au Bassin 4, bassin terminal du système (Fig.2.2). Un mini-bassin ne pouvait recevoir des sédiments uniquement si les bassins situés en amont sur la pente continentale étaient entièrement comblés. Dans le second modèle (Beaubouef et Friedmann, 2000), le remplissage ne se fait plus de manière successive depuis la partie proximale vers la partie distale du système : les sédiments peuvent se déposer dans le Bassin 4 avant que les bassins situés en amont ne soient entièrement comblés. Dans le troisième modèle conçu par Badalini *et al.* (2000), le remplissage sédimentaire se fait de façon synchrone entre les différents mini-bassins qui composent le système, les séquences sédimentaires déposées au sein des bassins étant aisément corrélables grâce à la présence de six horizons condensés communs (notamment au niveau des Bassins 2 et 4).

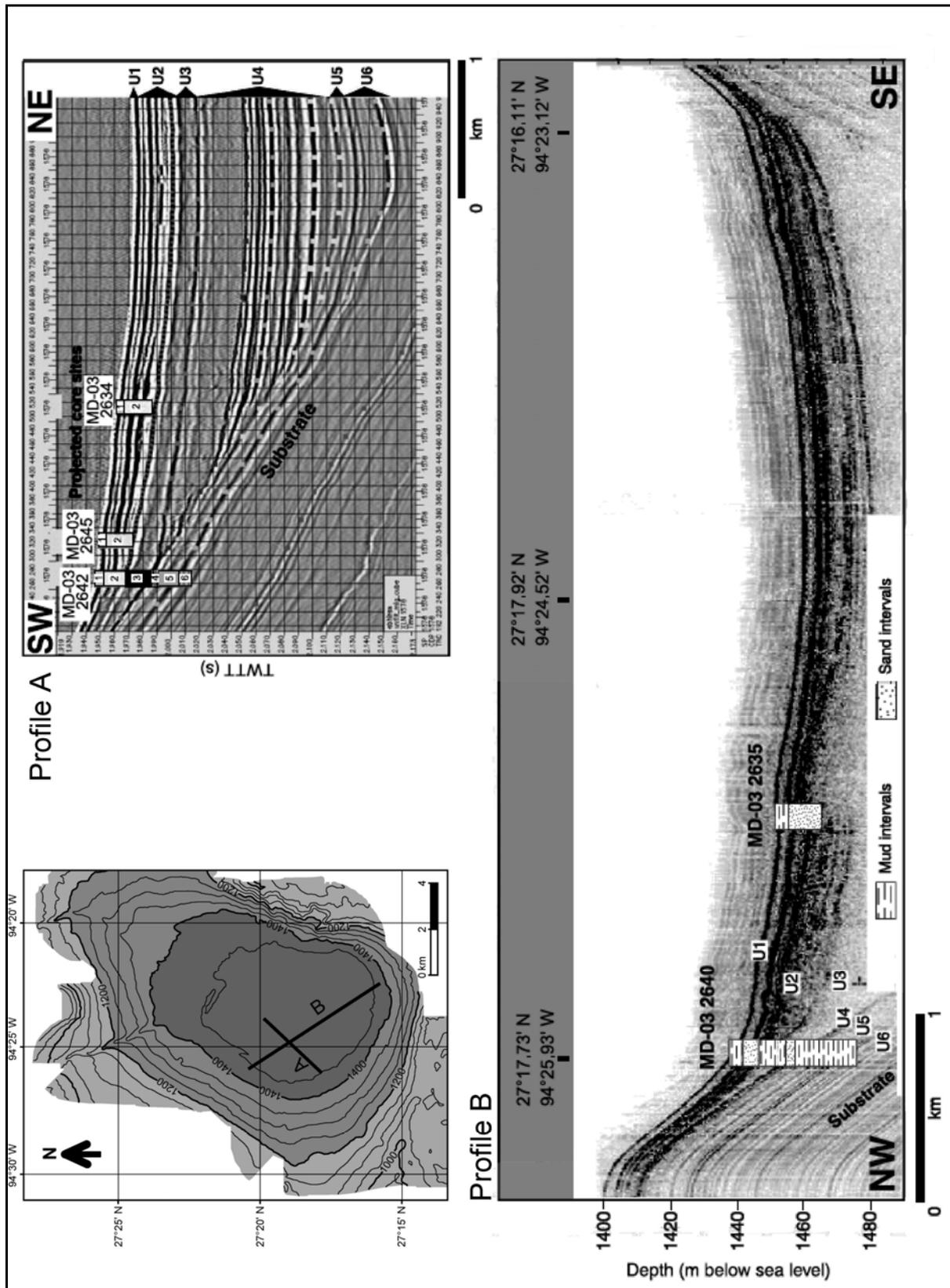
A l'aide d'analyses sismiques (Fig.2.5) et lithologiques, Mallarino *et al.* (2006) ont pu diviser le remplissage sédimentaire du Bassin 4 en six unités (l'unité 6 étant la plus ancienne, l'unité 1 la plus récente). Ces différentes unités sédimentaires, à l'exception des unités 5 et 1, montrent des variations d'épaisseur sur l'ensemble du bassin (Fig.2.6). Les six unités sont principalement constituées de boues pélagiques à la périphérie du bassin. De sa base vers son sommet, la colonne sédimentaire du Bassin 4 se compose de la façon suivante :

#### Unité 6 (~115-90 cal ka BP)

Cette unité sédimentaire est constituée de boues fines rouges et grises avec des intercalations de fins lits sableux. L'amplitude de certains réflecteurs sur les profils sismiques au centre du bassin semble indiquer que les lits sableux y sont plus abondants et plus épais qu'en bordure du bassin. Cette unité peut être subdivisée en trois sous-ensembles : (1) une section basale constituée de boues homogènes gris foncé ; (2) une section médiane composée de boues grises laminées passant vers la partie sommitale à des boues brunes et rouges avec quelques intercalations centimétriques sableuses ; (3) des boues grises à gris clair avec des lits sableux centimétriques. Les lits sableux de l'unité 6 sont constitués de particules fines, bien triées, principalement quartzeuses et accompagnées de rares débris végétaux.

#### Unité 5 (~90-45 cal ka BP)

Cette unité a une épaisseur d'environ 10 m qui reste constante sur l'ensemble du bassin. Il s'agit de boues homogènes gris clair présentant quelques bioturbations. Il est intéressant de



**Figure 2.5 :** Profils sismiques à haute résolution (profile A) et à 3,75 kHz (profile B) illustrant le remplissage sédimentaire du bassin 4. Les différentes unités sédimentaires ont été reportées (U1 à U6) ainsi que les carottes sédimentaires ayant servies à la description lithologiques de ces unités (d'après Mallarino et al., 2006).

noter qu'un niveau de cendre volcanique de deux centimètres d'épaisseur est présent dans la partie base de cette unité. Nommé Y8, il a été observé et décrit à différents endroits dans le Golfe du Mexique (Drexler *et al.*, 1980 ; Ledbetter, 1984). Issu de l'éruption de « Los Chocoyos » au Guatemala et daté de 84 ka BP, ce niveau de cendre constitue un excellent marqueur stratigraphique. L'unité 5 est également caractérisée par une forte abondance en foraminifères planctoniques.

#### Unité 4 (~45-30 cal ka BP)

Cette unité montre une grande variation d'épaisseur au sein du Bassin 4. Elle peut atteindre 100 m d'épaisseur au centre du bassin mais est absente au niveau du flanc nord (Fig.2.6). L'unité 4 est composée de boues grises hémipélagiques avec la présence de lits sableux centimétriques, de niveaux riches en matière organique et de quelques débris ligneux. Les grains constituant les lits sableux sont fins, bien triés et principalement quartzeux. Les intervalles sableux dominent le milieu de l'unité 4 alors que le sommet et la base de celle-ci sont davantage dominés par des dépôts plus fins (boues grises). L'unité 4 est beaucoup plus sableuse au centre qu'en périphérie du bassin où elle se compose principalement de boues hémipélagiques.

#### Unité 3 (~30 cal ka BP)

Unité plus épaisse au centre (~15 m) qu'en périphérie du bassin, elle représente un dépôt homogène d'argile noire. Cette unité est caractérisée par l'absence de tests de foraminifères planctoniques et benthiques au sein des sédiments.

#### Unité 2 (~30-15 cal ka BP)

De même que l'unité 4, l'unité 2 montre d'importantes variations d'épaisseur sur l'ensemble du Bassin 4. Elle est constituée de l'intercalation de turbidites sableuses (les lits sableux étant caractérisés par une base érosive et une séquence grano-décroissante) et de boues grises. La partie proximale (au nord) et le centre du bassin ont une plus forte proportion de turbidites sableuses que la partie distale (au sud) plus riche en boues grises. On peut également trouver au sein de cette unité quelques débris ligneux et fragments carbonisés. Les dépôts de l'unité 2 sont pauvres en foraminifères planctoniques.



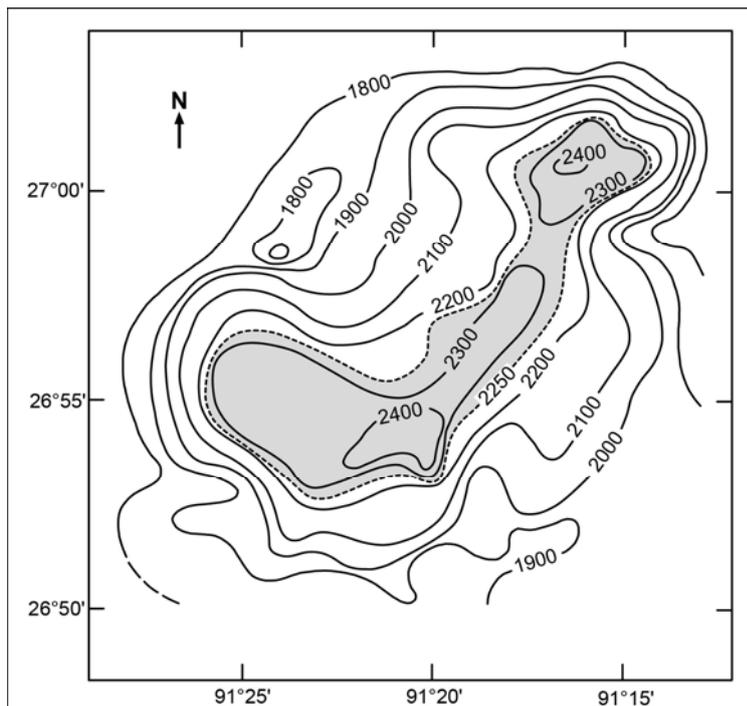
Unité 1 (~15 cal ka BP – actuel)

Cette unité qui constitue les dépôts les plus récents du bassin, a une épaisseur qui varie peu sur l'ensemble du Bassin 4 (de 5 à 2 m). Il s'agit de boues grises passant progressivement à des boues hémipélagiques homogènes grises claires vers la partie supérieure de cette unité sédimentaire. A l'instar de l'unité 5, l'abondance en foraminifères planctoniques y est élevée.

## 2.2. Le Bassin d'Orca

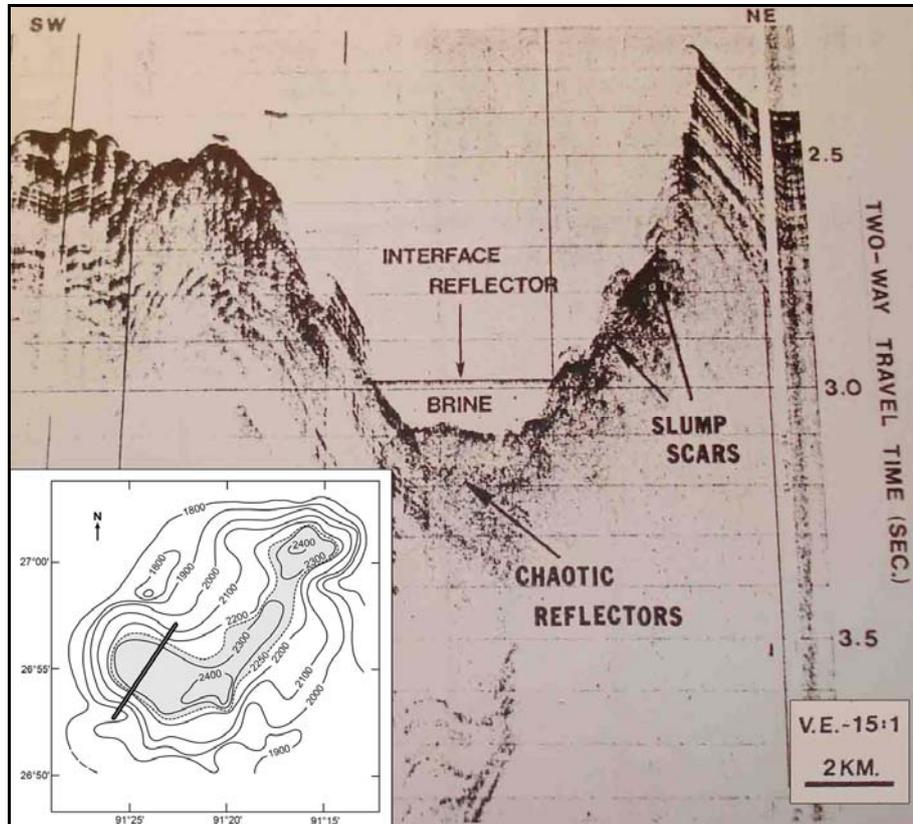
Très étudié depuis la fin des années 70 (Shokes *et al.*, 1977 ; Trabant et Presley, 1978 ; Tompkins et Shephard, 1979), le Bassin d'Orca se situe au niveau de la pente continentale de la Louisiane (Fig.1.3) à environ 290 km au sud-ouest de l'actuel delta du Mississippi, à une latitude de 26°55' Nord pour une longitude de 091°20' Ouest (Fig.2.1). Morphologiquement, le Bassin d'Orca est une dépression de 400 km<sup>2</sup> en forme de « L », longue de 25 km et constituée de deux sous-bassins (un au nord-est, l'autre au sud-ouest). La bathymétrie va de 1800 m à la périphérie du bassin jusqu'à 2400 m au niveau des zones les plus profondes.

Le Bassin d'Orca est caractérisé, à la différence de nombreux mini-bassins du Golfe du Mexique (tel le Bassin 4), par la présence sur le fond du bassin d'une saumure ayant une épaisseur d'environ 200 m et dont la salinité dépasse 250‰ (Fig.2.7 ; Shokes *et al.*, 1977).



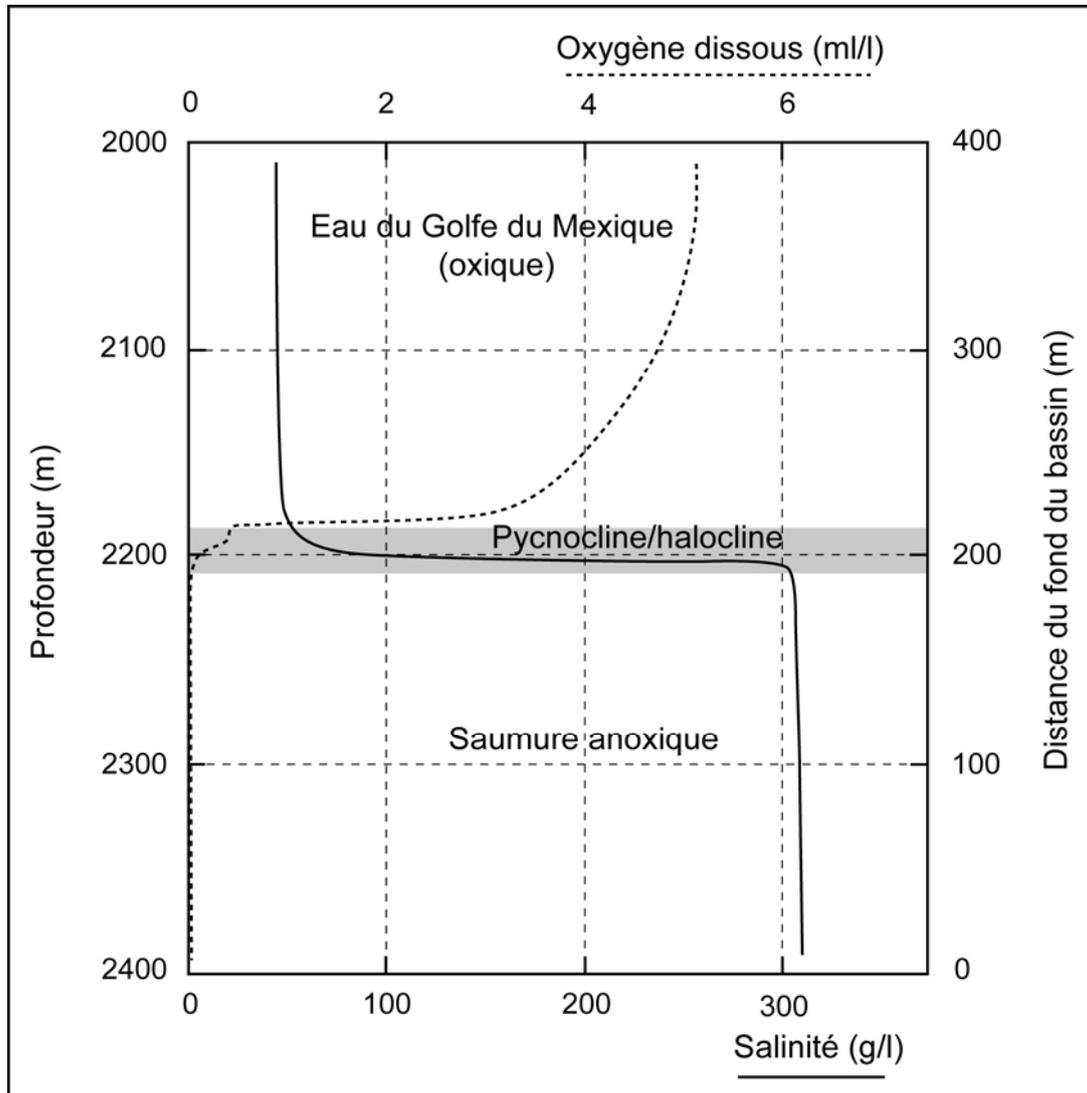
**Figure 2.7 :** Bathymétrie du Bassin d'Orca. La zone grisée représente l'extension de la saumure. Les contours sont en mètres (d'après Shokes *et al.*, 1977).

La saumure du Bassin d'Orca est due à la dissolution de diapirs de sels jurassiques affleurant à proximité du bassin (Shokes *et al.*, 1977 ; Sheu *et al.*, 1987). La diminution de la salinité de l'eau contenue dans la porosité des sédiments du fond du Bassin d'Orca indique effectivement que la présence de la saumure ne peut s'expliquer par des circulations de fluides hydrothermaux dissolvant du sel sous-jacent et remontant par percolation, comme c'est le cas en Mer Rouge (Craig, 1969). Des études sismiques réalisées dans cette région du Golfe du Mexique ont confirmé l'affleurement de diapirs ou de rides de sels sur le fond marin au nord et au sud-est du Bassin d'Orca (Addy et Behrens, 1980), ainsi que l'existence d'une masse d'eau très salée s'écoulant depuis ces affleurements de sels jusqu'au Bassin d'Orca (Brooks *et al.*, 1990). Le volume total de la saumure présente au fond du Bassin d'Orca est légèrement inférieur à 5 km<sup>3</sup> (Schijf, 2007). L'eau de mer qui surmonte cette saumure a une salinité de 35‰, caractéristique du milieu marin ouvert. L'interface entre la couche hypersalée et l'eau de mer, situé vers 2230 m de profondeur, est donc marquée par un fort contraste de densité (1,025 g/cm<sup>3</sup> pour l'eau de mer contre 1,185g/cm<sup>3</sup> pour la saumure) qui, par conséquent, induit une forte stratification de la colonne d'eau. Cette interface est clairement identifiable sur les profils sismiques effectués au niveau du Bassin d'Orca (Fig.2.8).



**Figure 2.8 :** Profil sismique réalisé au niveau du Bassin d'Orca montrant l'interface entre l'eau de mer et la saumure (d'après Trabant et Presley, 1978). L'exagération verticale est de 15 fois.

La consommation d'oxygène lors de la dégradation de la matière organique ainsi que sa faible diffusion au travers de l'interface très stable « eau-saumure » entraînent l'anoxie du fond du Bassin d'Orca (Sheu et Presley, 1986 ; Van Cappellen *et al.*, 1998 ; Hurtgen *et al.*, 1999 ; Lyons et Severmann, 2006 ; Fig.2.9).



**Figure 2.9 :** Profils de salinité et de l'oxygène dissous dans les eaux du Bassin d'Orca en fonction de la profondeur (d'après Tribovillard *et al.*, 2008).

*La zone grisée représente l'interface entre l'eau de mer et la saumure.*

Si l'on se base sur les datations  $^{14}\text{C}$  faites sur des carottes sédimentaires, au niveau de la transition rapide entre les dépôts anoxiques noirs et les boues grises sous-jacentes déposées dans des conditions supposées aérobies, l'anoxie serait apparue entre 8500 et 7900 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Addy et Behrens, 1980 ; Leventer *et al.*, 1983). Cependant, les résultats d'une étude de la salinité des eaux interstitielles dans les sédiments provenant d'un carottage DSDP (site 618,

Leg 96) laissent supposer que l'anoxie ait pu exister dans le Bassin d'Orca depuis au moins 50.000 ans (Presley et Stearns, 1986).

Les sédiments qui se déposent dans le Bassin d'Orca sont constitués d'apports terrigènes principalement délivrés par le Mississippi (Davies et Moore, 1970 ; Chamley et Kennett, 1976 ; Brown et Kennett, 1998). Les taux d'accumulation sont importants allant de 30 à 500 cm/1000 ans (Leventer *et al.*, 1982, 1983 ; Brown *et al.*, 1999 ; Flower *et al.*, 2004 ; LoDico *et al.*, 2006). Le Bassin d'Orca s'avère protégé des flux sédimentaires gravitaires grâce à la présence de nombreux « mini-bassins » en amont sur la pente continentale de la Louisiane (Flower, *com. pers.*). Les réflecteurs chaotiques visibles sur les profils sismiques au fond du bassin, ainsi que la présence de cicatrices d'arrachement sur les flancs les plus pentus (Fig.2.8) indiquent cependant que les mouvements gravitaires en masse constituent le premier mécanisme d'accumulation sédimentaire dans les zones les plus profondes du bassin (Tompkins et Shephard, 1979). Les flancs les moins pentus du bassin ne montrent pas de cicatrices d'arrachement et sont caractérisés par des sédiments fortement laminés. Cela laisse à supposer que la sédimentation s'y fait de façon continue et qu'elle y a été préservée des phénomènes gravitaires.

Le Bassin d'Orca est considéré par la communauté scientifique comme étant un site idéal pour effectuer des études paléoclimatiques à haute résolution (Leventer *et al.*, 1982, 1983 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Flower et Kennett, 1990 ; Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998 ; Brown *et al.*, 1999 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2004, 2005, 2006 ; LoDico *et al.*, 2006) pour diverses raisons :

- (1) L'anoxie des eaux de fond permet une excellente préservation des microfossiles et des algues (Ptéropodes, foraminifères planctoniques, radiolaires ; Kennett *et al.*, 1985).
- (2) L'anoxie empêche également le développement de toute vie benthique. Les sédiments qui se déposent dans le bassin sont ainsi préservés de la bioturbation.
- (3) Les dépôts sédimentaires sont continus au niveau des flancs les moins pentus du bassin.
- (4) Les taux d'accumulation sédimentaire sont très importants. Les études menées sur les sédiments du bassin auront par conséquent une bonne résolution temporelle.
- (5) Le bassin est assez proche de l'embouchure du Mississippi pour avoir été sous l'influence des crues d'eaux de fonte en provenance de la marge sud de la calotte glaciaire Laurentide (cf. Chap.3) au cours du dernier cycle climatique.

---

## **CHAPITRE 3.**

### **La calotte glaciaire Laurentide**

---



## LA CALOTTE GLACIAIRE LAURENTIDE

Lors du « Last Glacial Maximum » (LGM : 26-20 ka BP ; Peltier et Fairbanks, 2006), l'ensemble des calottes glaciaires du globe terrestre, dont certaines avaient des épaisseurs de glace pouvant atteindre 4 km, recouvraient une surface 13 fois plus importante qu'actuellement. Elles ont contribué à la chute du niveau marin global de 120 m au dessous du niveau actuel (Fairbanks, 1989 ; Clark et Mix, 2002 ; Peltier et Fairbanks, 2006), provoquant l'émersion de  $2,8 \times 10^6 \text{ km}^2$  de plateformes continentales (Clark et Mix, 2000).

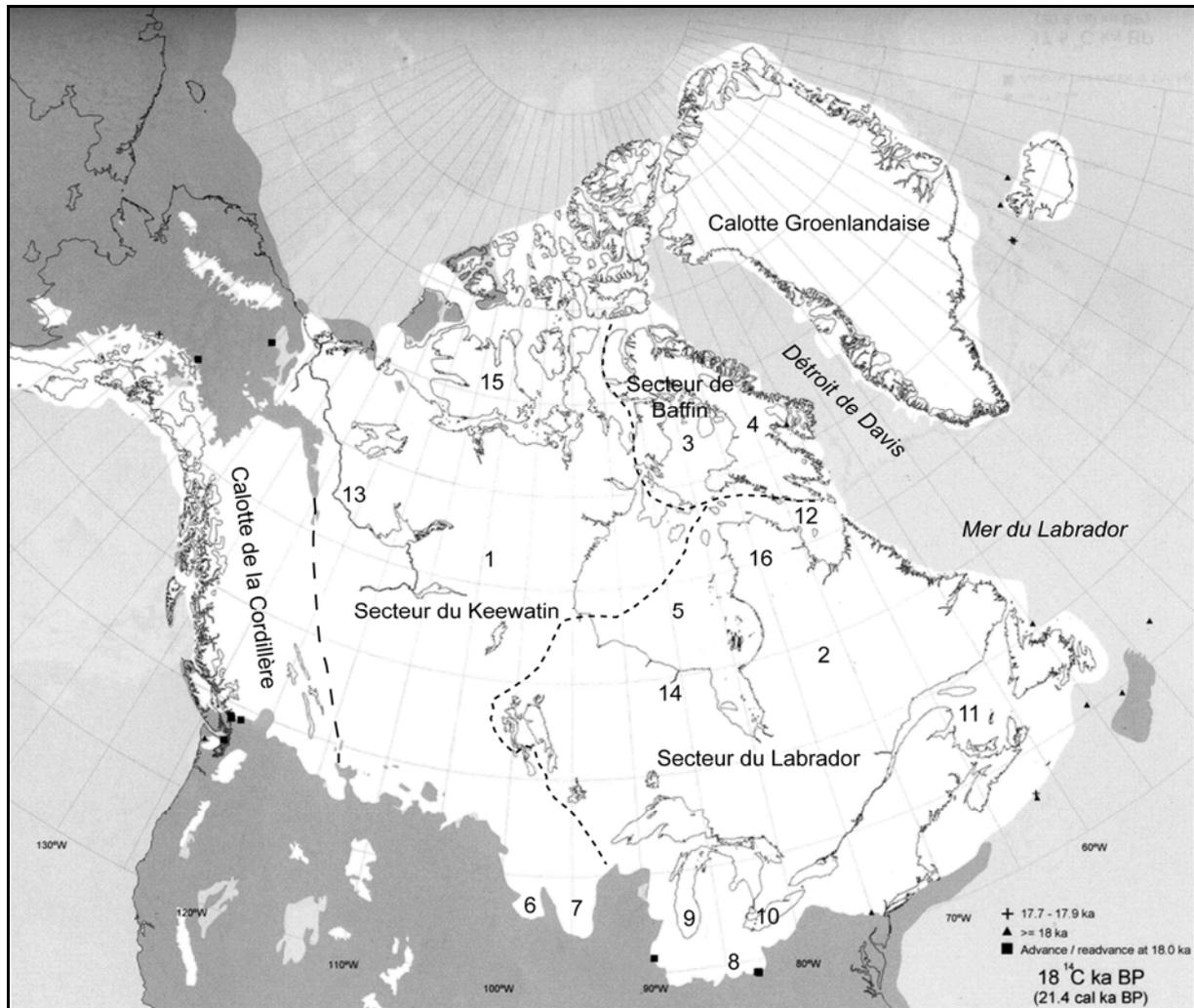
L'imposante calotte glaciaire Laurentide qui se situait au niveau du Canada ainsi qu'à l'extrême nord des Etats Unis d'Amérique, couvrait lors du LGM une superficie équivalente à celle du continent européen, soit environ  $10,9 \times 10^6 \text{ km}^2$  (Velichko *et al.*, 1997). Elle représentait un volume de glace compris entre  $15,9$  et  $37 \times 10^6 \text{ km}^3$  suivant les différentes reconstitutions élaborées à partir de divers modèles numériques (Tab.3.I).

**Tableau 3.I :** Volume et épaisseur de la calotte glaciaire Laurentide lors du LGM déterminés par différentes modélisations numériques (d'après Licciardi *et al.*, 1998).

Référence	Volume ( $\times 10^6 \text{ km}^3$ )	Epaisseur (m)
Paterson (1972)	26,5	2700
Sugden (1977)	37	3400
Budd et Smith (1981)	< 32	4000-4500
Hughes <i>et al.</i> (1981)	34,8	×
Denton et Hughes (1981)	30,5-34,2	3480-3800
Boulton <i>et al.</i> (1985)	33-44	3000-3500
Fisher <i>et al.</i> (1985)	18-25,9	2800-3200
Tushingham et Peltier (1991)	21	> 3000
Peltier (1994)	19	> 3000
Velichko <i>et al.</i> (1997)	26,95	×
Licciardi <i>et al.</i> (1998)	15,9-19,7	3100-3600

La calotte glaciaire Laurentide s'étendait donc des Montagnes Rocheuses à l'Océan Atlantique d'est en ouest et de l'Océan Arctique aux positions actuelles des fleuves Missouri et Ohio du nord au sud (Dyke *et al.*, 1982 ; Dyke et Prest, 1987a, 1987b ; Dyke *et al.*, 2002 ; Dyke, 2004). Elle était connectée aux calottes Groenlandaise au nord-ouest et de la Cordillère

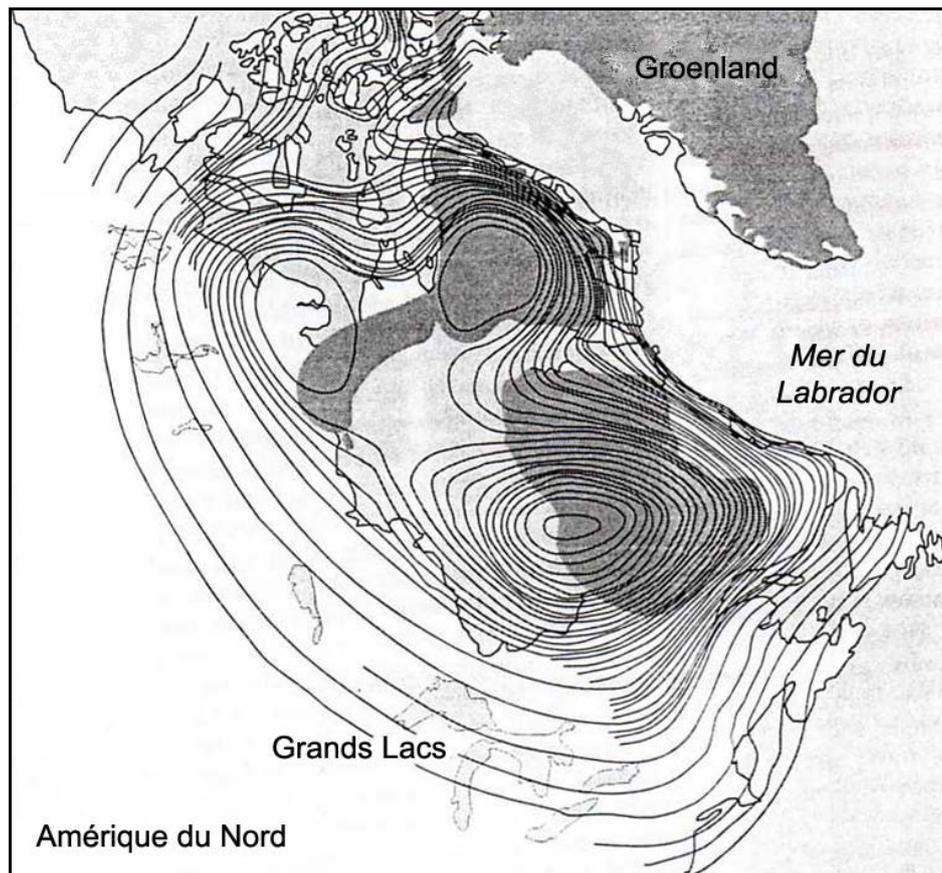
au niveau des Montagnes Rocheuses (Fig.3.1) avec lesquelles elle représentait 44 % de la surface englacée totale de la planète (Velichko *et al.*, 1997).



**Figure 3.1 :** Extension des calottes glaciaires Laurentide, de la Cordillère et Groenlandaise au LGM. Les pointillés serrés délimitent les trois grands secteurs de la calotte Laurentide, les pointillés larges marquent la limite entre cette dernière et la calotte de la Cordillère. 1, Dôme de Keewatin ; 2, Dôme du Nouveau-Québec ; 3, Dôme du Bassin de Foxe ; 4, Terre de Baffin ; 5, Baie d'Hudson ; 6, Lobe James ; 7, Lobe Des Moines ; 8, Lobe des Grands Lacs ; 9, Lac Michigan ; 10, Lac Erié ; 11, Golfe du St Laurent ; 12, Déroit d'Hudson ; 13, Fleuve Mackenzie ; 14 : Dôme d'Hudson ; 15 : Dôme de M'Clintock ; 16 : Ungava (d'après Fulton et Prest, 1987 ; Occhiotti, 1987 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Dyke, 2004).

La calotte Laurentide du LGM a longtemps été représentée comme un unique dôme massif de glace, épais d'environ 4000 m et centré sur la Baie d'Hudson (Flint 1943, 1971 ; CLIMAP, 1976 ; Denton et Hughes, 1981). Cette reconstitution unidôme a été infirmé non seulement par de nombreuses études portant sur l'orientation des stries glaciaires et des drumlins (collines morainique sous-glaciaire allongées dans le sens de l'avancée glaciaire ;

Brochu et Michel, 1994 ; VanVliet-Lanoë, 2005) menées indépendamment dans différentes régions du Canada (e.g. Andrews et Barnett, 1972 ; Andrews, 1973 ; Hillaire-Marcel, 1976, 1979 ; Andrews et Miller, 1979 ; Shilts *et al.*, 1979 ; Hillaire-Marcel et Occhietti, 1980 ; Hillaire-Marcel *et al.*, 1980 ; Shilts, 1980, 1985 ; Dyke et Prest, 1987a ; Occhietti, 1987) mais surtout par l'étude du rebond isostatique post déglaciation du continent nord américain. Si une calotte unidôme avait existé lors du LGM, sa fonte aurait provoqué un rebond isostatique concentrique, centré sur la zone où il y avait la plus grande épaisseur de glace (i.e. à l'endroit du dôme de glace ; Siegert, 2001). Cependant Dyke (1996) a démontré que le rebond isostatique post-déglaciation est organisé en plusieurs cercles concentriques, chacun représentant une région ayant subit une subsidence importante induite par la charge d'une forte épaisseur de glace (Fig.3.2). Le fait que plusieurs régions subissent un réajustement isostatique important suite à la fonte de la calotte Laurentide indique clairement qu'il y avait plusieurs dômes de glace en Amérique du Nord lors du LGM.



**Figure 3.2** : Rebond isostatique de l'Amérique du Nord, il y a 8000 ans BP. Les lignes ont été interpolées à partir de paléo-plages et de paléo-rivages de lacs proglaciaires (Dyke, 1996).

Le modèle d'une calotte Laurentide multidôme au cours du LGM, élaboré à partir de données de terrain, a été conforté par des reconstitutions de la géométrie de cette calotte obtenus à l'aide de modèles numériques de dynamique glaciaire tenant en compte la rhéologie du substrat sous-glaciaire (Boulton *et al.*, 1985 ; Fisher *et al.*, 1985 ; Clark *et al.*, 1996 ; Licciardi *et al.*, 1998) et de modèles utilisant l'inversion du niveau marin relatif (Tushingham et Peltier, 1991 ; Peltier, 1994).

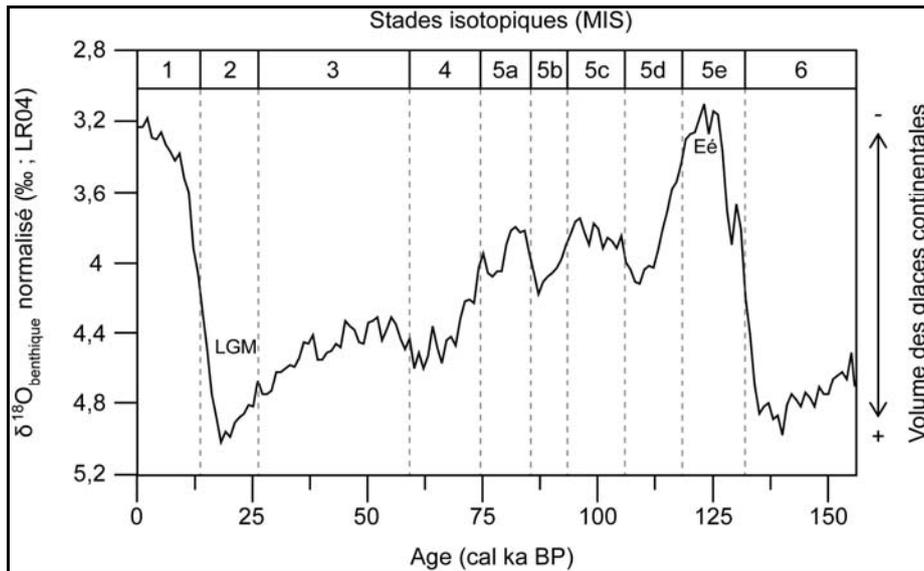
La calotte Laurentide du LGM aurait donc été composée de trois principaux secteurs interdépendants représentant différentes régions recouvertes par des glaces de même origine : les secteurs du Labrador, de Keewatin et de Baffin respectivement à l'est, à l'ouest et au nord de la Baie d'Hudson (Fig.3.1 ; Dyke *et al.*, 1982, 1989, 2002 ; Prest, 1983 ; Dyke et Prest, 1987 ; Fulton et Prest, 1987 ; Dyke, 2004). Chaque secteur est constitué d'un ou de plusieurs dômes dont les emplacements peuvent varier dans le temps (Dyke et Prest, 1987). Morphologiquement, la calotte Laurentide se présente donc comme un vaste plateau de 2000 à 2500 m de glace centré sur la baie d'Hudson, associé à plusieurs dômes épais de 3000 à 3500 m, et entouré au niveau de ses marges sud, sud-ouest et nord-ouest par une ceinture de glace peu épaisse de 500 à 1500 m (Licciardi *et al.*, 1998).

La marge sud de la calotte Laurentide est caractérisée au LGM par une série de lobes glaciaires peu épais qui se mettent en place sous l'influence de la dynamique interne de la calotte (« ice streams », « surge ») favorisée par la faible viscosité de sédiments sous-glaciaire sursaturés en eau et très déformés (Fig.3.1 ; Clark, 1992 ; Mickelson et Colgan, 2003).

L'inlandsis laurentien est ainsi un glacier composite dont le volume, l'aire et la dynamique ont fluctué régionalement entre la fin du dernier optimum climatique, après 120 ka BP environ, et la disparition de l'ultime calotte résiduelle au Nouveau-Québec vers 6 ka BP (Richard, 1981 ; Daigneault et Bouchard, 2004).

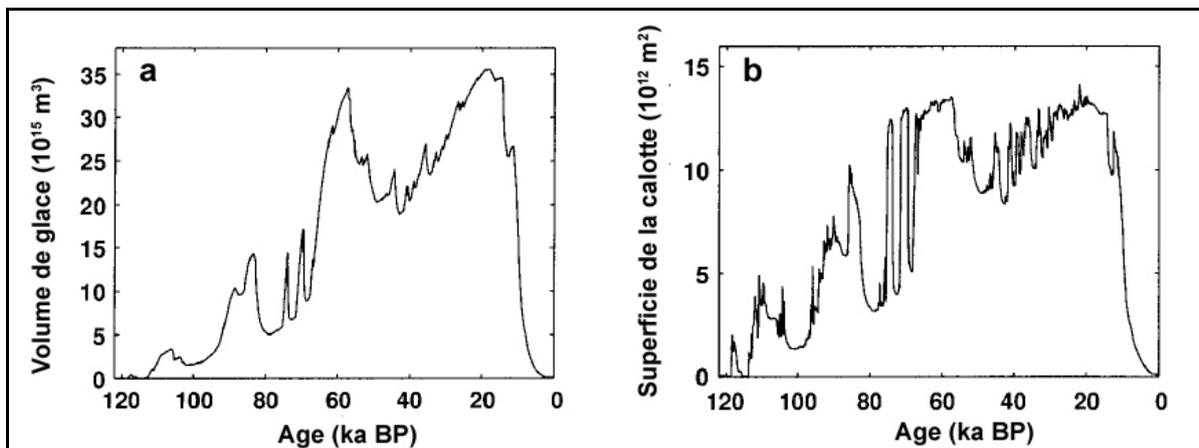
### **3.1. Evolution de la calotte glaciaire Laurentide depuis l'Eémien (120 ka)**

La calotte glaciaire Laurentide a connu, depuis son apparition au cours du stade isotopique 5 (Marine Isotopic Stage [MIS] 5 ; Fig.3.3), différentes phases de croissance, de démantèlement et de fonte. Son évolution à long terme est soumise aux grandes variations climatiques contrôlées par les modifications périodiques des paramètres orbitaux de Milankovitch (1920).



**Figure 3.3 :** Courbe normalisée LR04 du  $\delta^{18}O_{\text{benthique}}$  (Lisiecki et Raymo, 2005) et stades isotopiques associés pour le dernier cycle climatique. Le  $\delta^{18}O_{\text{benthique}}$  reflète les variations du volume des glaces continentales (plus il est élevé, plus le volume de glace continentale est important).

Le modèle numérique élaboré par Marshall et Clarke (1999), basé sur les variations climatiques déduites des enregistrements glaciaires du Groenland ( $\delta^{18}O$  de GRIP ; Dansgaard *et al.*, 1993), a permis d'estimer notamment le volume et la superficie de la calotte Laurentide au cours du dernier cycle glaciaire (Fig.3.4).

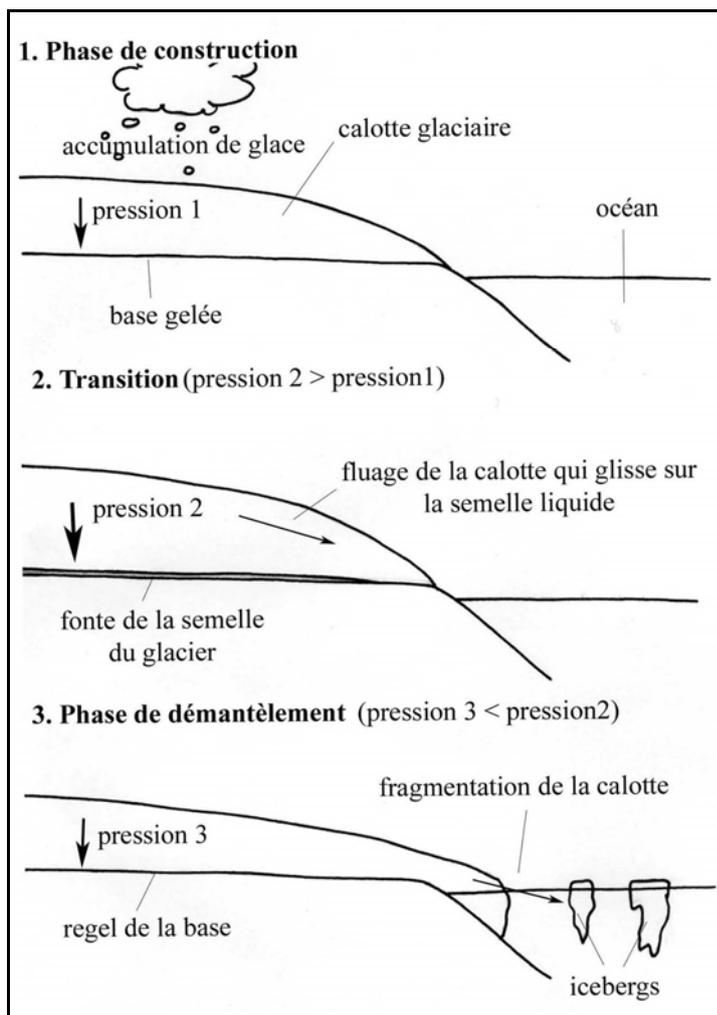


**Figure 3.4 :** Simulation numérique sur l'ensemble du dernier cycle glaciaire : (a) du volume de glace de la calotte Laurentide et (b) de sa superficie (d'après Marshall et Clarke, 1999). Les valeurs obtenues sont probablement surestimées du fait que la modélisation numérique ait été basée sur une configuration unidôme de la calotte Laurentide, mais les tendances évolutives restent valables.

On peut distinguer sur l'évolution du volume de glace de la calotte Laurentide (Fig.3.4.a) des périodicités, de 23 et 41 ka, caractéristiques des variations des paramètres

orbitaux de Milankovitch (1920). Depuis 120 ka BP, la calotte Laurentide a connu quatre périodes d'expansion importante (110, 90, 60 et 20 ka BP) intercalées de périodes d'extension plus faible (100, 80, 40 ka). La variation de l'insolation contrôlée par les paramètres orbitaux semble ainsi constituer le premier facteur influençant l'évolution à long terme de la calotte Laurentide (Occhietti, 1987).

La calotte Laurentide montre également une évolution à plus haute fréquence (Fig.3.4.b) qui ne peut s'expliquer par une modification des paramètres orbitaux. Ces variations rapides de la calotte Laurentide sont principalement dues à sa dynamique interne associée à la rhéologie du substrat sous-glaciaire et au régime des précipitations (Van Vliet-Lanoë, 2007). Elle est la principale responsable des fluctuations des lobes de la marge sud de la calotte Laurentide (Mickelson et Colgan, 2003 ; Winguth *et al.*, 2004 ; Kehew *et al.*, 2005) et du possible mécanisme de « construction-démantèlement » (Fig.3.5) provoquant une instabilité périodique de la calotte (MacAyeal, 1993) à l'origine des événements de Heinrich enregistrés dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Bond *et al.*, 1992 ; Bond et Lotti, 1995).



**Figure 3.5 :** Schéma expliquant le mécanisme de « construction-démantèlement » (ou surge). Durant la phase de construction, la calotte glaciaire est relativement stable du fait de sa base gelée. Elle s'épaissit progressivement par accumulation de neige. Cet épaississement accroît la pression sur la base de la calotte qui fond, au-delà d'une pression limite, et forme une semelle d'eau liquide. La calotte va fluer plus facilement sur cette semelle liquide et se démantèle au niveau de l'océan permettant le vélage important d'icebergs. L'épaisseur de la calotte diminuant, la pression cryostatique baisse et la base se refroidit. Cela ralentit la migration de la glace et permettant une nouvelle phase de croissance (d'après MacAyeal, 1993).

L'histoire de la calotte Laurentide a été retracé précisément à la fois globalement et régionalement (Prest, 1984 ; Attig *et al.*, 1985 ; Dredge et Thorleifson, 1987 ; Dyke et Prest, 1987a, 1987b ; Fulton et Andrews, 1987 ; Occhietti, 1987 ; S<sup>l</sup>-Onge, 1987 ; Vincent et Prest, 1987 ; Marshall et al., 2000 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Mickelson et Colgan, 2003 ; Alber et Apolzer, 2004 ; Braun, 2004 ; Dyke, 2004 ; Kirst et Lush, 2004 ; Patterson et Johnson, 2004 ; Stiff et Hansel, 2004 ; Syverson et Colgan, 2004 ; Szabo et Chanda, 2004). Cette évolution est présentée dans le cadre de cette thèse de façon synthétique dans les sous-chapitres qui suivent. Le dernier cycle glaciaire a été divisé pour l'Amérique du Nord en plusieurs périodes chronostratigraphiques : le Sangamonien (~MIS 5 ; 130-80 ka BP), le Wisconsinien inférieur (~MIS 4 ; 80-65 ka), le Wisconsinien moyen (~MIS 3/début de MIS 2 ; 65-23 ka) et le Wisconsinien supérieur (~ fin du MIS 2/début de MIS 1 ; 23-10 ka), qui seront employés ici selon les définitions proposées par Fulton (1984) et par Fulton et Prest (1987 ; Fig.3.6).

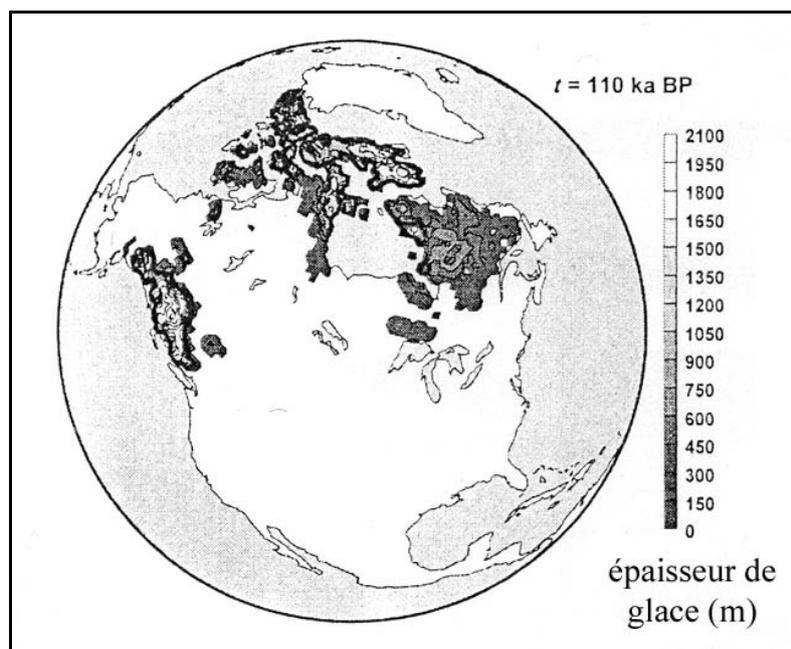
		STAGE	SUB-STAGE	OXYGEN ISOTOPE STAGES	EVENT		
		ka	ka	ka	ka		
TERTIARY PLIOCENE	QUATERNARY PLEISTOCENE	HOLOCENE		1			
			late	Late	13	Wisconsin Glaciation	
				Middle	23		
				32			
				28			
			WISCONSINAN	Early	65	Wisconsin Glaciation	
				65			
			SANGAMONIAN		80	Sangamon Interglaciation	
					130		
			middle	ILLINOIAN		6	185
						7	235
						8	275
						9	320
						15	?
						15	?
early				610			
				790			
				1870			

**Figure 3.6 :** Nomenclature canadienne du Quaternaire utilisée dans les études qui traitent des aspects temporels de la calotte glaciaire Laurentide (Fulton et Prest, 1987). Elle permet notamment d'apprécier la correspondance entre les périodes chronostratigraphiques de la glaciation nord américaine et les stades isotopiques marins (MIS, avant dernière colonne).

### 3.1.1. La calotte Laurentide au Sangamonien (~MIS 5 ; 130-80 ka BP)

La calotte glaciaire Laurentide serait apparue, il y a environ 110 ka BP, dans le secteur de Baffin, au niveau du Bassin de Foxe (Fig.3.1 et 3.7 ; Williams, 1978 ; Johnson, 1997). Une transgression marine a été enregistrée lors du Sangamonien moyen (~MIS 5d) dans les dépôts sédimentaires de la région de Baffin. Cette transgression pourrait être le résultat d'une subsidence régionale provoquée par la charge d'une calotte de glace (Ives *et al.*, 1975 ; Andrews et Miller, 1984 ; Andrews *et al.*, 1985 ; S<sup>t</sup>-Onge, 1987). Des accumulations autochtones de névé puis de glace seraient également apparues sur les plateaux centraux du Québec et sur les reliefs de l'Ungava (Occhietti, 1982) ainsi qu'au niveau du Keewatin (Fig.3.1 ; Occhietti, 1987). Cette ébauche des futurs dômes (Fig.3.1) a pu se maintenir aux cours des périodes les plus chaudes du Sangamonien (MIS 5c et 5a ; Fig.3.3).

Bien que l'apparition de la calotte Laurentide soit en partie due à des changements d'insolation provoqués par des modifications des paramètres orbitaux, Khodri *et al.* (2001) ont démontré que le forçage solaire seul est insuffisant pour permettre la croissance de larges calottes glaciaires. Les interactions du forçage solaire avec l'océan et l'atmosphère, l'albédo des glaces déjà formées et la topographie des terrains qui s'englacent (Budd et Smith, 1987 ; Reichart *et al.*, 2001 ; Marshall, 2002) sont autant de paramètres nécessaires à l'apparition et la croissance d'une calotte de glace (Bromwich *et al.*, 2002).



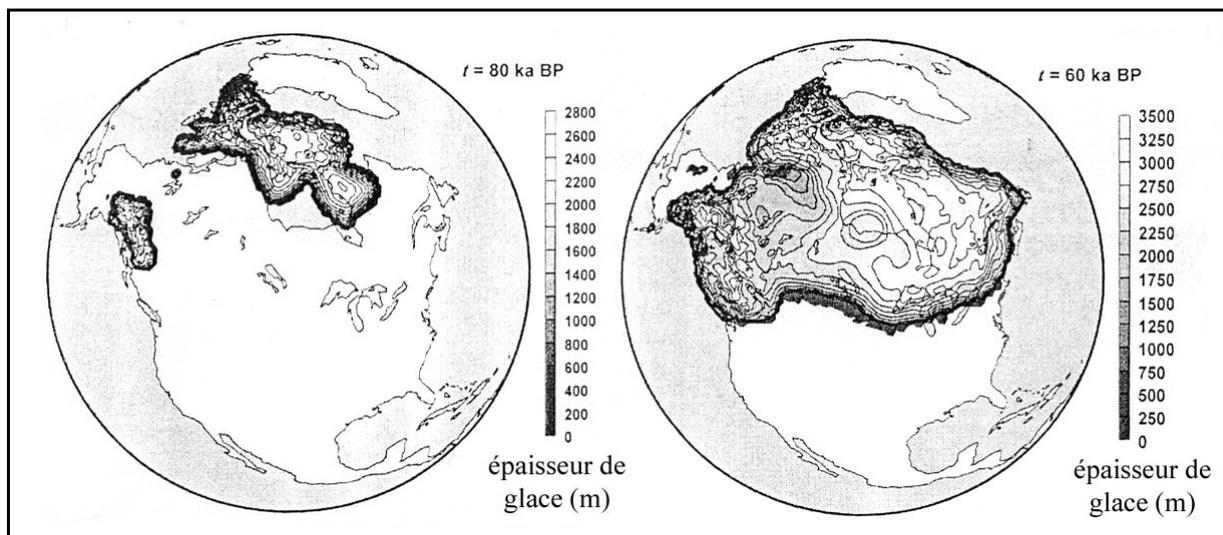
**Figure 3.7** : Extension et épaisseur des calottes Laurentide et de la Cordillère, il y a 110 ka BP d'après la modélisation numérique de Marshall *et al.* (2000).

L'apparition et la croissance de ces premières calottes en Amérique du Nord expliqueraient :

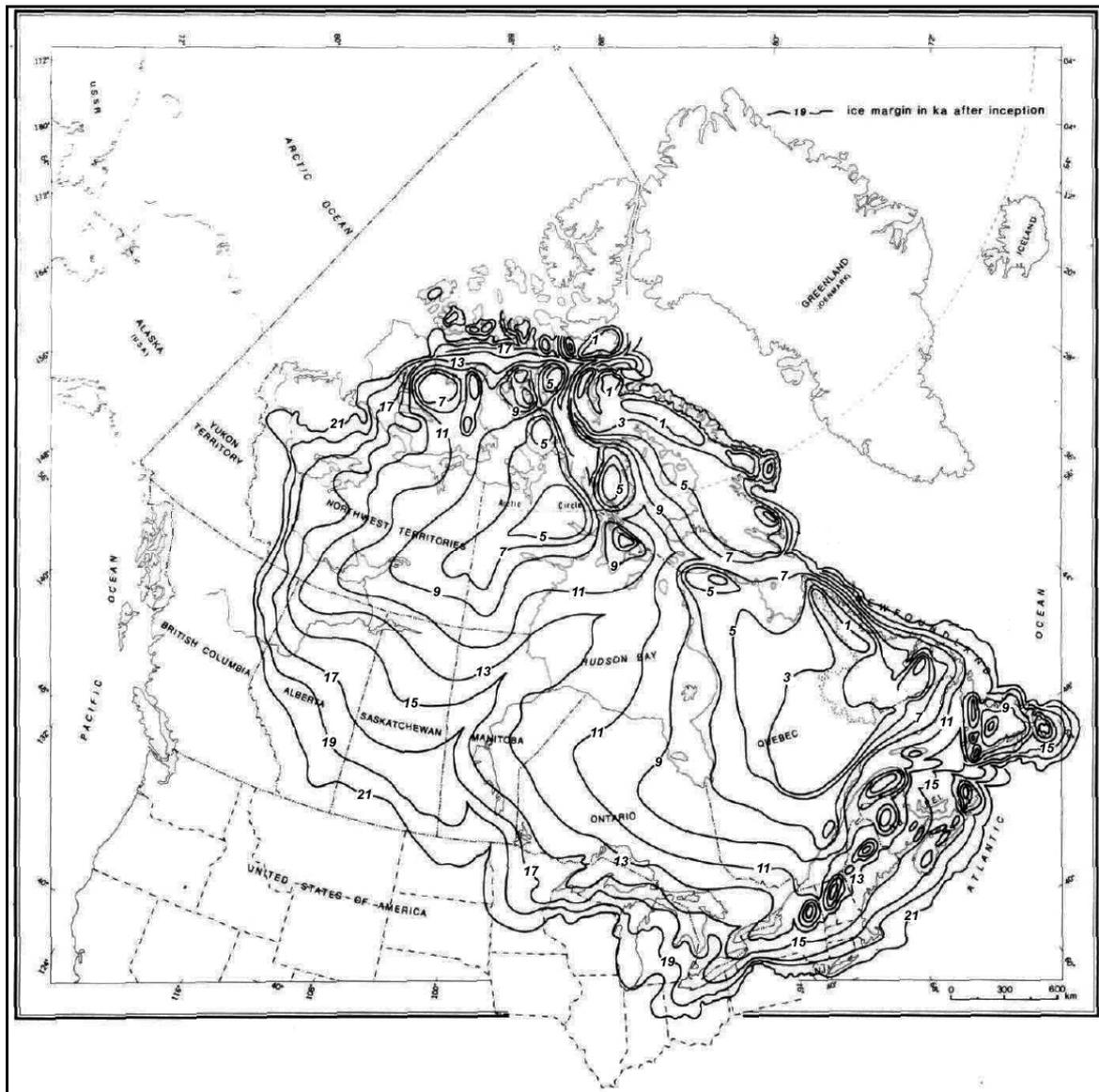
- (1) L'abaissement important du niveau eustatique moyen mondial entre 120 et 80 ka BP et notamment les abaissements brutaux aux environs de 110 et 90 ka BP (MIS 5d et b ; Shackleton et Opdyke, 1973 ; Andrews et Mahaffy, 1976).
- (2) L'enrichissement isotopique en  $^{18}\text{O}$  des eaux de fond des océans aux mêmes périodes nécessitant une augmentation importante du volume glaciaire continental (Fig.3.3 ; Shackleton et Opdyke, 1973).
- (3) L'extrême rapidité de l'englaciation généralisée au cours du Wisconsinien inférieur (~MIS 4 ; 80-60 ka ; Occhietti, 1987 ; Vincent et Prest, 1987).

### 3.1.2. La calotte Laurentide au Wisconsinien inférieur (~MIS 4 ; 80-65 ka BP)

Le Wisconsinien inférieur, période marquée par une forte chute des températures et une forte hausse du  $\delta^{18}\text{O}$  marin correspondant au stade isotopique 4 (Fig.3.3), est caractérisé par un important développement de la calotte glaciaire Laurentide *sensu lato* (Fig.3.8 et 3.9 ; Andrews et Mahaffy, 1976). A 60 ka BP, la calotte Laurentide possède alors un volume et une extension très proche de sa configuration au LGM (Fig.3.4 ; Clark *et al.*, 1993).



**Figure 3.8 :** Modélisation de l'épaisseur et de l'extension des calottes glaciaires Laurentide et de la Cordillère au début et à la fin du Wisconsinien inférieur (d'après Marshall *et al.*, 2000). Cette modélisation numérique reste néanmoins approximative puisque qu'elle considère que la calotte Laurentide est unidôme.



**Figure 3.9 :** *Modèle hypothétique de la croissance de la calotte Laurentide après le MIS 5 (après ~80 ka BP ; Vincent et Prest, 1987). Les limites d'extension sont en milliers d'années après ~80 ka BP (l'isoligne « 21 » représentant l'extension de la calotte Laurentide vers 60 ka).*

### 3.1.3. La calotte Laurentide au Wisconsinien moyen (~MIS 3/début du MIS 2 ; 65-23 ka BP)

Le Wisconsinien moyen est constitué d'une période de réchauffement entre 60 et 40 ka BP, puis de fluctuations froides de plus en plus accentuées jusqu'au paroxysme du Wisconsinien supérieur (Fig.3.3 et 3.4).

La relation entre les variations d'insolation et le régime des précipitations étant complexe, la disposition des centres d'accumulation de la calotte Laurentide reste peu connue au Wisconsinien moyen (Occhiotti, 1987). Il semble néanmoins que la moitié occidentale de

la calotte Laurentide ainsi que le secteur du Keewatin (Fig.3.1) aient été les plus sensibles au réchauffement du début du Wisconsinien moyen. La calotte Laurentide subit donc une phase de retrait lors du début de Wisconsinien moyen (Fig.3.4b). Sa superficie atteint un minimum vers 32-35,5 ka BP (27-30  $^{14}\text{C}$  ka BP), ses limites suivant alors les pourtours du Bouclier Canadien (Fig.3.10 ; Dyke *et al.*, 2002). Les eaux de l'Atlantique Nord, relativement chaudes durant cette période, auraient apporté de l'humidité dans les régions maritimes du nord-est de l'Arctique Américain permettant le maintien de la calotte Laurentide dans ces régions malgré le réchauffement climatique (Dredge et Thorleifson, 1987).

En réponse au refroidissement amorcé à la fin du Wisconsinien moyen, la calotte Laurentide commence à se redévelopper à partir de son extension minimale vers 32 ka BP pour atteindre sa configuration maximale entre 28 et 25 ka BP (24-21  $^{14}\text{C}$  ka BP ; Dyke *et al.*, 2002). Ses marges atteignent leurs positions maximales, de manière diachrone, vers 28 ka BP dans les régions du fleuve Mackenzie (Fig.3.1) ; vers 27,5 ka BP au niveau du lobe des Grands Lacs (Dreimanis, 1977 ; Hansel et Johnson, 1992 ; Lowell *et al.*, 1999) et uniquement vers 24 ka BP pour le lobe Des Moines au sud-ouest de la calotte (Fig.3.1 ; Ruhe, 1969 ; Clayton et Moran, 1982). L'extension très réduite de la calotte de la Cordillère à cette période, aurait facilité les entrées d'humidité en provenance du Pacifique vers la calotte Laurentide favorisant la croissance de sa partie sud-ouest, au niveau des plaines intérieures américaines (Dyke et Prest, 1987). Cette période de ré-avancée de la calotte Laurentide jusqu'à ses limites maximales (de 32 à 24 ka BP) coïncide avec une chute importante du niveau marin global (Lambeck *et al.*, 2002).



**Figure 3.10 :** Extension probable de la calotte Laurentide vers 32-35,5 ka BP (aire blanche). La ligne noire représente l'extension maximale de la calotte au LGM (d'après Dyke *et al.*, 2002).

### 3.1.4. La calotte Laurentide au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène (à partir de 23 ka BP environ)

L'évolution de la calotte Laurentide depuis son extension maximale du LGM jusqu'à sa disparition au cours de l'Holocène a été précisément décrite et cartographiée par Dyke et Prest (1987a-b) et Dyke (2004 ; Fig.3.11 ; Annexe 2).

#### De 21,4 à 18,5 cal ka BP

Les enregistrements des températures atmosphériques dans les calottes de glace groenlandaises indiquent un réchauffement progressif depuis le LGM jusqu'à 17 ka BP (Johnsen *et al.*, 1992).

La calotte Laurentide est dans sa configuration maximale dès 25 ka BP et l'est encore vers 21,4 ka BP (Fig.3.1 ; cf. § précédent). La calotte de la Cordillère continue à cette époque de se développer et n'atteint son extension maximale que vers 16,8 ka BP (14 <sup>14</sup>C ka BP ; Clague *et al.*, 1988 ; Hicock et Lian, 1995 ; Lian *et al.*, 2001 ; Owen *et al.*, 2003 ; Tharckray *et al.*, 2004). Cette croissance de la calotte de la Cordillère aurait participé, en bloquant le passage de l'humidité en provenance du Pacifique, à l'augmentation de l'aridité sur l'ouest de la calotte Laurentide provoquant alors le début de son retrait (Dyke *et al.*, 2002) :

- (1) Le lobe du Mackenzie, au nord-ouest de la calotte, commence à se retirer vers 19,5 ka BP (Harrington, 1989).
- (2) La marge atlantique sud-est de la calotte Laurentide subit un fort retrait dès 21,4 ka BP, provoqué par la hausse progressive du niveau eustatique (Gipp et Piper, 1989 ; Mosher *et al.*, 1989 ; Piper *et al.*, 1990 ; King, 1996 ; Schnitker *et al.*, 2001 ; Miller *et al.*, 2001).
- (3) Les lobes des Grands Lacs (Fig.3.1) subissent des fluctuations durant une phase lente mais nette de recul de 21,4 à 19,1 ka BP (Mickelson *et al.*, 2003 ; Johnson, 1986 ; Matsch et Schneider, 1986 ; Mickelson et Colgan, 2003). Ils subissent ensuite un recul beaucoup plus fort vers 18,5 ka BP (Barnett, 1992 ; Kirst et Lusch, 2004) qui permet l'établissement dans le bassin du Lac Erié d'un lac proglaciaire (le Lac Leverett) vraisemblablement drainé vers l'Océan Atlantique (Mörner et Dreimanis, 1973 ; Barnett, 1992 ; Ridge, 1997).

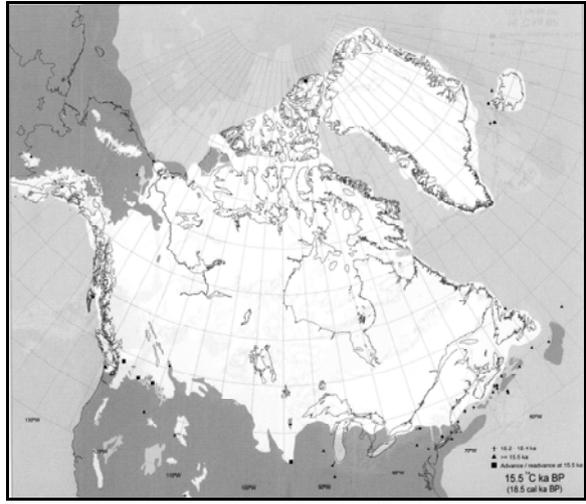
Il n'y a, par contre, pas d'évidence d'un recul prononcé des lobes James et Des Moines durant cette période de temps (Dyke, 2004).

**Figure 3.11 :** Cartes d'extension des calottes Laurentide, de la Cordillère et Groenlandaise de 20,8 à 8,4 ka BP (Dyke, 2004). (L'annexe 2 présente ces mêmes cartes en plus grands formats).

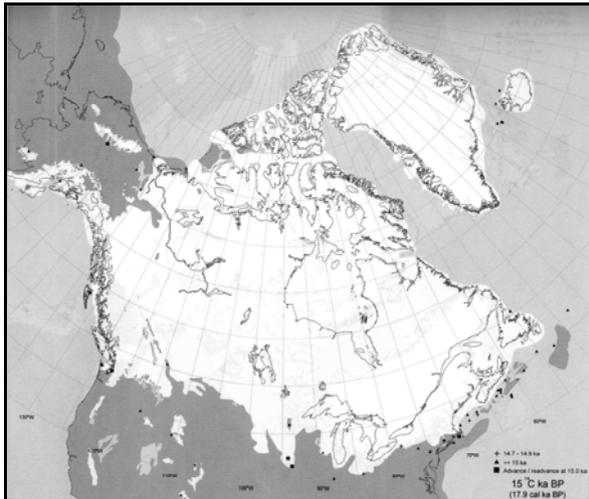
20,8 cal ka BP (17,5  $^{14}\text{C}$  ka BP)



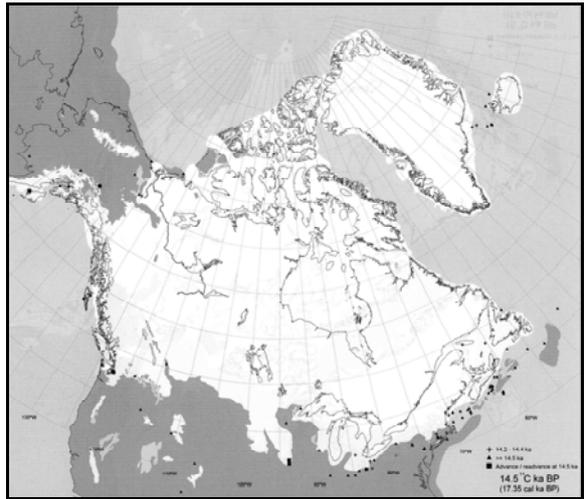
18,5 cal ka BP (15,5  $^{14}\text{C}$  ka BP)



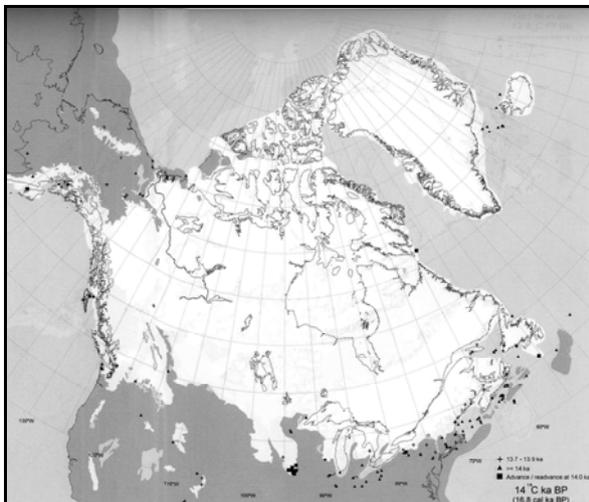
17,9 cal ka BP (15  $^{14}\text{C}$  ka BP)



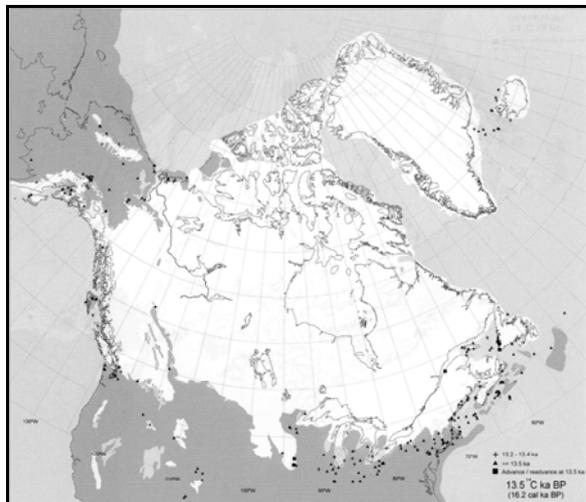
17,35 cal ka BP (14,5  $^{14}\text{C}$  ka BP)



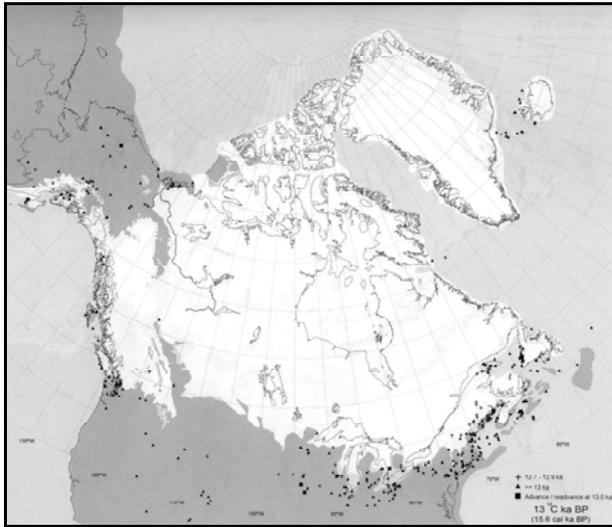
16,8 cal ka BP (14  $^{14}\text{C}$  ka BP)



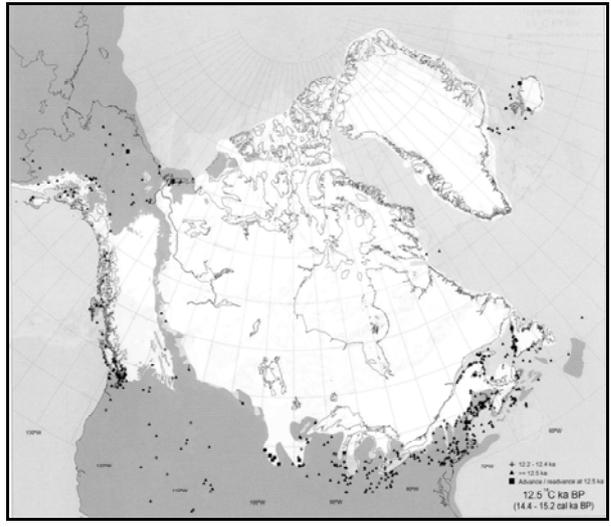
16,2 cal ka BP (13,5  $^{14}\text{C}$  ka BP)



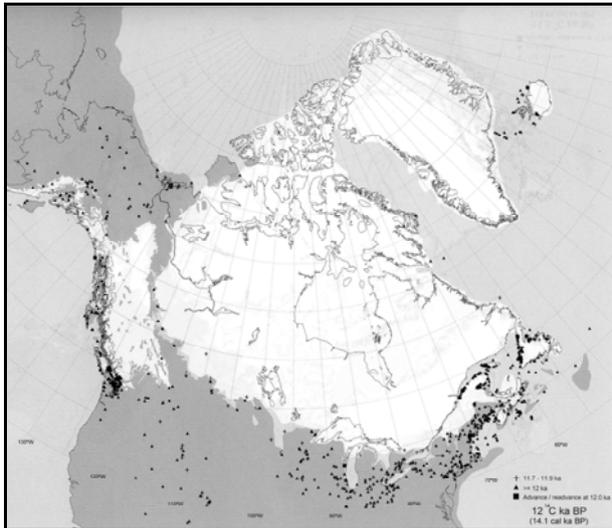
15,6 cal ka BP (13 <sup>14</sup>C ka BP)



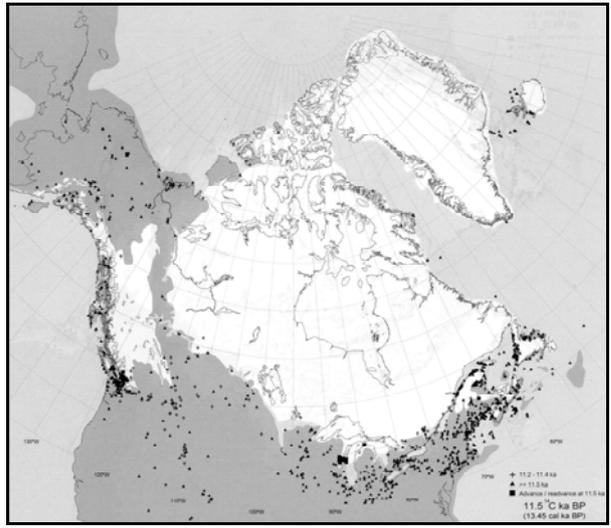
15,2-14,4 cal ka BP (12,5 <sup>14</sup>C ka BP)



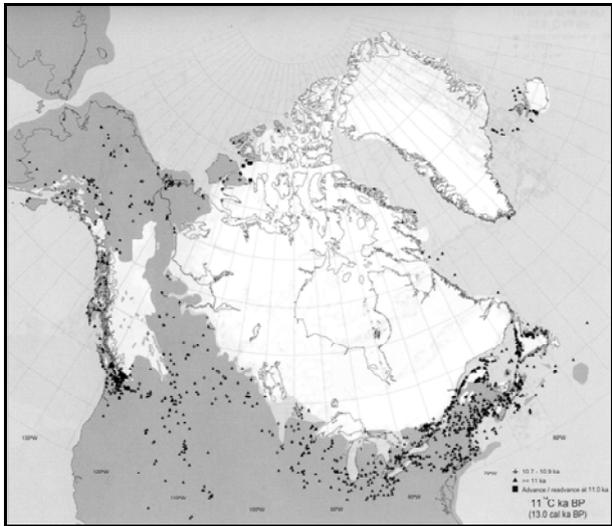
14,1 cal ka BP (12 <sup>14</sup>C ka BP)



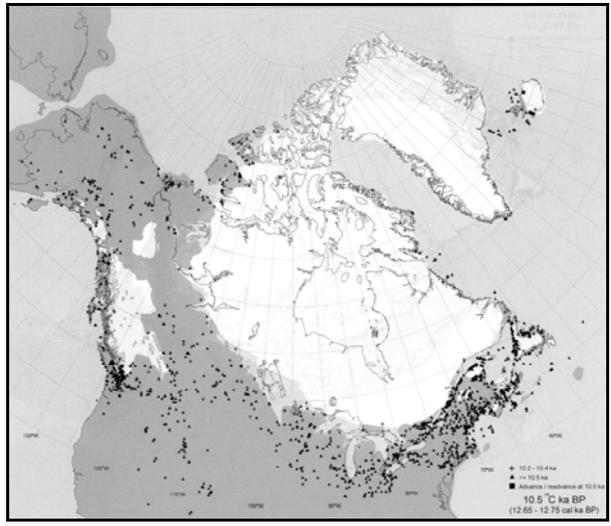
13,45 cal ka BP (11,5 <sup>14</sup>C ka BP)



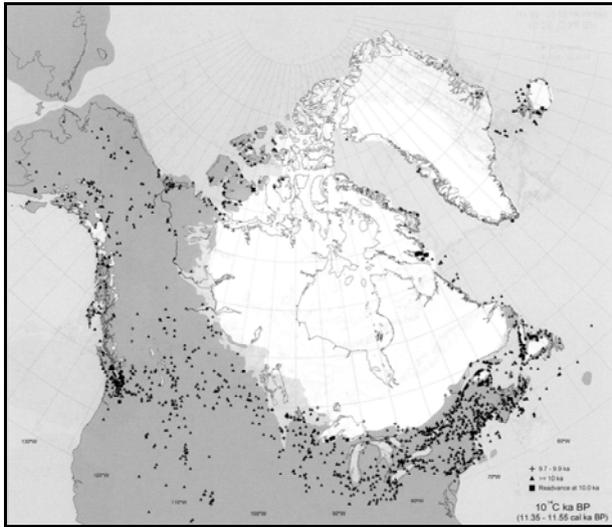
13 cal ka BP (11 <sup>14</sup>C ka BP)



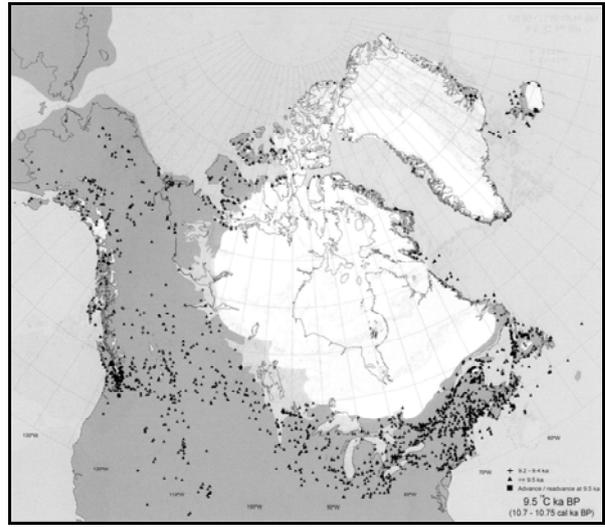
12,7 cal ka BP (10,5 <sup>14</sup>C ka BP)



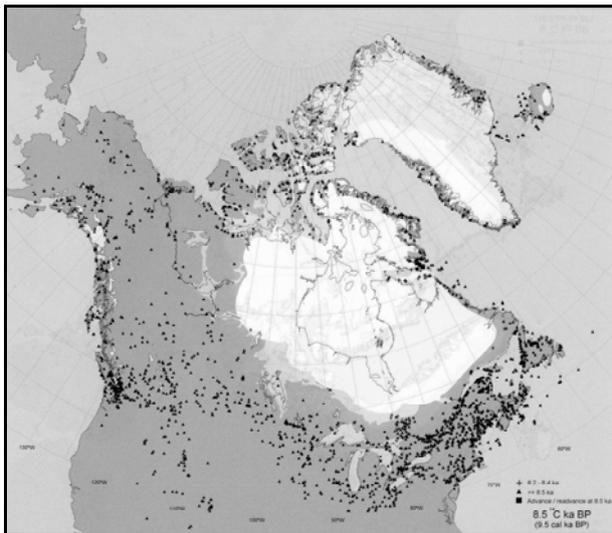
11,45 cal ka BP (10 <sup>14</sup>C ka BP)



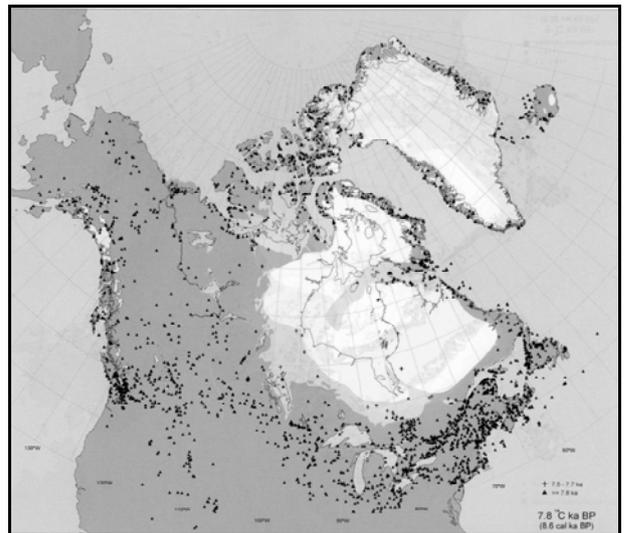
~10,7 cal ka BP (9,5 <sup>14</sup>C ka BP)



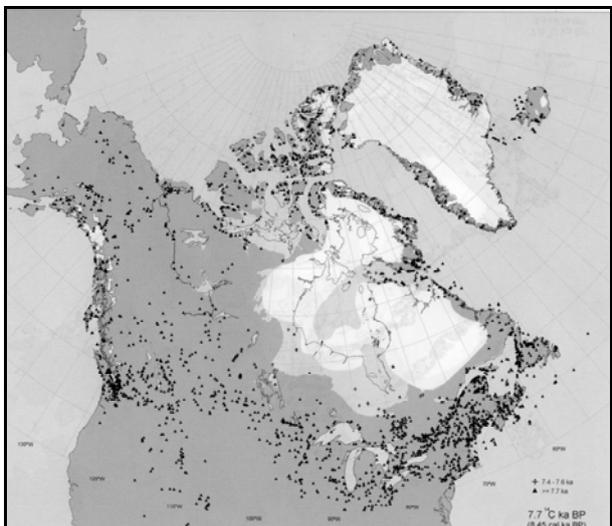
9,5 cal ka BP (8,5 <sup>14</sup>C ka BP)



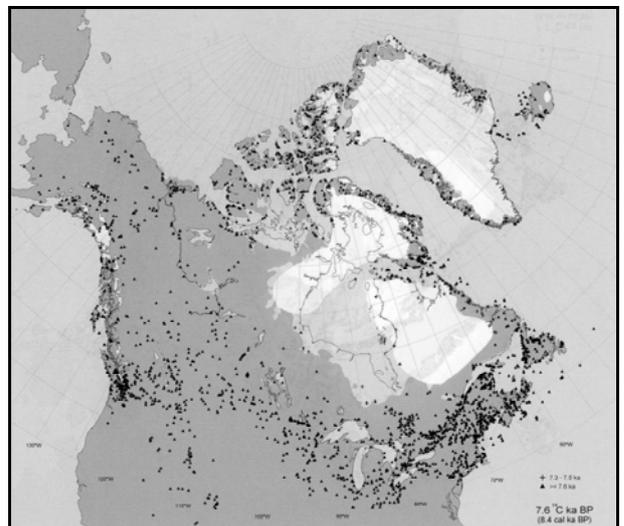
8,6 cal ka BP (7,8 <sup>14</sup>C ka BP)



8,45 cal ka BP (7,7 <sup>14</sup>C ka BP)



8,4 cal ka BP (7,6 <sup>14</sup>C ka BP)



De 18,5 à 16,8 cal ka BP

Durant cette période, les lobes des Grands Lacs ré-avancent fortement au environ de 17,9 ka BP (Fullerton, 1980 ; Mickelson *et al.*, 1983 ; Mickelson et Colgan, 2003). On observe également, jusqu'à 16,8 ka BP, une ré-expansion du fleuve de glace dans le détroit d'Hudson qui semble le résultat d'un ré-épaississement de la calotte Laurentide au niveau de la Baie d'Hudson (Fig.3.1 ; Andrews *et al.*, 2001).

De 16,8 à 13 cal ka BP

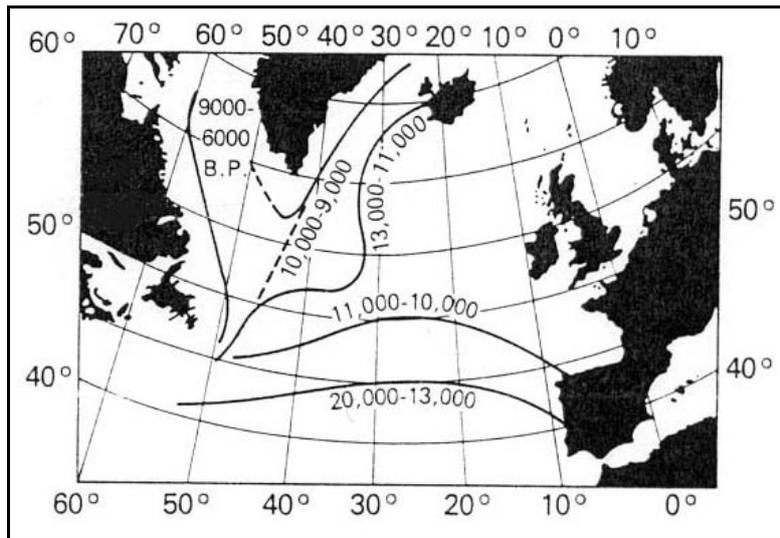
Cette période englobe les intervalles chauds du Bølling et de l'Allerød ainsi que le bref évènement froid de l'Older Dryas qui les sépare (Lowe *et al.*, 1994). Elle est le premier signal répandu d'un réchauffement climatique, en Europe, en Atlantique Nord et sur l'est de l'Amérique du Nord, marqué par la remontée du front polaire océanique dans l'Atlantique Nord (Fig.3.12 ; Ruddiman et McIntyre, 1981) et clairement enregistré dans les carottes de glaces groenlandaises (Fig.3.13 ; Dansgaard *et al.*, 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000).

Durant cet intervalle de temps, les calottes Laurentide et de la Cordillère subissent un recul net et progressif bien qu'elles conservent des superficies importantes. Elles se séparent vers 14,7 cal ka BP, laissant entre elles un corridor non englacé (Dyke, 2004).

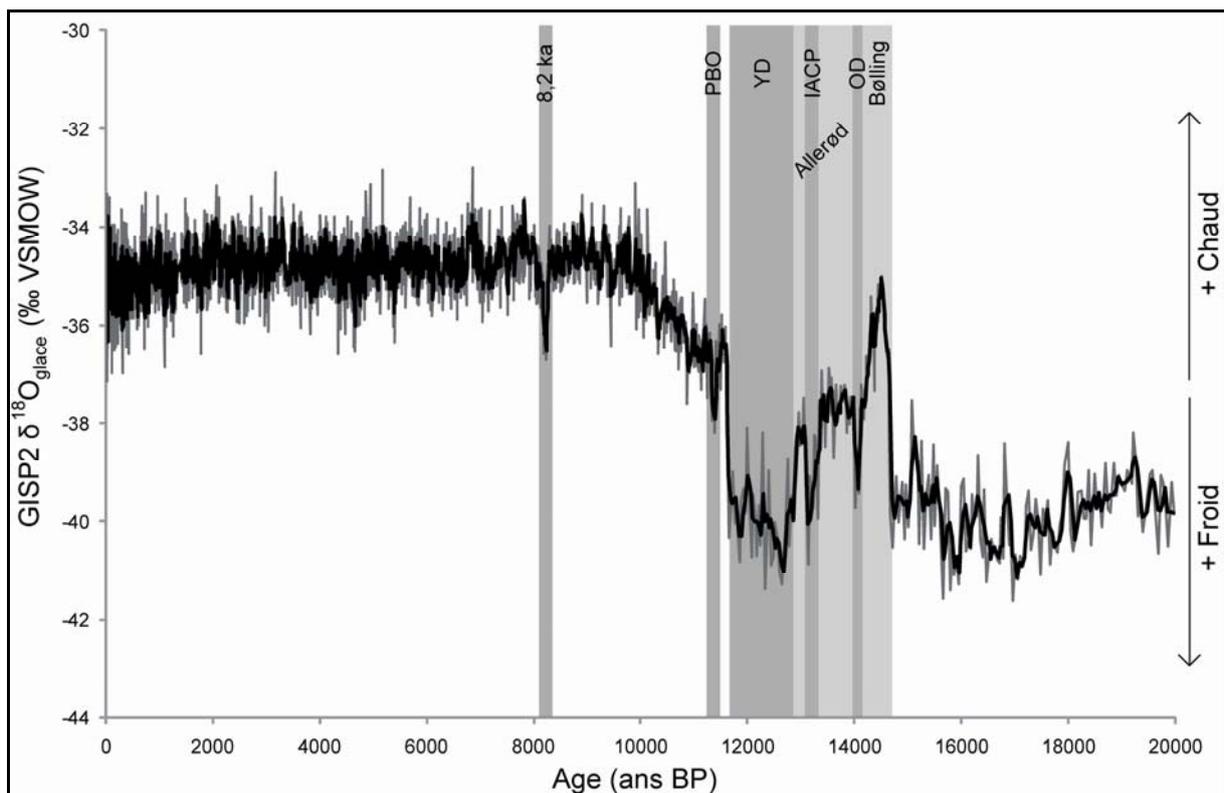
Les lobes des Grands Lacs, James et Des Moines subissent d'importantes fluctuations au cours de cette période (Dyke, 2004) :

- (1) Les lobes Des Moines et James se démantèlent entre 16,2 et 15,6 cal ka BP puis réapparaissent brièvement au cours d'un écoulement brutal ou « surge » vers 14,7-14,4 cal ka BP avant de disparaître à nouveau.
- (2) Le lobe Michigan recule fortement jusqu'à 14,1 cal ka BP (12 <sup>14</sup>C ka BP) permettant l'établissement du Lac proglaciaire Algonquin, puis ré-avance sous forme d'un surge contemporain du refroidissement de l'Older Dryas (Lowell *et al.*, 1999), vers 13,45 cal ka BP (11,5 <sup>14</sup>C ka BP). Il fond de nouveau lors du réchauffement de l'Allerød.

La fonte des lobes de la marge sud de la calotte Laurentide permet la formation de lacs proglaciaires (Teller, 1995) et notamment du lac Agassiz à l'emplacement des anciens lobes James et Des Moines dès 14,1-13,7 cal ka BP (Elson, 1967 ; Bluemle, 1974 ; Clayton, 1983 ; Fenton *et al.*, 1983 ; Teller et Leverington, 2004).



**Figure 3.12** : Positionnement du front polaire océanique depuis le LGM (d'après Ruddiman et McIntyre, 1981). Les âges sont en  $^{14}\text{C}$  ans BP ( $20\text{-}13$   $^{14}\text{C}$  ka BP  $\approx$   $24\text{-}15,6$  cal ka BP ;  $11\text{-}10$   $^{14}\text{C}$  ka BP  $\approx$   $13\text{-}11,45$  cal ka BP ;  $9\text{-}6$   $^{14}\text{C}$  ka BP  $\approx$   $10,2\text{-}6,8$  cal ka BP).



**Figure 3.13** : Enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  dans la calotte de glace groenlandaise GISP2 (d'après Dansgaard et al., 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000). Cette enregistrement est représentatif des températures atmosphériques au dessus du Groenland. Les périodes climatiques abordées dans le texte ont été grisées (d'après Mangerud et al., 1974 ; Stuiver et al., 1995 ; OD : Older Dryas ; IACP : Intra- Allerød Cold Period ; YD : Younger Dryas ; PBO : Oscillation Pré-Boréale). La courbe noire est une moyenne mobile sur 3 échantillons.

De 13 à 11,45 cal ka BP (le Younger Dryas)

Le début de cette période est caractérisé par le retrait du lobe glaciaire au niveau des Grands Lacs. Le lac Agassiz aurait ainsi eu son exutoire oriental ouvert. Les eaux qui s'écoulaient jusqu'à 13 cal ka, *via* le Mississippi, vers le Golfe du Mexique (Kennett et Shackleton, 1975 ; Saucier, 1994 ; Ficher, 2003 ; Tarasov et Peltier, 2006) auraient alors pu se déverser *via* les Grands Lacs vers l'Atlantique Nord (Fenton *et al.*, 1983 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Teller, 1990 ; Teller *et al.*, 2002). Cependant de nouvelles données de terrains semblent démontrer que l'important retrait glaciaire de la partie nord-ouest de la calotte Laurentide (Fig.3.12) aurait permis aux débordements du Lac Agassiz de s'écouler plutôt, *via* le fleuve Mackenzie, vers l'Océan Arctique (Teller *et al.*, 2005a; Tarasov et Peltier, 2006; Rayburn et Teller, 2007). Quoiqu'il en soit, les changements de direction d'écoulements des débordements du Lac Agassiz auraient provoqué le refroidissement du Younger Dryas (Kennett, 1990 ; Carlson, 2008). Sous l'effet de ce refroidissement, le Dôme du Labrador (Fig.3.1) connaît une nouvelle phase de croissance, notamment au niveau des Grands Lacs (Dyke, 2004). La calotte Laurentide subit néanmoins toujours un retrait dans sa partie ouest (Dôme du Keewatin, Fig.3.1) durant cette période dû à la remontée vers le nord de la masse d'air chaud des Caraïbes (Yu et Wright, 2001).

Après 11,45 cal ka BP (Holocène)

Le réchauffement rapide qui suit le Younger Dryas, même s'il est interrompu brièvement par deux périodes froides (l'Oscillation Pré-Boréale et l'évènement à 8,2-8,4 cal ka BP ; Fig.3.13), provoque le rapide retrait de la calotte glaciaire Laurentide jusqu'à sa disparition quasi-totale après l'effondrement du dôme du Bassin de Foxe entre 7,8 et 6,8 cal ka BP (Fig.3.1). On peut tout de même citer plusieurs évènements importants concernant le Lac Agassiz :

- (1) A partir de 9,5 cal ka BP, le Lac Agassiz coalesce avec le Lac Ojibway et constitue un méga-lac proglaciaire d'une surface d'environ 841 000 km<sup>2</sup> (Teller *et al.*, 2002, 2005b), ce qui représente deux fois la taille de l'actuelle Mer Caspienne.
- (2) Vers 8,4 cal ka BP, le méga-lac proglaciaire se vidange brutalement, déversant 163 000 km<sup>3</sup> d'eau douce vers l'Océan Arctique *via* la Baie d'Hudson suite à l'effondrement de la calotte Laurentide (Clarke *et al.*, 2003, 2004, Teller *et al.*, 2005b).

Il ne subsiste actuellement de la calotte Laurentide que quelques glaciers comme la petite calotte de la Terre de Baffin et celle de l'Ungava (Fig.3.1 et 3.11 ; Andrews, 1989 ; Dyke et Hooper, 2001 ; Dyke, 2004).

### 3.2. Impacts de la calotte glaciaire Laurentide sur le climat

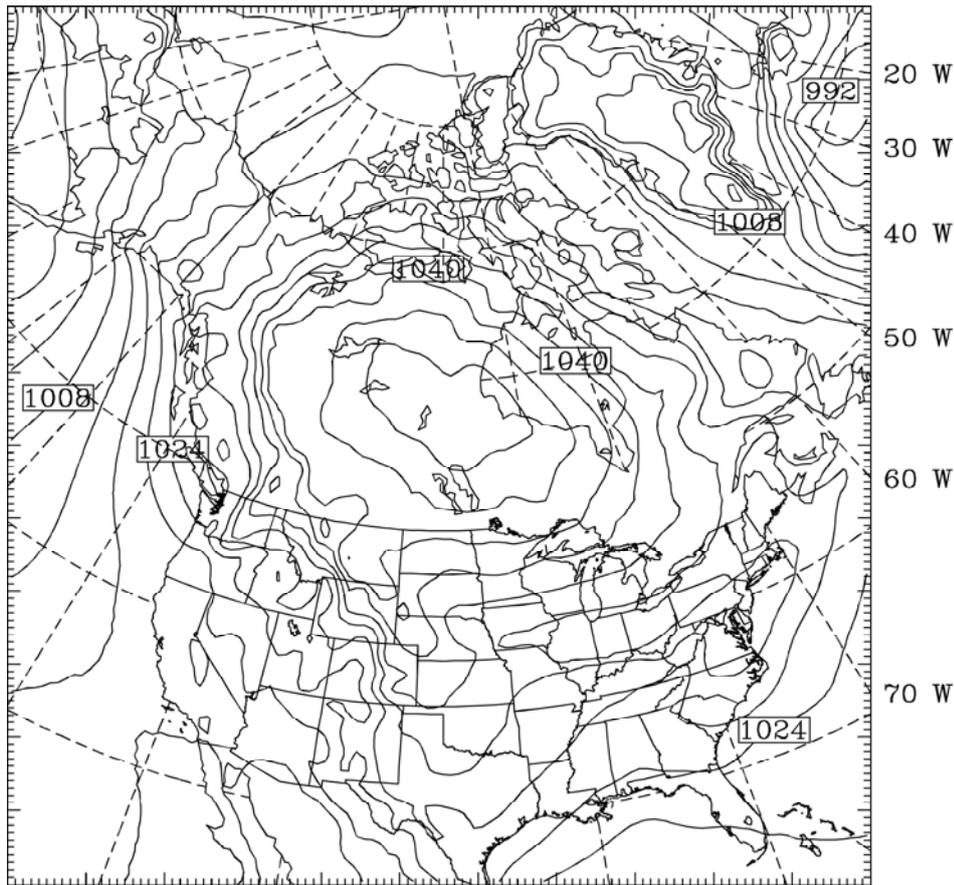
Depuis son apparition au cours du Sangamonien (MIS 5), la calotte glaciaire Laurentide a, par son imposante présence, par sa dynamique interne, par les déversements d'eau de fonte (dans l'Océan Atlantique, le Golfe du Mexique et l'Océan Arctique) depuis ses lacs proglaciaires ou ses marges déstabilisées, modifié les circulations atmosphérique et océanique, la répartition des températures et provoqué des fluctuations rapides du climat. Celles-ci, par effet rétroactif, vont, à leur tour, influencer l'évolution et le comportement à court terme de la calotte Laurentide.

#### 3.2.1. Impact de la calotte Laurentide sur la circulation atmosphérique

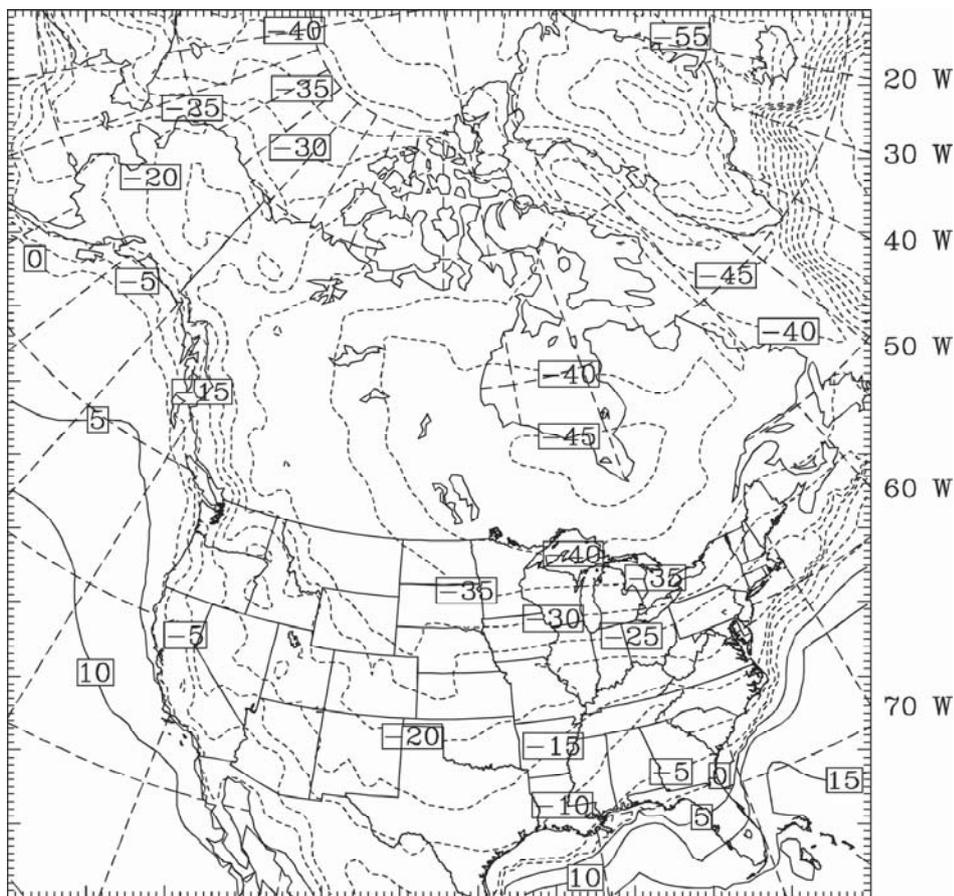
La présence d'une calotte glaciaire massive sur la moitié nord du continent Nord Américain, atteignant des altitudes de plus de 3000 mètres, a eu une influence importante sur la circulation atmosphérique.

Les diverses modélisations numériques étudiant l'impact de la calotte Laurentide sur la circulation atmosphérique au LGM (e.g. Broccoli et Manabe, 1987 ; Kutzbach *et al.*, 1993 ; Bartlein *et al.*, 1998 ; Toracinta *et al.*, à soumettre) ont permis d'identifier :

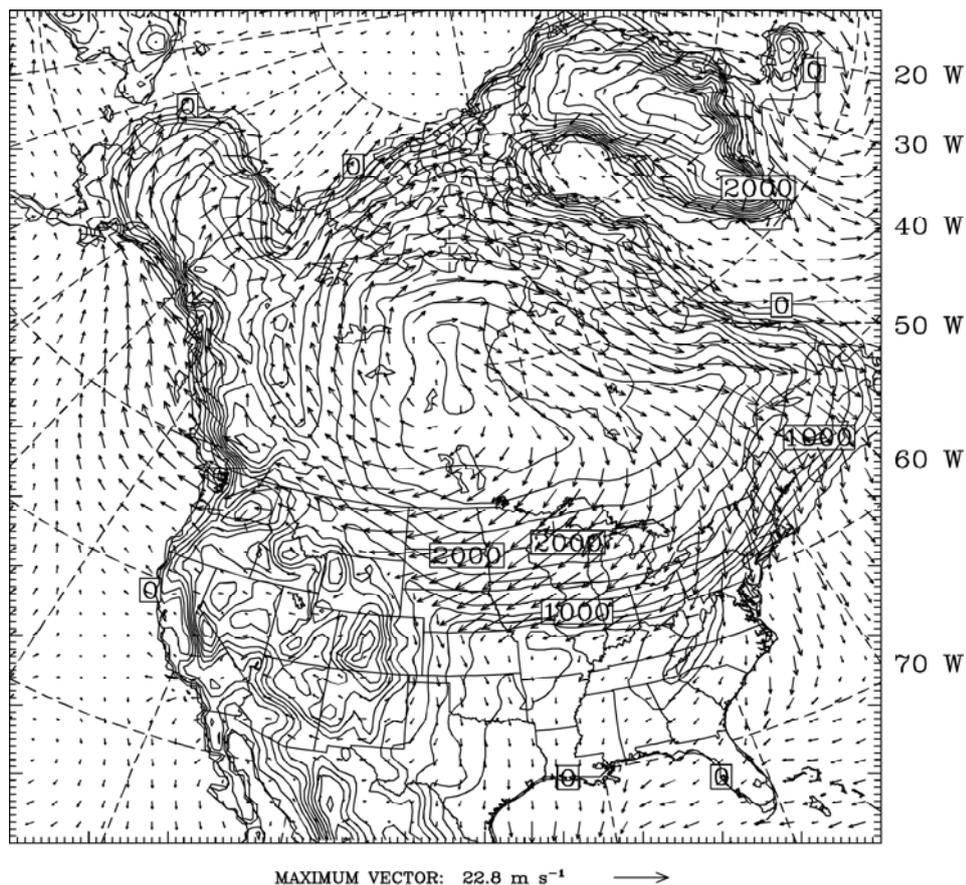
- (1) La présence d'un vaste anticyclone centré à l'ouest de la Baie d'Hudson au niveau du Dôme de Keewatin (Fig.3.14) et caractérisé par des pressions atmosphériques pouvant dépasser 1052 hPa. Cet anticyclone est dû à la masse d'air très froid (donc lourde) située au dessus de la calotte (Fig.3.15). Les températures moyennes de surface en janvier durant le LGM sont en dessous de 0°C sur pratiquement l'ensemble du continent Nord Américain. Les températures moyennes minimales atteignaient les -45°C au sud de la Baie d'Hudson.



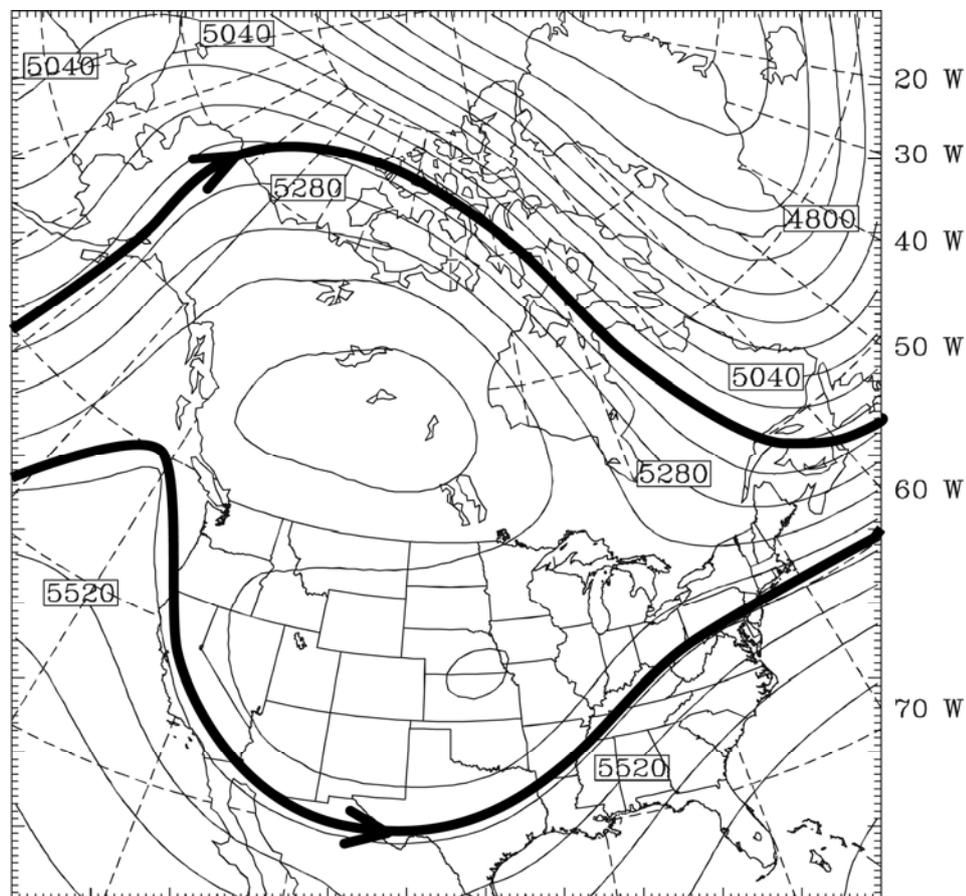
**Figure 3.14 :**  
 Pression  
 atmosphérique  
 moyenne en janvier  
 durant le LGM,  
 simulée  
 numériquement par  
 le modèle PMM5.  
 L'équidistance entre  
 les isolignes est de 4  
 hPa (Toracinta et al.,  
 à soumettre).



**Figure 3.15 :**  
 Température  
 atmosphérique de  
 janvier (en °C)  
 durant le LGM,  
 simulée  
 numériquement par  
 le modèle PMM5  
 (Toracinta et al., à  
 soumettre).



**Figure 3.16 :** Vents de surface ( $m \times s^{-1}$ ) de janvier durant le LGM (Toracinta et al., à soumettre).



**Figure 3.17 :** Altitude moyenne (m) du géopotiel de 500 hPa. L'équidistance entre les isolignes est de 60 m (Toracinta et al., à soumettre). Les lignes noires épaisses indiquent la position approximative des 2 branches du Jet Stream (d'après Kutzbach et Wright, 1985).

- (2) Des vents catabatiques violents induits par le vaste anticyclone centré sur la calotte Laurentide (Fig.3.16). Leur vitesse pouvait excéder les  $15-20 \text{ m}\times\text{s}^{-1}$  au niveau des marges de la calotte. Le fait que les vents catabatiques soient moins rapides le long de la marge sud de la calotte Laurentide et que leur vitesse diminue très vite au centre des USA, semble indiquer une zone de convergence de différentes masses d'air à ce niveau du continent.
- (3) La scission du Jet Stream de haute altitude sous l'effet du vaste anticyclone (Fig.3.17) en une branche rapide passant au sud de la calotte Laurentide et une branche plus faible passant au nord, au dessus des îles de l'Arctique Canadien et rejoignant la branche sud au niveau de l'Atlantique Nord.

Les reconstructions présentées ici correspondent à la situation atmosphérique en janvier durant le LGM. Durant les autres mois de l'année, la circulation atmosphérique reste sensiblement la même au niveau des directions des vents. Seule leur intensité diminue légèrement (Broccoli et Manabe, 1987).

### 3.2.2. La distribution des précipitations au LGM sur le continent Nord Américain

Les calottes glaciaires nord-américaines n'ont pas un impact confiné à la circulation atmosphérique et aux températures mais influencent également la répartition des précipitations sur le continent.

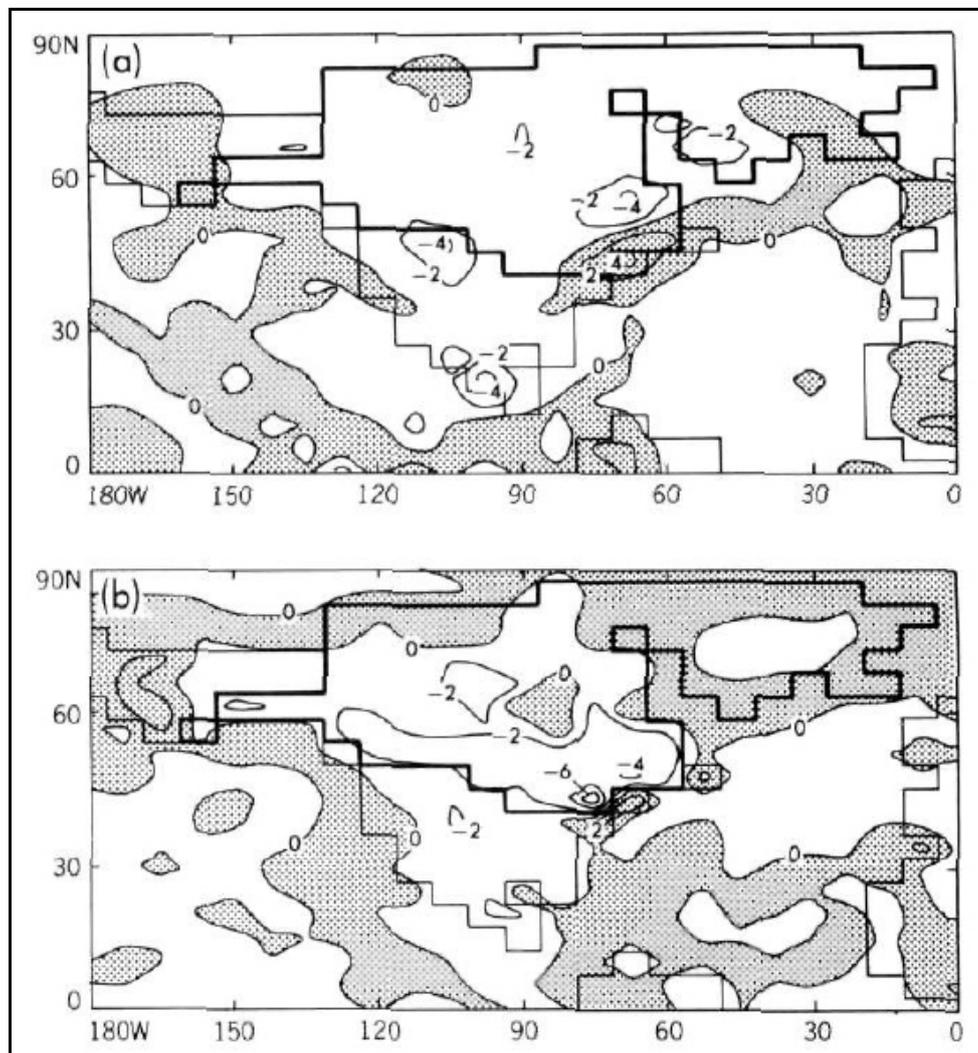
Au LGM, les précipitations sont plus importantes qu'à l'actuel le long de la marge ouest de la calotte de la Cordillère (Fig.3.18.a). Elles sont dues à un apport d'humidité par les vents d'ouest, en provenance du Pacifique Est, où l'évaporation était légèrement plus importante au LGM qu'à l'actuel (Fig.3.18.b). La calotte de la Cordillère a, par sa taille imposante, bloqué ces apports d'humidité au niveau de sa marge pacifique, empêchant leur propagation vers le centre de l'Amérique du Nord. C'est pourquoi la calotte de la Cordillère a continué à se développer jusqu'à 16,8 ka BP alors qu'à la même période la calotte Laurentide commençait déjà à se retirer (par insuffisance de précipitations) et à fondre (cf. §.3.1.4).

Les précipitations étaient également plus importantes le long de la branche sud du Jet Stream, notamment le long de la côte ouest américaine, au nord du Mexique et depuis le Golfe du Mexique jusqu'à l'ouest de l'Atlantique Nord (Rind et Peteet, 1985 ; Toracinta *et al.*, à soumettre). La branche sud du Jet Stream permet en effet la distribution de l'humidité

générée au niveau des zones de basses pressions du Pacifique Est et du Golfe du Mexique (Fig.3.14 et 3.19.b ; Kutzbach et Wright, 1985).

Les modèles indiquent que le centre de l'Amérique du Nord était caractérisé au LGM par une pluviométrie moins importante qu'à l'actuel (Fig.3.18.a). Cette aridité peut s'expliquer par la présence massive de la calotte de la Cordillère qui bloque les apports d'humidité en provenance du Pacifique. Cette aridité associée aux vents catabatiques a favorisé le dépôt important de loess au niveau des Grandes Plaines Américaines et de la vallée du Mississippi (Grimley, 2000).

La répartition des précipitations explique en partie pourquoi la partie sud-ouest de la calotte Laurentide est plus sensible au réchauffement et se déstabilise plus vite que sa partie sud-est (cf. §.3.1).



**Figure 3.18** : Différence de précipitations (a) et d'évaporation incluant la sublimation (b) pour les mois d'été entre les essais numériques du modèle LGM et du présent. Les traits gras indiquent les limites des calottes glaciaires continentales. Les unités sont en mm/j (Broccoli et Manabe, 1987).

### 3.2.3. Influence sur le climat des écoulements d'eau de fonte de la calotte Laurentide

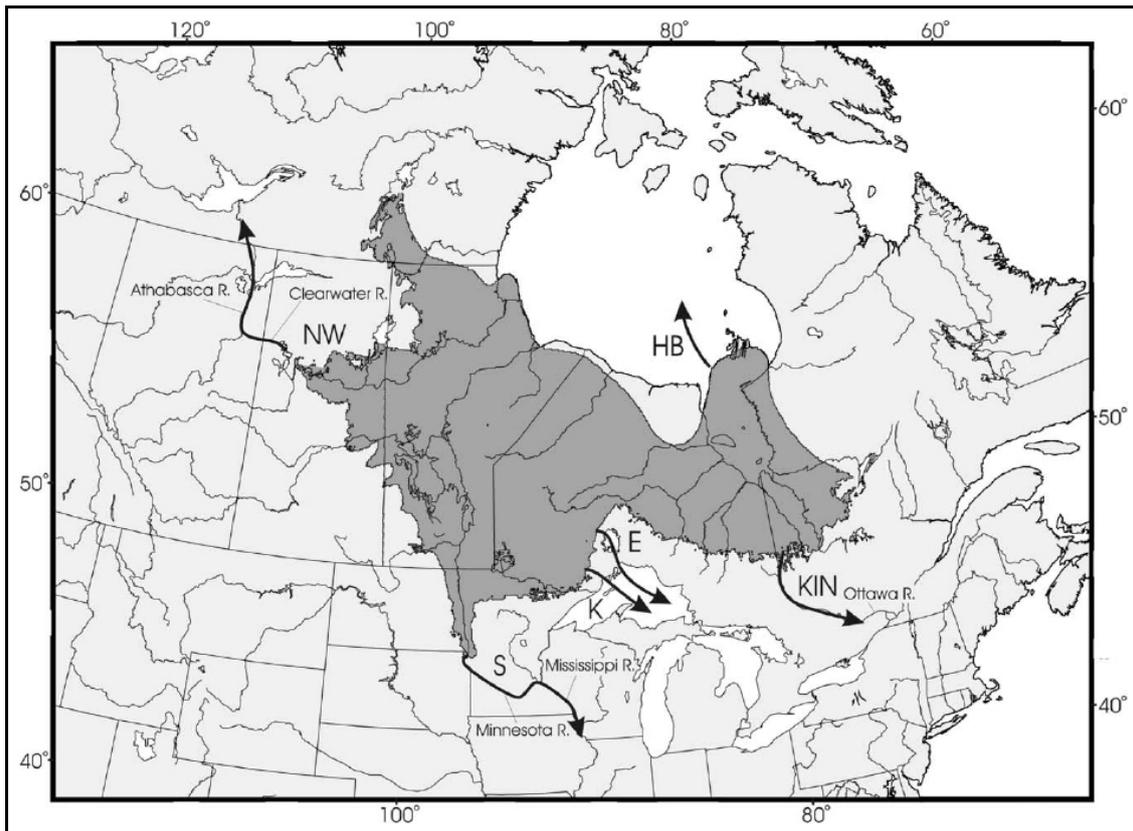
Que ce soit par l'intermédiaire des débordements de ses lacs proglaciaires lors de phases de fonte (Fig.3.19 et Tab.3.II ; Colman *et al.*, 1994 ; Kehew et Teller, 1994 ; Lemmen *et al.*, 1994 ; Lewis *et al.*, 1994 ; Teller, 1995 ; Thorleifson, 1996 ; Teller *et al.*, 2002, 2005a) ou sous l'effet de sa dynamique interne induisant des phases de construction et de démantèlement (Fig.3.4 ; MacAyeal, 1993), la calotte Laurentide (*s.l.*) a déversé, au cours de son histoire, d'énormes quantités d'eau de fonte et/ou d'icebergs au sein du Golfe du Mexique (Kennett et Shackleton, 1975 ; Emiliani *et al.*, 1975, 1978 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Joyce *et al.*, 1993 ; Aharon, 2003 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2004, 2006), de l'Atlantique Nord (de Vernal et Hillaire-Marcel, 1987 ; Andrews et Tedesco, 1992 ; Bond *et al.*, 1992 ; Bond et Lotti, 1995 ; Cortijo *et al.*, 1997 ; Hemming *et al.*, 2000 ; Clark *et al.*, 2001 ; Hiscott *et al.*, 2001 ; Teller *et al.*, 2005b), et de l'Océan Arctique (Andrews *et al.*, 1993 ; Smith et Fisher, 1993 ; Tarasov et Peltier, 2005, 2006).

Les modèles numériques climatiques couplant l'océan et l'atmosphère ont démontré que les arrivées de ces eaux de fonte, froides et douces (donc peu denses), au niveau de la région de formation de la NADW (entre le Groenland, l'Islande et la Mer de Norvège ; e.g., Broecker *et al.*, 1989), qu'elles se soient directement déversées dans l'Atlantique Nord par le détroit d'Hudson et la Mer du Labrador (Rahmstorf, 1994, 1995 ; Manabe et Stouffer, 1995, 1997) ou qu'elles y aient été apportées depuis le Golfe du Mexique par le Gulf Stream (Rahmstorf, 1995 ; Fanning et Weaver, 1997 ; Manabe et Stouffer, 1997) ou depuis l'Océan Arctique par le détroit de « Fram » (entre le Groenland et le Spitsberg ; Peltier *et al.*, 2006 ; Peltier, 2007) ont fragilisé et limité la circulation thermohaline en abaissant la salinité des eaux de surface (Broecker, 1990 ; Broecker *et al.*, 1990). Elles auraient été ainsi à l'origine de refroidissements rapides du climat tels que les événements de Heinrich (MacAyeal, 1993 ; Vidal *et al.*, 1997), le Younger Dryas (Broecker *et al.*, 1989 ; Kennett, 1990 ; Rooth, 1990), l'IACP (Donnelly *et al.*, 2005 ; Thieler *et al.*, 2007), l'Oscillation Pré-Boréale (Fisher *et al.*, 2002) et l'évènement froid à 8,2-8,4 cal ka BP (Clarke *et al.*, 2003, 2004 ; Alley et Ágústsdóttir, 2005 ; Teller *et al.*, 2005b).

---

**Figure 3.19** (page suivante) : *Superficie totale couverte par le Lac Agassiz au cours de ses 5000 ans d'histoire.*

*Les principaux chemins des déversements du lac sont indiqués par les flèches noires ; NW = exutoire nord-ouest, S = exutoire sud, K = exutoires est via la région de la Baie de Thunder, E = exutoires est via le Bassin de Nipigon, KIN = exutoire de Kinojévis, HB = chemin emprunté par la Baie d'Hudson lors de l'effondrement du lac (Leverington et Teller, 2003 ; Teller *et al.*, 2005).*



**Tableau 3.II :** Ages, débits et itinéraires des déversements d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide (d'après Fisher et al., 2002 ; Teller et al., 2002, 2005 ; Aharon, 2003 ; Donnelly, 2005).

Age l'écoulement		Débit de l'écoulement (Sv ; 1 Sv = 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ×s <sup>-1</sup> )	Origine (chemin emprunté) (cf. Fig.3.20)
<sup>14</sup> C ka BP	~cal ka BP		
15,7	19	0,09	Marge sud de la calotte (S)
14,9	18	0,09	Marge sud de la calotte (S)
14,22	17	0,08	Marge sud de la calotte (S)
13,38	15,7	0,15	Marge sud de la calotte (S)
12,6	14,7	0,10	Marge sud de la calotte (S)
11,9	13,9	0,15	Marge sud de la calotte (S)
11,4	13,35	0,11	Lac Iroquois (vers l'est)
10,9	12,9	0,30	Lac Agassiz (K ou NW)
10,1	11,7	0,29	Lac Agassiz (NW)
10	11,33	0,5	Lac Agassiz (NW)
9,9	11,2	0,19	Lac Agassiz (NW)
9,4	10,6	0,22	Lac Agassiz (NW)
9,39	10,58	0,10	Lac Agassiz (S)
9,3	10,4	0,12	Lac Agassiz (E)
9,2	10,3	0,07	Lac Agassiz (E)
8,9	10	0,05	Lac Agassiz (E)
8,5	9,5	0,07	Lac Agassiz (E)
8,2	9,2	0,05	Lac Agassiz (E puis KIN)
7,7	8,4	5,2	Lac Agassiz (HB)



---

---

## **PARTIE II.**

### **MATERIEL ET ANALYSES**

---

---



---

## **CHAPITRE 4.**

### **Les carottes MD02-2552 et MD03-2641**

---



## LES CAROTTES MD02-2552 ET MD03-2641

Les deux carottes étudiées dans le cadre de ce travail de thèse (MD02-2552 et MD03-2641) ont été prélevées au cours de deux missions océanographiques distinctes menées en juillet 2002 et en mai/juin 2003 à bord du navire scientifique français le « *Marion Dufresne* » sous la direction conjointe de l'IPEV (Institut Polaire Français, Paul-Emile Victor), d'Exxon-Mobil, de l'USNRL (United States Naval Research Laboratory) et de l'USGS (United States Geological Survey).

Deux types de carottiers peuvent être utilisés à bord du « *Marion Dufresne* » :

- (1) Le carottier géant Calypso (Fig.4.1) à piston, développé à l'IPEV par Yvon Balut, permet de prélever des carottes pouvant atteindre 60 m de longueur. La majorité des carottages sont effectués à l'aide de ce carottier.
- (2) Le carottier carré (ou C2 : « Calypso CASQ » ; Fig.4.2) qui combine le mécanisme du carottier Calypso avec une carotte carrée de 25 cm de côté. Les carottes prélevées à l'aide de ce système peuvent atteindre 12 m de long et contiennent une grande quantité de sédiment. Ce carottier permet une meilleure préservation du sommet de la carotte (l'interface eau-sédiment) et des structures internes de la colonne sédimentaire (litages, stratification...).

### 4.1. La carotte MD02-2552

Trois carottages ont été réalisés au même endroit dans le Bassin d'Orca au cours de la mission IMAGES-PAGE (International Marine Global Change Study) réalisée en 2002 (Bout-Roumazeilles et Trentesaux, 2007). Deux carottes géantes de type Calypso, MD02-2551 (26°56.78'N, 91°20.75'W) et MD02-2552 (26°56.80'N, 91°20.72'W), ainsi qu'une carotte de type CASQ MD02-2550C2 (26°56.77'N, 91°20.74'W) ont été prélevées juste sous l'interface eau de mer/saumure (cf. Chap.2) à une profondeur de 2240 m (Fig.4.3). Les études présentées dans le cadre de cette thèse ont été effectuées sur la carotte MD02-2552 d'une longueur de 34,16 m.

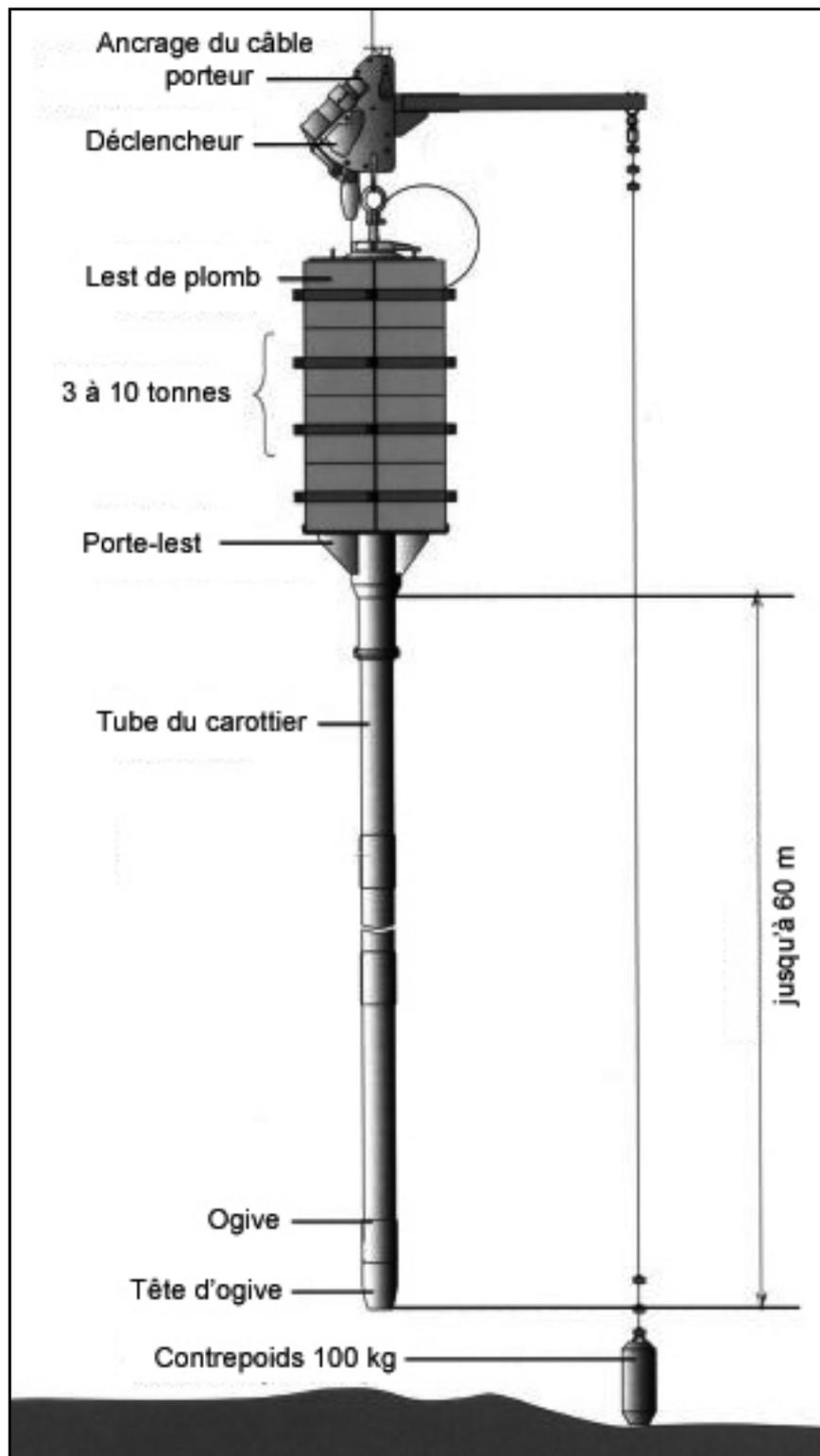


Figure 4.1 : Schéma du carottier géant Calypso.

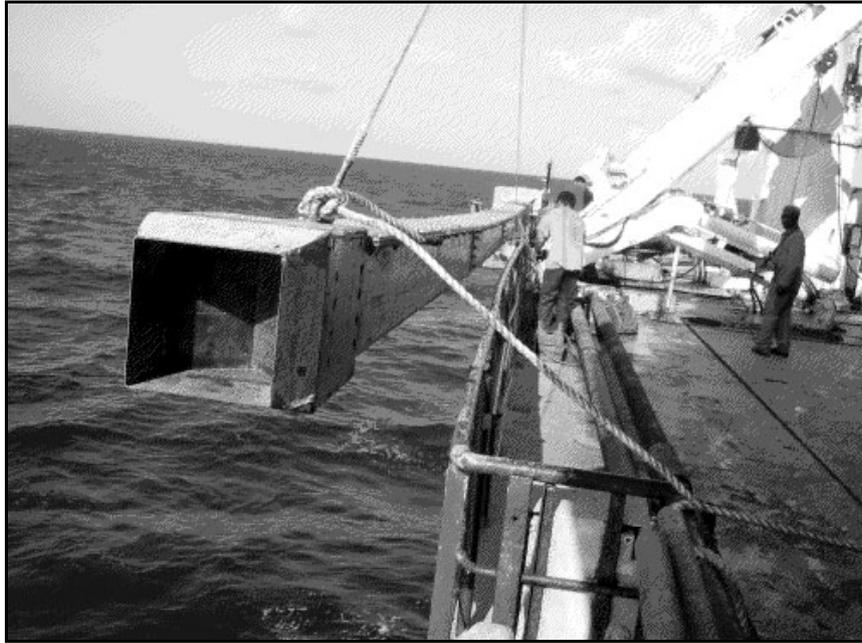


Figure 4.2 : Photographie du carottier carré.

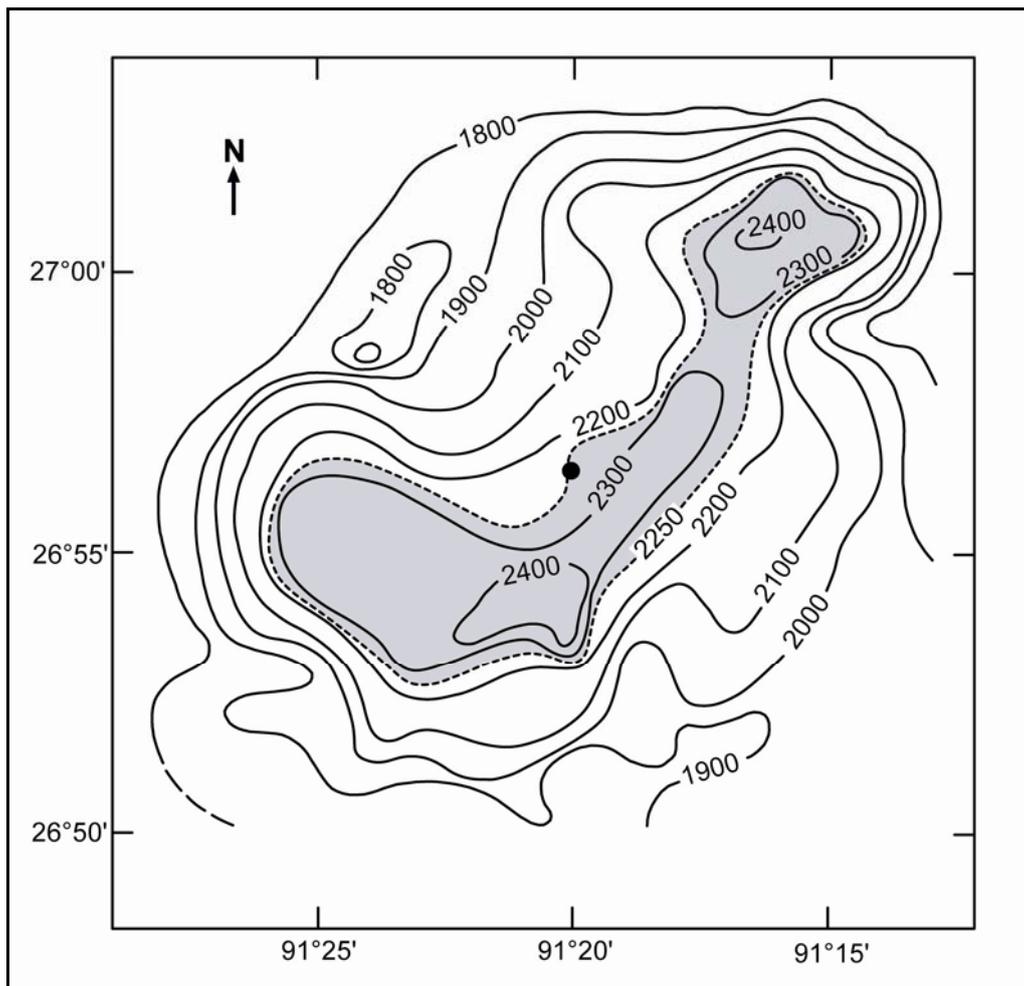


Figure 4.3 : Localisation des carottes MD02-2550C2, MD02-2551 et MD02-2552  
(le cercle noir indique le site de carottage).

#### 4.1.1. Description de la carotte MD02-2552

La description de la carotte MD02-2552 a été faite à bord du « *Marion Dufresne* » pour les sections allant de VI à XXIII. Les sections I à V, supposées constituées de sédiments très fluides, ont été ouvertes et décrites à posteriori au laboratoire « *Géosystèmes* » de l'Université Lille 1 (Fig.4.4).

Visuellement, les sédiments de la carotte MD02-2552 sont argileux et montrent peu de variations granulométriques sur l'ensemble des sections. Seul un petit lit silteux a été identifié vers 27,17 m.

De la base vers le sommet de la carotte MD02-2552, les sédiments passent du gris foncé au gris brunâtre, sont de plus en plus laminés et de moins en moins bioturbés. Les 330 premiers cm de la carotte sont composés de boues argileuses noires, finement laminées, non bioturbées, riches en foraminifères et en débris d'algues (*Sargassum*) très bien conservés. L'excellente conservation de fossiles de *Sargassum* dans les sédiments marins profonds est très rare et ne peut être liée qu'à des teneurs très faibles en oxygène. Cette évolution des dépôts depuis la base jusqu'au sommet de la carotte semble liée à l'apparition progressive de l'anoxie au sein de la saumure qui caractérise le fond du Bassin d'Orca. Cette anoxie, en empêchant le développement de la vie benthique, permet aux sédiments des 21 premiers mètres de la carotte d'être relativement bien préservés de la bioturbation.

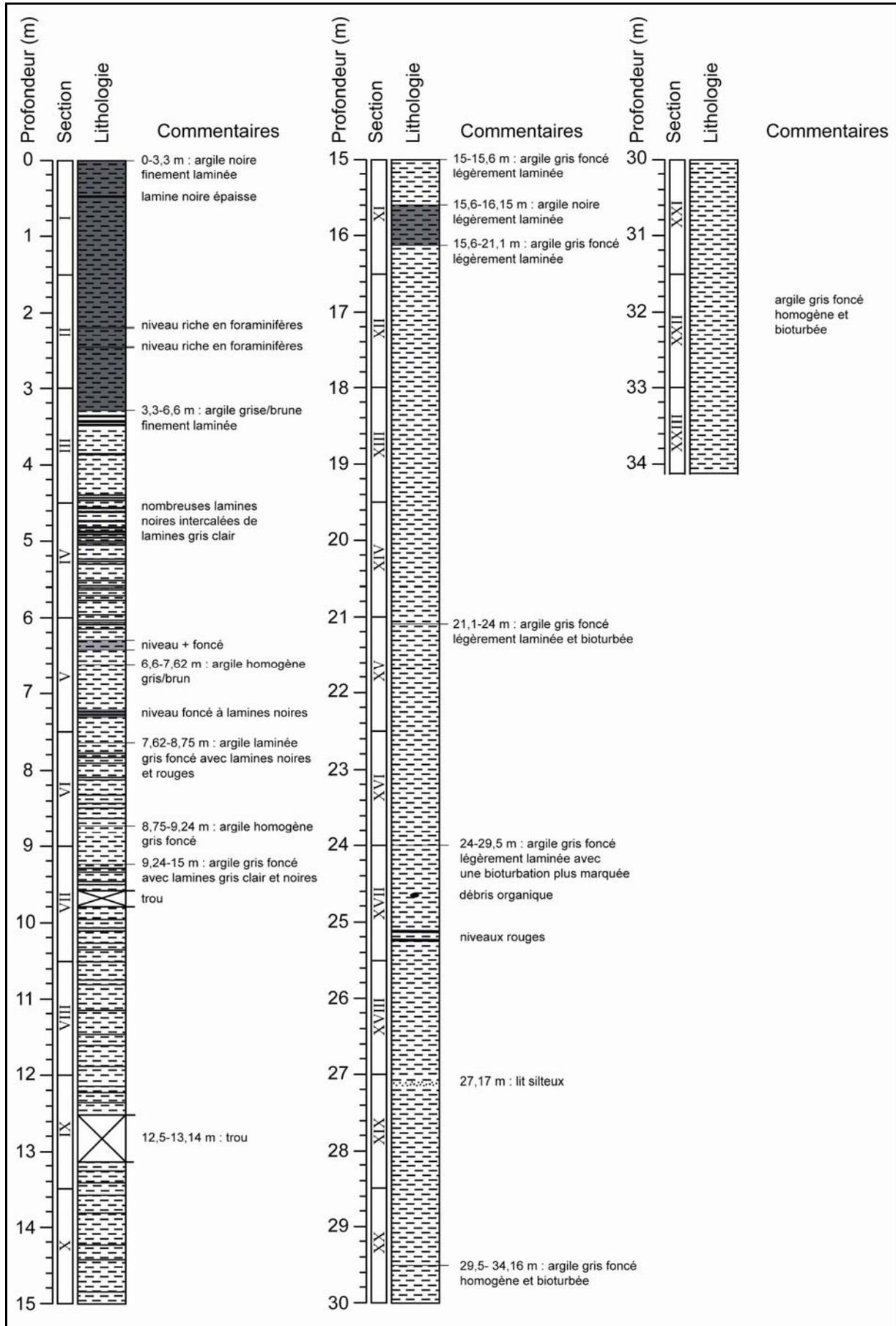
Deux niveaux sédimentaires particuliers semblent indiquer que l'intensité de l'anoxie du fond du Bassin d'Orca a connu de nombreuses variations au cours du temps :

- (1) des lits de couleur rouge, vers 25 m, probablement témoins d'une oxydation des dépôts,
- (2) Et un intervalle d'argiles noires, aux environs de 16 m, légèrement plus laminées que les dépôts sus- et sous-jacents et probablement mises en place sous des conditions moins oxiques que ceux-ci.

L'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552 est interrompu par deux intervalles vides entre 9,6 et 9,8 m et entre 12,5 et 13,14 m.

---

**Figure 4.4** (page suivante) : Description sédimentaire de la carotte MD02-2552. Le figuré en petits tirés indique que les grains qui composent les dépôts sont majoritairement de la taille granulométrique des argiles et/ou des silts fins.



#### 4.1.2. Analyses effectuées sur la carotte MD02-2552

Des analyses préliminaires ont été menées à bord du « *Marion Dufresne* » (susceptibilité magnétique, paramètres physiques, réflectance...) sur les sections VI à XXIII avec une résolution de 2 cm. La susceptibilité magnétique a été retraitée ensuite par Catherine Kissel au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) de Gif-sur-Yvette, en France.

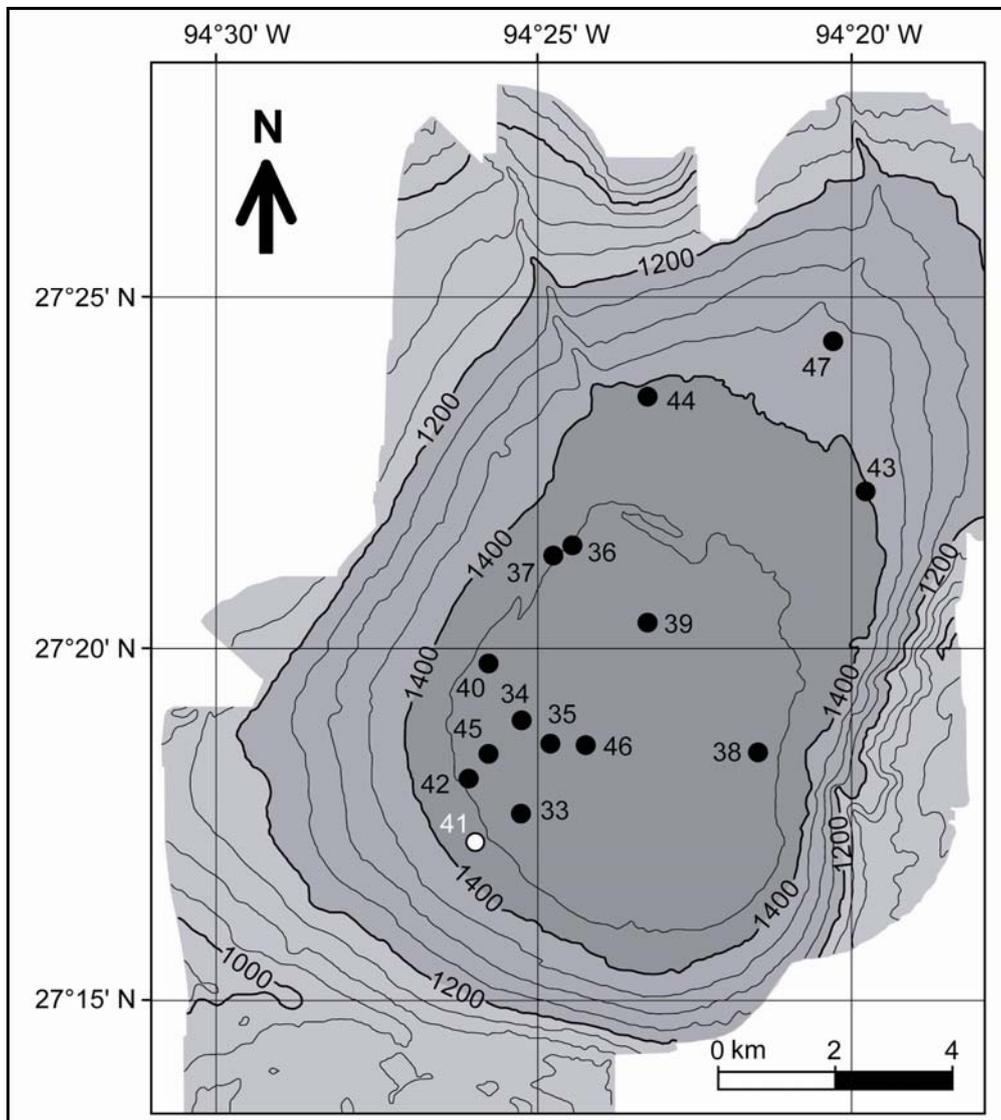
Des études de granulométrie laser et de la minéralogie des argiles par DRX (Diffraction des Rayons X) ont été réalisées sur l'ensemble de la carotte MD02-2552, avec un pas d'échantillonnage de 10 cm, au laboratoire « Géosystèmes » de l'Université Lille 1, afin :

- (1) de caractériser la nature des apports terrigènes au cours du dernier cycle glaciaire,
- (2) de préciser la provenance des méga-crues d'eau de fonte arrivant dans le Golfe du Mexique au cours de la dernière déglaciation,
- (3) d'utiliser l'enregistrement détritique du Bassin d'Orca pour mieux contraindre le lien entre l'histoire de la calotte glaciaire Laurentide, connue grâce aux modélisations numériques et aux enregistrements continentaux (Dyke, 2004 ; Tarasov et Peltier, 2006), et les variations paléocéanographiques du Golfe du Mexique (Kennett et Shackleton, 1975 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Brown et Kennett, 1998 ; Aharon, 2003, 2006) au cours de la dernière déglaciation,
- (4) et enfin d'identifier la provenance des écoulements d'eau de fonte arrivant dans le Golfe du Mexique au cours de la dernière glaciation (stade isotopique 3) alors que les informations sur la position de la marge sud de la calotte Laurentide sont très fragmentées du fait de l'érosion des archives continentales par la ré-avancée glaciaire lors du LGM (cf. Chap.7).

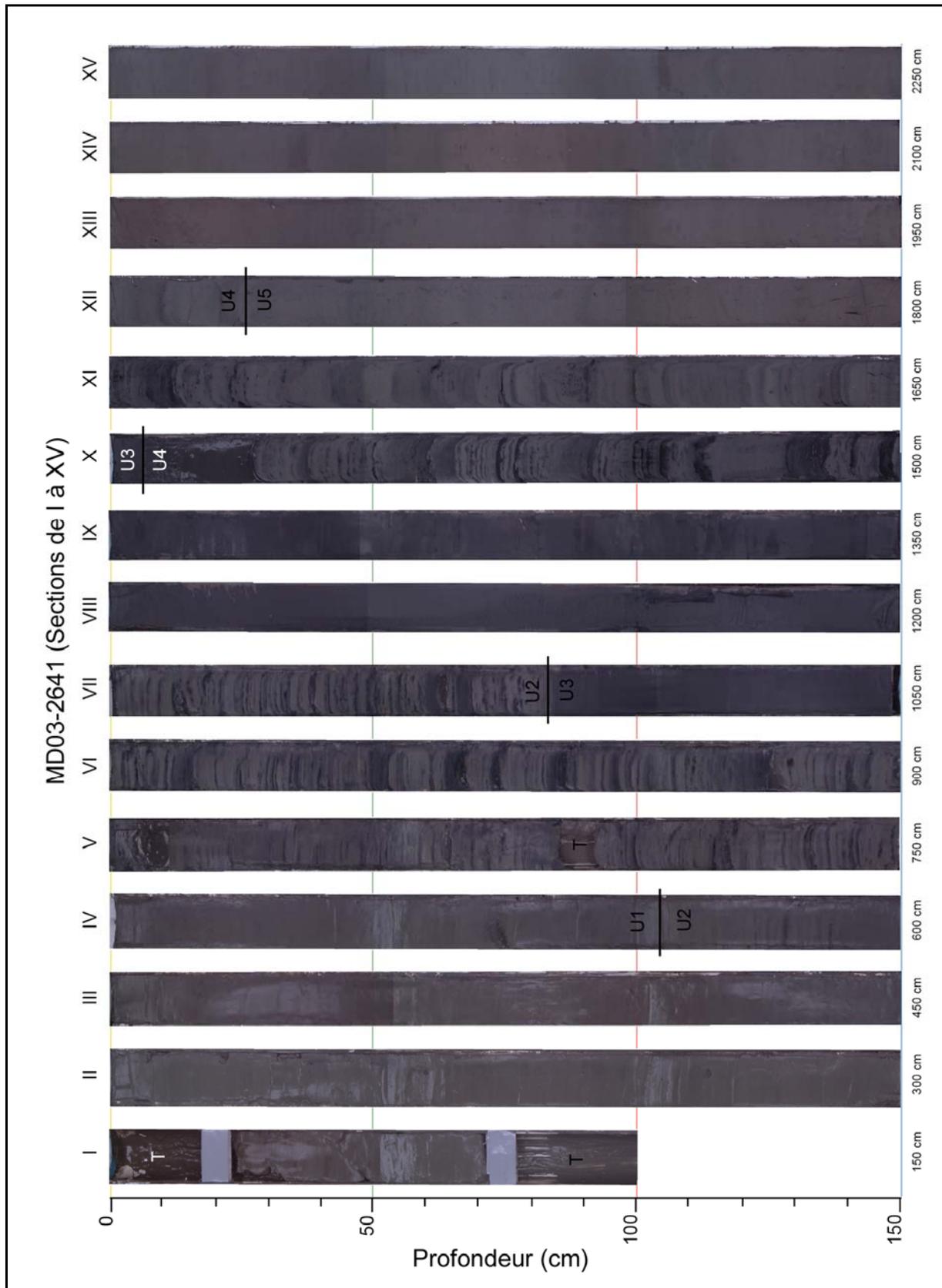
Les résultats obtenus seront comparés et associés aux études de géochimie organique réalisées, sur la même carotte, au laboratoire « *Géosystèmes* » de l'Université Lille 1 (Tribovillard *et al.*, 2008 ; Riboulleau, pers. com.) ainsi qu'aux études isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) et de SST (Mg/Ca) réalisées, sur les carottes jumelles MD02-2550C2 (LoDico *et al.*, 2006) et MD02-2551 (Hill *et al.*, 2006), à l'Université de S<sup>t</sup> Petersburg, USA.

## 4.2. La carotte MD03-2641

Le Bassin 4 (Bassin d'Humphrey) a été carotté durant la mission PICASSO (Paléoclimatologie, Isotopes, Chimie, Atlantique, Séries Sédimentaires Océaniques) en mai 2003 (Laj *et al.*, 2004). Quinze carottes de type Calypso (MD03-2633 à MD03-2647) ont été prélevées au sein de ce mini-bassin. La carotte MD03-2641 étudiée dans le cadre de cette thèse, longue de 39,7 m, se situe dans la partie distale du Bassin 4, à une latitude de 27°17.35'N pour une longitude de 094°25.90'W et sous une profondeur d'eau de 1427 m (Fig.4.5).



**Figure 4.5** : Localisation des carottes MD03-2633 (33) à MD03-2647 (47). La carotte MD03-2641 (41) est individualisée par un rond blanc (d'après Mallarino *et al.*, 2006).



**Figure 4.6** : Photographie des sections I à XV de la carotte MD03-2641. Les limites entre les différentes unités sédimentaires (U) ont été indiquées. T indique un intervalle vide.

#### 4.2.1. Description de la carotte MD03-2641

La carotte MD03-2641 a pu être subdivisée suivant les 6 unités sédimentaires décrites par Mallarino *et al.* (2006) et présentées dans le chapitre 2 de cette thèse (Fig.4.6 et 4.7) :

##### Unité 6 (39,7 à 26,25 m)

Elle est composée de boues grises légèrement rougeâtres par endroit, intercalées de passées sableuses, épaisses au sommet de l'unité puis de plus en plus fines. La bioturbation y est moins intense que dans l'unité 5. De petits nodules organiques y sont également présents vers 30,5 m (dans l'ellipse de la Fig.4.7). Les sédiments liquéfiés que l'on trouve à 35,4 m sont interprétés comme résultant d'un dégazage.

##### Unité 5 (26,25 à 16,76 m)

Les boues homogènes gris clair qui constituent cette unité sédimentaire sont légèrement bioturbées. On note également la présence d'un niveau de cendre (Y8 ; Fig.4.7), épais d'environ 5 cm, à une profondeur de 23,65 m.

##### Unité 4 (16,76 à 13,56 m)

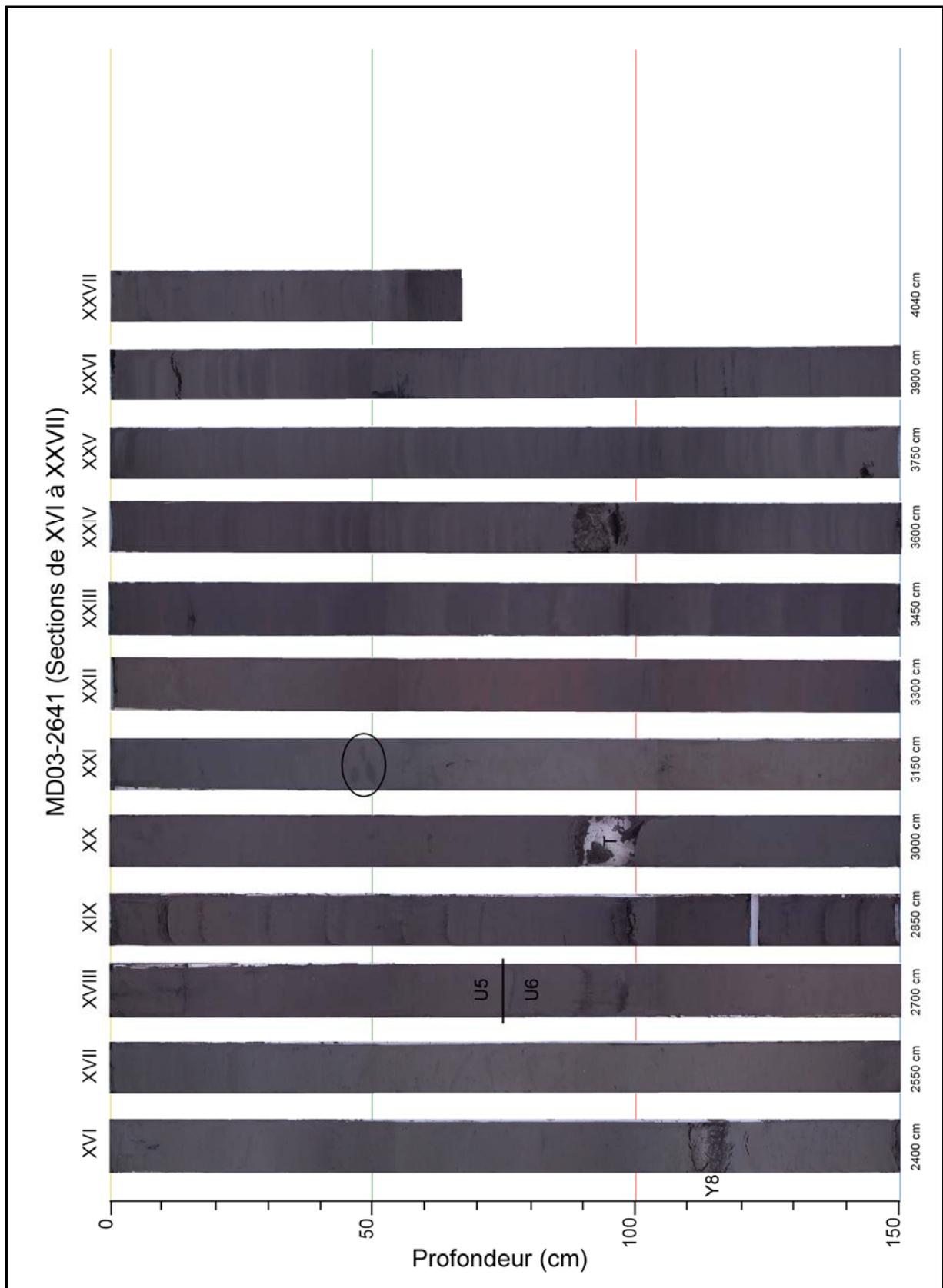
Cette unité est caractérisée par des dépôts de boues grises avec des intercalations de niveaux sableux. Les passées sableuses peuvent atteindre plusieurs centimètres. Elles sont dominantes dans la partie supérieure de l'unité 4 (15,15 à 13,56 m) alors qu'elles sont plus fines et plus éparses à sa base.

##### Unité 3 (13,56 à 9,83 m)

Cette unité est composée d'argiles homogènes gris foncé.

##### Unité 2 (9,83 à 5,55 m)

Les boues grises de cette unité sédimentaire sont intercalées de nombreux lits fins de sable et de niveaux noirs riches en matière organique. L'alternance de ces nombreux lits de diverses natures confère à cette unité sédimentaire son aspect lité. Du fait du positionnement distal de la carotte MD03-2641, l'unité 2 est ici beaucoup plus riche en particules fines alors qu'elle est plus riche en turbidites sableuses dans les carottes prélevées au centre du bassin.



**Figure 4.7** : Photographie des sections XVI à XXVII de la carotte MD03-2641. Les limites entre les différentes unités sédimentaires (U) ont été indiquées. T indique un intervalle vide et l'ellipse signale la présence de nodules riches en matière organique.

Unité 1 (5,55 à 0 m)

L'unité 1 est constituée d'argiles homogènes variant du gris, à la base de l'unité, au brun au sommet de la carotte.

L'enregistrement sédimentaire de la carotte MD03-2641 est interrompu par quatre intervalles vides (0-0,23 m ; 0,72-1,5 m ; 6,86-6,92 m ; 29,4-29,5 m ; T dans les Fig.4.6 et 4.7).

4.2.2. *Analyses effectuées sur la carotte MD03-2641*

De la même façon que pour la carotte MD02-2552, des analyses préliminaires (propriétés physiques des sédiments, susceptibilité magnétique...) ont été réalisées au cours de la campagne de carottage à bord du « *Marion Dufresne* » avec une résolution de 2 cm.

L'étude de la minéralogie des argiles par DRX, le piquage des foraminifères et le comptage des grains détritiques non biogéniques ont été effectuée au laboratoire « *Géosystèmes* » de l'Université Lille1, avec un pas d'échantillonnage de 10 cm. Les analyses des isotopes de l'oxygène et du carbone ont été menées en collaboration avec le LSCE de Gif-sur-Yvette. Ces études cherchent à déterminer (cf. Chap.8) :

- (1) la stratigraphie isotopique à haute résolution du Bassin 4,
- (2) le remplissage sédimentaire du Bassin 4 en relation avec la paléocéanographie locale,
- (3) la variabilité spatiale des arrivées d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide et des dépôts terrigènes associés à ces arrivées,
- (4) et la dynamique des principaux fleuves débouchant sur la marge nord du Golfe du Mexique en relation avec l'évolution de la calotte Laurentide.

Les résultats obtenus pour la carotte MD03-2641 seront comparés aux résultats déjà obtenus sur le même bassin par Mallarino *et al.* (2006) mais également aux résultats obtenus pour le Bassin d'Orca grâce à l'étude de la carotte MD02-2552.



---

## **CHAPITRE 5.**

### **Analyses isotopiques et sédimentaires**

---



## ANALYSES ISOTOPIQUES ET SEDIMENTAIRES

Les analyses sédimentaires (minéralogie des argiles par Diffraction des Rayons X [DRX] et étude de la taille des particules par granulométrie laser) des enregistrements des Bassins d'Orca (MD02-2552) et d'Humphrey (MD03-2641) ont été réalisées, avec un pas d'échantillonnage de 10 cm, au laboratoire « Géosystèmes » de l'Université Lille 1. La DRX a permis d'analyser, à haute résolution et de façon continue, les minéraux argileux des deux carottes MD02-2552 et MD03-2641 (~800 éch. = échantillons). Les échantillons de la carotte MD03-2641 ayant subi un tamisage préalable en vue des analyses isotopiques, la granulométrie laser n'a pu être effectuée que pour la carotte MD02-2552 (2×350 éch.). Afin de compenser cette lacune, un double comptage (>250 et >315 µm) des grains détritiques non biogènes a été réalisé sur l'ensemble de la carotte MD03-2641 (2×386 éch.).

Des analyses isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) ont été menées sur la carotte MD03-2641 (272 échantillons) en collaboration avec le LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement) de Gif-sur-Yvette (France). Ces analyses n'ont pas été réalisées directement sur la carotte MD02-2552 mais sur ses carottes jumelles MD02-2550C2 (LoDico *et al.*, 2006) et MD02-2551 (Hill *et al.*, 2006), dans le cadre d'une collaboration internationale avec le « College of Marine Science » (University of South Florida - USA).

Avant d'être analysés, les échantillons ont été mis à l'étuve, à 60°C, pendant plusieurs jours, afin d'être complètement secs. Ils ont été pesés avant et après leur passage à l'étuve. Le poids sec des échantillons sert notamment à la comparaison des comptages effectués.

Chacune des analyses effectuées dans le cadre de cette thèse sont décrites précisément dans les sous-chapitres suivants.

### 5.1. L'analyse des isotopes de l'oxygène et du carbone

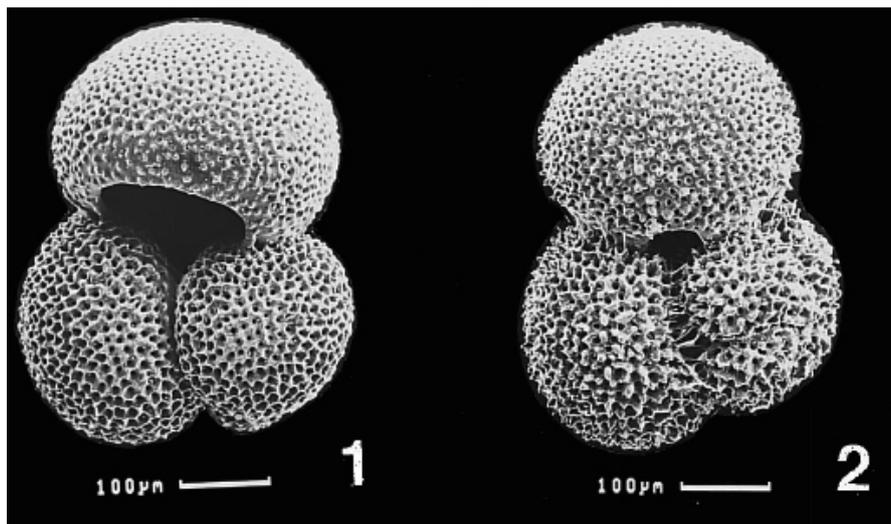
Afin de disposer d'un maximum de tests de foraminifères bien préservés, les préparations des échantillons à l'analyse des isotopes de l'oxygène sont effectuées avant toute autre analyse.

L'étude des isotopes de l'oxygène et du carbone contenus dans les tests de foraminifères nécessite l'utilisation tout au long de la préparation de l'échantillon d'eau distillée pour éviter le dépôt du  $\text{CaCO}_3$  contenu dans une eau du robinet sur les tests, ce qui fausserait les analyses.

L'échantillon sec, après son passage à l'étuve, est placé dans un pilulier que l'on remplit d'eau distillée afin qu'il commence à se désagréger. Il est ensuite tamisé à 150  $\mu\text{m}$ . Les sédiments fins (argiles, silts...) qui passent à travers le tamis sont conservés pour être ensuite analysés par DRX. Le refus de tamis est lui observé à la loupe binoculaire.

Pour les analyses du  $\delta^{18}\text{O}$  ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) et du  $\delta^{13}\text{C}$  ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ), 48 *G. ruber* (24 blancs et 24 roses) ont été piquées à des tailles comprises entre 250 et 315  $\mu\text{m}$  (Fig.5.1). Les comptages de grains détritiques non biogènes ont été effectués parallèlement au piquage des foraminifères sur les refus de tamis à 250 et 315  $\mu\text{m}$ . Les spécimens de *G. ruber* blanc n'étant pas assez nombreux dans les sédiments de la carotte MD03-2641, la stratigraphie isotopique de cette dernière a été réalisée à partir des spécimens de *G. ruber* rose. Environ 70  $\mu\text{g}$  de tests de *G. ruber* rose ont été placés dans du méthanol et soumis à des ultrasons afin d'être nettoyés des éventuelles poussières qui peuvent adhérer sur les parois des tests.

Les rapports isotopiques ont été mesurés au LSCE par un spectromètre de masse Finnigan MAT  $\Delta+$ . Les données de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  ont été calibrées avec le standard NBS-19 et converties selon l'échelle VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite ; Coplen, 1988). La reproductibilité de l'appareil ( $1\sigma$ ) est de  $\pm 0,05\%$  pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\pm 0,03\%$  pour le  $\delta^{13}\text{C}$ .

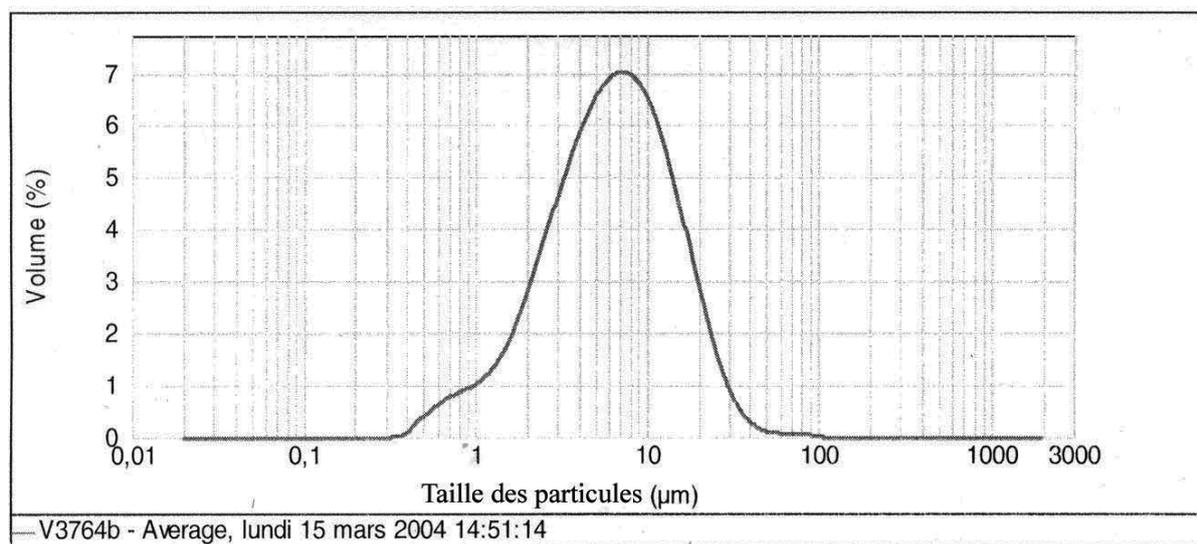


**Figure 5.1 :** Photographies, d'un *G. ruber* blanc, prises au MEB (Wang, 2000).

1 : vue de « face » ; 2 : vue de « dos ».

## 5.2. La granulométrie laser

Les paramètres granulométriques des sédiments de la carotte MD02-2552 ont été déterminés par un granulomètre laser Malvern™ Mastersizer 2000 qui utilise la diffraction d'un faisceau laser sur une cellule remplie par l'échantillon en suspension. L'angle de diffraction, inversement proportionnel à la taille des particules constituant l'échantillon, est mesuré par une cellule photoélectrique. Une série d'algorithmes calcule une courbe de distribution de la taille des particules (Fig.5.2) ainsi que différents paramètres (indice d'obscurcissement de la cellule de mesure, percentiles, mode...). Le Mastersizer 2000 a une reproductibilité des mesures de  $\pm 0,5\%$ .



**Figure 5.2 :** Courbe de distribution de la taille des particules de l'échantillon V3764b (MD02-2552) donnée par le Mastersizer 2000.

Avant d'être analysé au granulomètre laser, les échantillons sont désagrégés dans un pilulier rempli d'eau qui est légèrement secoué sur une table d'agitation pendant 48 heures. Contrairement à la procédure proposée par Loizeau *et al.* (1994), la dispersion de l'échantillon grâce à des ultrasons n'a pas été effectuée car ils sont susceptibles de détruire les foraminifères. Lorsque l'échantillon est bien délité, la suspension est introduite dans la cuve du granulomètre laser. Un blanc est mesuré avant chaque analyse et est soustrait automatiquement des mesures effectuées sur les échantillons.

Trentesaux *et al.* (2001) ont proposé une méthode simple pour déterminer la concentration en  $\text{CaCO}_3$  d'un échantillon en ajoutant de l'acide chlorhydrique (HCl) dans la

cuve du granulomètre laser au cours de l'analyse et en calculant la différence d'obscurité de la cellule de mesure entre le début et la fin de l'analyse. Deux mesures ont donc été réalisées pour chaque échantillon, avant et après l'ajout de HCl, afin de déduire les variations de concentration de CaCO<sub>3</sub> des sédiments de la carotte MD02-2552.

Les observations optiques des sédiments du Bassin d'Orca indiquent que les particules carbonatées sont d'origine biogénique. Les différents paramètres granulométriques utilisés dans ce travail (i.e. la taille moyenne des particules) ont donc été déterminés sur la fraction décarbonatée afin de ne considérer que la partie terrigène des sédiments. Les différentes fractions granulométriques utilisées pour décrire l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552 sont les argiles (<2 μm), les silts cohésifs (particules comprises entre 2 et 10 μm), les silts fluviatiles (10 à 63 μm) et les sables (>63 μm).

### 5.3. La minéralogie des argiles

Dans cette thèse, le terme « minéraux argileux » fait référence aux principaux phyllosilicates de la fraction argileuse (<2 μm).

La détermination des minéraux argileux se fait par DRX. Comme tout corps cristallisé, les minéraux argileux sont constitués d'atomes qui s'arrangent suivant des plans cristallins spécifiques, appelés plans réticulaires. Lors de l'analyse, un faisceau de rayons X vient diffracter sur ces plans spécifiques selon une loi dite « loi de Bragg » :

$\lambda = 2d \sin\theta$	$\lambda$ = longueur d'onde de la source $d$ = distance entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin $\theta$ = angle entre le faisceau incident et le réseau de plans
---------------------------	---

Ainsi, connaissant la longueur d'onde ( $\lambda$ ) de la source émettrice des rayons X et l'angle d'incidence ( $\theta$ ) que fait le faisceau avec une préparation représentative de l'échantillon analysé, on peut déterminer l'espacement entre les plans cristallins constitutifs de cet échantillon ( $d$ ).

Les minéraux argileux étant des phyllosilicates, ils sont formés de l'empilement de feuillets dont l'équidistance, dans les conditions naturelles, et sa variabilité, sous l'effet de

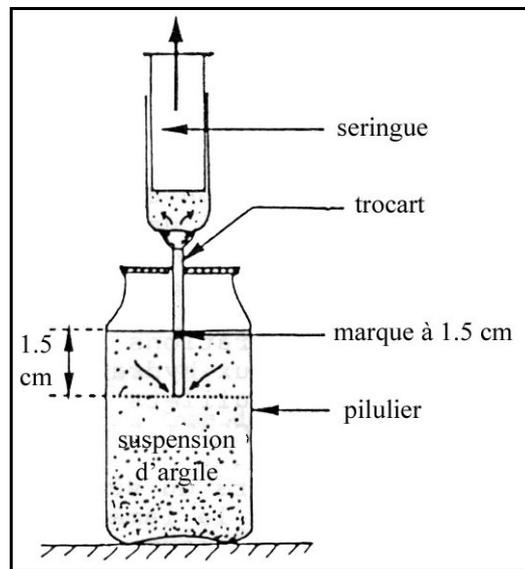
traitements variés, constituent les principaux caractères distinctifs entre les diverses grandes familles argileuses (Brown et Brindley, 1980 ; Holtzapffel, 1985 ; Chamley, 1989).

Pour que l'analyse aux rayons X fasse apparaître ces distances réticulaires sur les diffractogrammes, il est nécessaire de préparer les échantillons suivant un protocole expérimental précis (Holtzapffel, 1985 ; Bout-Roumazelles *et al.*, 1999) :

- (1) Délitage : l'échantillon est placé dans un pilulier avec un fond d'eau distillée où il est délité à l'aide d'un agitateur magnétique.
- (2) Décarbonatation et rinçages : l'élimination des carbonates est nécessaire car ils diluent la fraction argileuse, gênent sa défloculation et la préparation de lame orientées (cf. ci-dessous). On ajoute donc 5 ml d'HCl à 20% dans le pilulier qui est toujours sous agitation magnétique. Au bout de 10 min, la solution est testée au papier pH. Si elle n'est pas acide c'est que tous les carbonates n'ont pas été dissous. Il faut donc renouveler l'ajout de HCl jusqu'à ce que l'acide soit en excès. On dilue ensuite la solution en complétant le pilulier d'eau distillée pour stopper l'attaque acide. On laisse décanter naturellement la suspension que l'on va rincer en retirant la solution acide surnageante et en rajoutant de l'eau distillée. On répète cette opération jusqu'à ce que les argiles soient défloculées, c'est-à-dire que l'eau surnageante reste trouble malgré une longue phase de décantation.
- (3) Micro-homogénéisation et sédimentation : une fois les argiles défloculées, la solution est micro-homogénéisée afin de remettre en suspension l'ensemble des particules de l'échantillon et se débarrasser des agrégats. On la laisse ensuite sédimenter pendant 1 h 15 min.
- (4) Prélèvement de la fraction inférieure à 2 µm et centrifugation : afin de concentrer les minéraux argileux dans la préparation qui va être analysée au diffractomètre, seules les particules inférieures à 2 µm sont prélevées. On utilise pour ce faire une approximation de la loi de Stokes (car les particules argileuses ne sont pas sphériques mais plates) :

$t = 190x/d^2$	t = temps de sédimentation (en min) d = diamètre des particules (en µm) x = profondeur de descente des particules de diamètre d (en cm)
----------------	---

Au bout de 1h15 de sédimentation (approximation de la loi de Stokes), on prélève les 1,5 cm supérieurs de la solution avec une seringue (Fig.5.3). Le prélèvement est ensuite centrifugé à 3500 tours/min pendant au moins 1 heure.



**Figure 5.3** : Schéma représentant le prélèvement de la fraction inférieure à 2 µm à l'aide d'une seringue (Holtzapf, 1985).

- (5) Confection de lames orientées : elles permettent de présenter au faisceau incident de rayons X, le plus grand nombre de plans réticulaires de densité maximum (parallèles à l'allongement du minéral), ce qui améliore la réponse des minéraux à la DRX. Le culot de centrifugation est récupéré à l'aide d'une spatule et étalé avec une lamelle de verre sur une lame rainurée.
- (6) Traitements : une analyse diffractométrique complète requiert plusieurs traitements qui mettent en évidence la variabilité de l'équidistance entre les feuillets constitutifs des minéraux argileux. Chaque échantillon passe trois fois au diffractomètre : au naturel, après gonflement sous vapeur d'éthylène-glycol pendant 12 h et après chauffage à 490 °C pendant 2 h. Les analyses sont réalisées de 2,49° à 32,49° 2θ sur un diffractomètre Philips PW 1729 (anode en cuivre ; 40 KV ; 25 mA ; vitesse de 1° 2θ/min).
- (7) Dépouillement des diffractogrammes : les trois diffractogrammes obtenus par échantillon permettent l'identification des minéraux argileux (Fig.5.4). La smectite (S) est caractérisée par un pic à 14 Å sur l'essai naturel. Ce pic migre à 17 Å sur après saturation à l'éthylène-glycol et à 10 Å après chauffage à 490 °C. L'illite (I) présente un pic principal à 10 Å sur les trois essais. La chlorite (C) possède des

pics à 14 Å (001), 7 Å (002), 4,75 Å (003) et 3,53 Å (004) sur les trois diffractogrammes. La kaolinite (K) est caractérisée par des pics à 14 Å (001) et 3,58 Å (002) sur les essais naturels et glycolés. Ces pics disparaissent ou sont très réduits après chauffage.

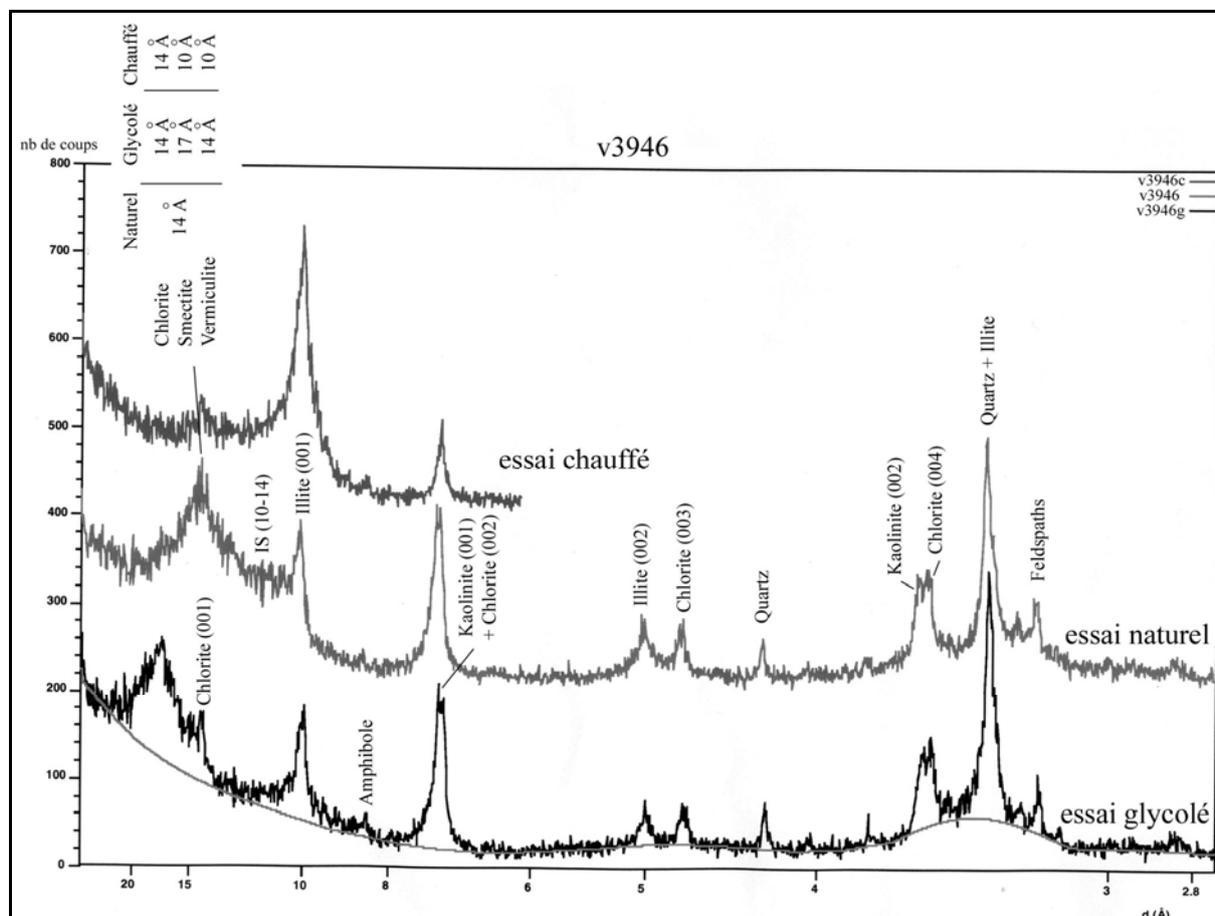


Figure 5.4 : Exemple des trois diffractogrammes obtenus pour un échantillon (V3946) de la carotte MD02-2552. Les différents pics ont été annotés.

Afin de distinguer la kaolinite de la chlorite, une déconvolution du doublet de pics kaolinite/chlorite (3,58 Å / 3,53 Å) est réalisée à l'aide du programme informatique Macintosh MacDiff<sup>®</sup> 4.2.5 développé par Petschick (2000). L'estimation semi-quantitative des abondances des minéraux argileux est basée sur le calcul des aires de pics corrigées par des facteurs empiriques (1 pour S, 4 pour I et 2 pour C et K ; Biscaye, 1965 ; Biscaye *et al.*, 1997) et dont la somme est bouclée à 100% (S+I+K+C=100%). Les mesures d'aires de pics sont effectuées par le programme MacDiff<sup>®</sup> 4.2.5 (Petschick, 2000) sur l'essai glycolé.

La reproductibilité des mesures par DRX effectuées au laboratoire « Géosystèmes » (Université Lille 1) est estimée à  $\pm 5\%$  pour chaque minéral argileux (Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999).

---

---

## **PARTIE III.**

## **RESULTATS**

---

---



---

## **CHAPITRE 6.**

**Répartition des minéraux argileux dans la  
région du bassin versant du Mississippi et dans  
les sédiments de surface du nord du Golfe du  
Mexique : Sources et transport.**

---



## RESUME

Avant de pouvoir interpréter en termes de paléoclimats, les variations de la composition de la fraction argileuse dans les enregistrements sédimentaires des mini-bassins du Golfe du Mexique (cf. Chap.8 et 9), il est nécessaire de contraindre les sources continentales de ces minéraux argileux ainsi que les facteurs influençant leur transport et leur distribution dans le nord du Golfe du Mexique. Dans ce but, des cartes de répartition des quatre principaux minéraux argileux (smectite, illite, kaolinite et chlorite) ont été réalisées à partir : (1) de données précédemment publiées (Griffin, 1962 ; Potter *et al.*, 1975), (2) de données inédites, obtenues sur des échantillons de sédiments continentaux (loess, dépôts alluviaux, poussière...) et (3) de sédiments marin de surface (sommets de carottes sédimentaires), dans la région du bassin versant du Mississippi et au nord du Golfe du Mexique. L'Amérique du Nord, à l'est des Montagnes Rocheuses, a pu être divisée en quatre grandes provinces argileuses : (1) le nord-ouest du bassin versant du Mississippi (riche en smectite), (2) l'est du bassin versant du Mississippi et la région des Grands Lacs (riche en illite et en chlorite), (3) le sud-est des Etats-Unis (riche en kaolinite) et (4) le sud-ouest du bassin versant du Mississippi et le bassin versant du Brazos (riche en illite et en kaolinite). La distribution des minéraux argileux dans les sédiments de surface actuels au sein du Golfe du Mexique est influencée par trois principaux facteurs : (1) par l'importance relative des apports sédimentaires des différents fleuves : le Mississippi est le principal contributeur d'argiles sur la marge nord du Golfe du Mexique alors que les fleuves Apalachicola, Mobile, Brazos et Rio Grande ont uniquement des influences locales ; (2) par l'existence d'un tri sélectif des minéraux argileux identifié pour la première fois dans les sédiments du Golfe du Mexique ; et (3) par le transport sous l'influence des courants océaniques : la circulation de surface et de sub-surface du Golfe du Mexique dispersent les sédiments argileux depuis l'embouchure des différents fleuves sur l'ensemble du bassin océanique.





Contents lists available at ScienceDirect

## Quaternary Science Reviews

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/quascirev](http://www.elsevier.com/locate/quascirev)

## Clay mineral distributions in and around the Mississippi River watershed and Northern Gulf of Mexico: sources and transport patterns

T. Sionneau<sup>a,\*</sup>, V. Bout-Roumazielles<sup>a</sup>, P.E. Biscaye<sup>b</sup>, B. Van Vliet-Lanoe<sup>c</sup>, A. Bory<sup>a,b</sup><sup>a</sup>UMR CNRS 8157 "Géosystèmes", Université de Lille 1, Bât. SN5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France<sup>b</sup>Lamont–Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, NY 10964, USA<sup>c</sup>UMR 6538 CNRS, Domaines Océaniques, IUEM, 29280 Plouzané, France

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 18 July 2007

Received in revised form 16 April 2008

Accepted 3 July 2008

## ABSTRACT

Maps of the distributions of the four major clay minerals (smectite, illite, kaolinite and chlorite) in and around the Mississippi River drainage basin and in the Northern Gulf of Mexico have been produced using newly acquired data from erodible/alluvial terrestrial sediments and marine surface sediments, as well as from previously published data. East of the Rockies, North America can be divided into four, large, clay-mineral provinces: (1) the north-western Mississippi River watershed (smectite rich), (2) the Great Lakes area and eastern Mississippi River watershed (illite and chlorite rich), (3) the south-eastern United States (kaolinite rich) and (4) the Brazos River and south-western Mississippi River watersheds (illite and kaolinite rich). The clay mineral distributions in surface sediments of the present-day Gulf of Mexico are strongly influenced by three main factors: (1) by relative fluvial contributions: the Mississippi River delivers the bulk of the clay input to the Northern Gulf of Mexico whereas the Apalachicola, Mobile, Brazos and Rio Grande rivers inputs have more local influences; (2) by differential settling of various clay mineral species, which is identified for the first time in Northern Gulf of Mexico sediments; and (3) by oceanic current transport: the Gulf of Mexico surface and subsurface circulation distributes the clay-rich sediments from river mouth sources throughout the Northern Gulf of Mexico.

© 2008 Elsevier Ltd. All rights reserved.

## 1. Introduction

Clay minerals are a dominant component of most marine sediments, and are mainly land-derived (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968). Their geographic distributions and sources have been extensively investigated since the 1960s (Biscaye, 1965; Griffin and Goldberg, 1969; Rateev et al., 1969; Gradusov, 1974; Windom, 1976). Studies of clay mineral assemblages provide information on climatic conditions, such as precipitation and runoff patterns over the adjacent continents (Chamley, 1989), as well as on the dynamics of river inputs (Pinsak and Murray, 1960; Scafe and Kunze, 1971; Doyle and Sparks, 1980). Clay minerals can be advected over long distances and then settle far away from their source area, especially if being re-transported in the nepheloid layer (Biscaye and Eittrheim, 1977; Jones, 1984). Thus, clay mineral assemblages have also been successfully used to trace oceanic current patterns (Petschick et al., 1996; Fagel et al., 1997; Gingele et al., 2001; Boulay et al., 2005).

The Gulf of Mexico has been an important area for global thermohaline circulation and for the global climatic system (Broecker, 1991) especially since the closure of the Isthmus of Panama

4.6 million years ago (Haug and Tiedemann, 1998). Gulf of Mexico surface waters are characterized by high temperature and high salinity that further influence the Gulf Stream water properties. The hydrological features of the Gulf of Mexico were strongly modified by the inputs of freshwater resulting from melting pulses of the Laurentide Ice Sheet (LIS) during the last glacial cycle and the last deglaciation (Kennett and Shackleton, 1975; Leventer et al., 1982; Joyce et al., 1993; Aharon, 2003; Flower et al., 2004). Changes of salinity resulting from these melting pulses are thought to have altered the thermohaline circulation, the global heat exchange and worldwide climatic conditions (Broecker et al., 1990; Bond, 1995; Rahmstorf, 1995; Manabe and Stouffer, 1997). Although the direct palaeoceanographic effects of these freshwater supplies on the Gulf of Mexico have been studied largely using  $\delta^{18}\text{O}$  variations, the associated terrigenous inputs (mostly clay minerals; Brown and Kennett, 1998) have been poorly investigated. They may, however, provide information on the varying continental provenance of these freshwater pulses and therefore help close the gap between climate variations over the continent (e.g. the dynamics of the LIS/proglacial lake overflows and/or increase in precipitation; Broecker et al., 1989; Teller, 1995; Clark et al., 2001; Clarke et al., 2003) and the hydrological changes in the Gulf of Mexico. In order to use clay mineral records from the Gulf of Mexico for palaeoclimate reconstructions (Sionneau et al., in preparation), one must have a good

\* Corresponding author. Tel.: +33 3 20 43 70 38; fax: +33 3 20 43 49 10.  
E-mail address: [thomas.sionneau@ed.univ-lille1.fr](mailto:thomas.sionneau@ed.univ-lille1.fr) (T. Sionneau).

## ABSTRACT

Maps of the distributions of the four major clay minerals (smectite, illite, kaolinite and chlorite) in and around the Mississippi River drainage basin and in the Northern Gulf of Mexico have been produced using newly acquired data from erodible/alluvial terrestrial sediments and marine surface sediments, as well as from previously published data. East of the Rockies, North America can be divided into four, large, clay-mineral provinces: (1) the north-western Mississippi River watershed (smectite rich), (2) the Great Lakes area and eastern Mississippi River watershed (illite and chlorite rich), (3) the south-eastern United States (kaolinite rich) and (4) the Brazos River and south-western Mississippi River watersheds (illite and kaolinite rich). The clay mineral distributions in surface sediments of the present-day Gulf of Mexico are strongly influenced by three main factors: (1) by relative fluvial contributions: the Mississippi River delivers the bulk of the clay input to the Northern Gulf of Mexico whereas the Apalachicola, Mobile, Brazos and Rio Grande rivers inputs have more local influences; (2) by differential settling of various clay mineral species, which is identified for the first time in Northern Gulf of Mexico sediments; and (3) by oceanic current transport: the Gulf of Mexico surface and subsurface circulation distributes the clay-rich sediments from river mouth sources throughout the Northern Gulf of Mexico.

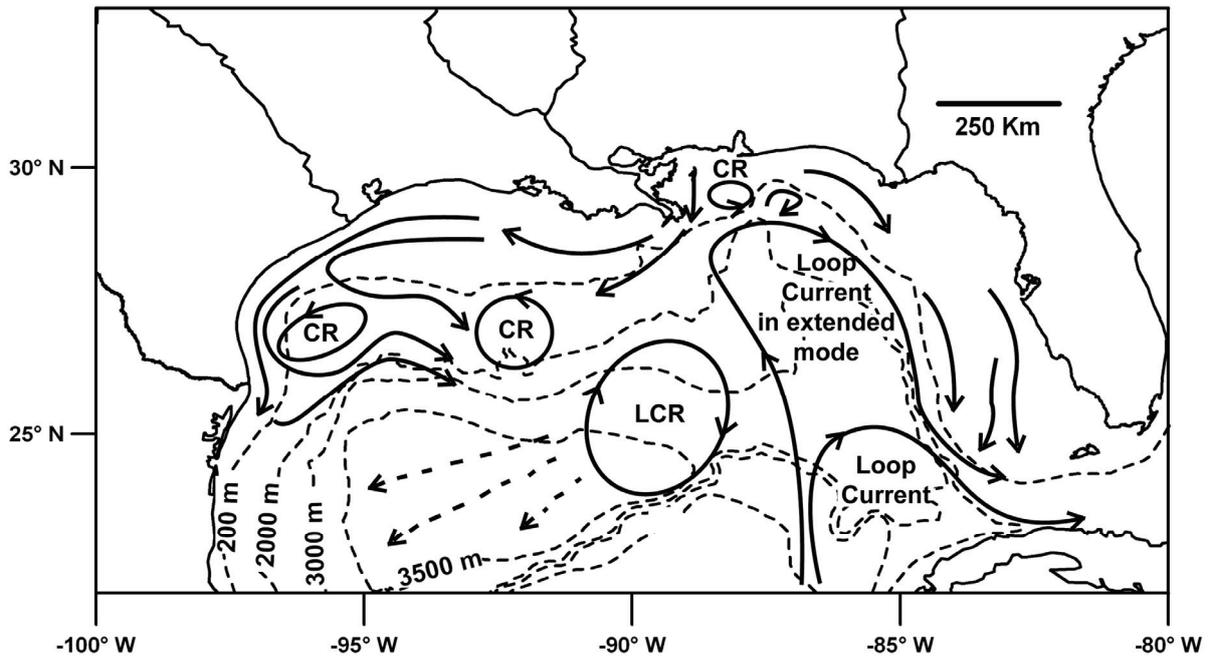
### 6.1. Introduction

Clay minerals are a dominant component of most marine sediments, and are mainly land-derived (Biscaye, 1965; Griffin *et al.*, 1968). Their geographic distributions and sources have been extensively investigated since the 1960s (Biscaye, 1965; Griffin and Goldberg, 1969; Rateev *et al.*, 1969; Gradusov, 1974; Windom, 1976). Studies of clay mineral assemblages provide information on climatic conditions, such as precipitation and runoff patterns over the adjacent continents (Chamley, 1989), as well as on the dynamics of river inputs (Pinsak and Murray, 1960; Scafe and Kunze, 1971; Doyle and Sparks, 1980). Clay minerals can be advected over long distances and then settle far away from their source area, especially if being re-transported in the nepheloid layer (Biscaye and Eittrheim, 1977; Jones,

1984). Thus, clay mineral assemblages have also been successfully used to trace oceanic current patterns (Petschick *et al.*, 1996; Fagel *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 2001; Boulay *et al.*, 2005).

The Gulf of Mexico has been an important area for global thermohaline circulation and for the global climatic system (Broecker, 1991) especially since the closure of the Isthmus of Panama 4.6 million years ago (Haug and Tiedemann, 1998). Gulf of Mexico surface waters are characterized by high temperature and high salinity that further influence the Gulf Stream water properties. The hydrological features of the Gulf of Mexico were strongly modified by the inputs of freshwater resulting from melting pulses of the Laurentide Ice Sheet (LIS) during the last glacial cycle and the last deglaciation (Kennett and Shackleton, 1975; Leventer *et al.*, 1982; Joyce *et al.*, 1993; Aharon, 2003; Flower *et al.*, 2004). Changes of salinity resulting from these melting pulses are thought to have altered the thermohaline circulation, the global heat exchange and worldwide climatic conditions (Broecker *et al.*, 1990; Bond, 1995; Rahmstorf, 1995; Manabe and Stouffer, 1997). Although the direct palaeoceanographic effects of these freshwater supplies on the Gulf of Mexico have been studied largely using  $\delta^{18}\text{O}$  variations, the associated terrigenous inputs (mostly clay minerals; Brown and Kennett, 1998) have been poorly investigated. They may, however, provide information on the varying continental provenance of these freshwater pulses and therefore help close the gap between climate variations over the continent (e.g. the dynamics of the LIS/proglacial lake overflows and/or increase in precipitation; Broecker *et al.*, 1989; Teller, 1995; Clark *et al.*, 2001; Clarke *et al.*, 2003) and the hydrological changes in the Gulf of Mexico. In order to use clay mineral records from the Gulf of Mexico for palaeoclimate reconstructions (Sionneau *et al.*, in preparation), one must have a good knowledge of clay mineral continental sources and of the factors influencing their distribution in the Gulf of Mexico. It seems reasonable to assume that the nature of the main clay mineral provinces in North America has remained unchanged during the late Quaternary. Variations in clay mineral assemblages in the Gulf of Mexico surface sediments are then mainly controlled by changes in erosion and transport pattern, even if their intrinsic nature derived from weathering processes developed over longer timescale (Thiry *et al.*, 1999; Thiry, 2000).

The present Gulf of Mexico circulation pattern is relatively well known (Fig.6.1). Its sedimentology has been extensively studied (Griffin, 1962; Doyle and Sparks, 1980; Balsam and Beeson, 2003; Ellwood *et al.*, 2006). None of these studies, however, combined data from both continental and marine environments, and no overall clay mineral distributions over North America and the northern Gulf of Mexico are available today.



**Figure 6.1:** Mean currents of the Gulf of Mexico (bold black arrows), including two different states of the Loop Current, Loop Current Rings (LCR) and Cyclonic Rings (CR) (adapted from Schmitz, 2003; Fan et al., 2004; Ohlmann and Niiler, 2005; Smith and Jacobs, 2005). Dotted arrows represent propagation direction for LCR (Vukovich and Crissman, 1986).

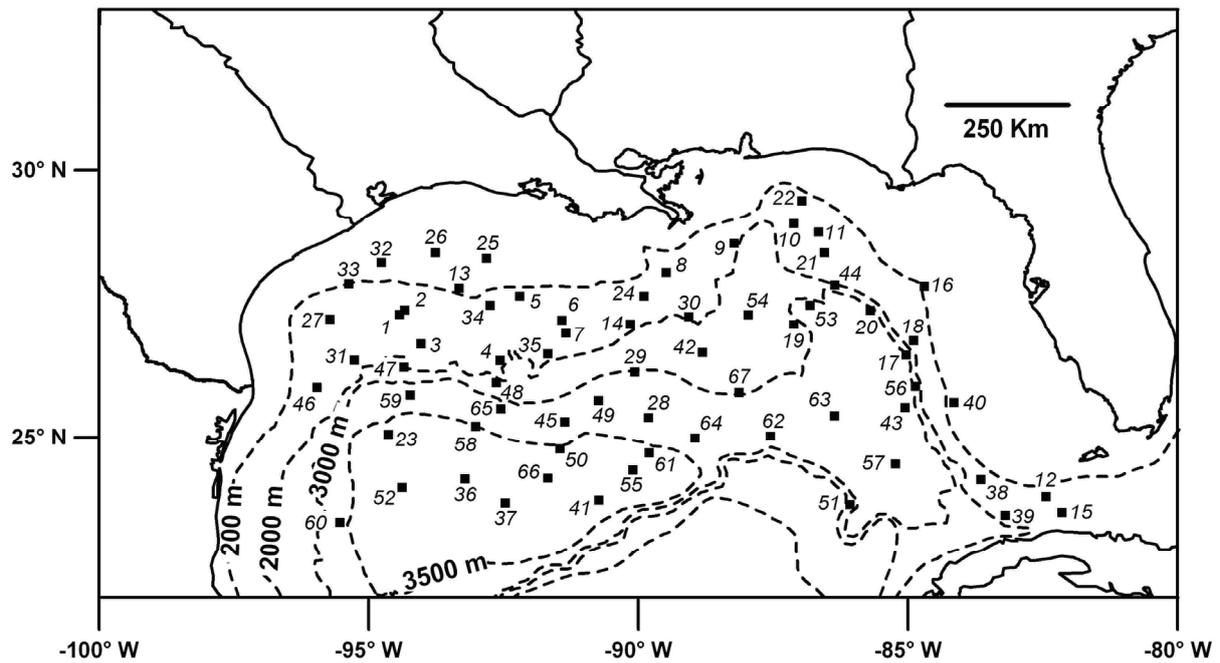
In this paper, we present the clay mineral assemblage of 28 continental sites [consisting of 85 new samples and data from Griffin (1962) and Potter et al. (1975)] over North America and of 67 core-top samples collected over the Northern Gulf of Mexico. The main objectives of this study are: (1) to map clay mineral distributions over both the North American continent east of the Rockies and the Northern Gulf of Mexico; (2) to discern and distinguish the continental sources of the principal marine clay minerals; and (3) to identify the main parameters (fluvial contributions, differential settling, oceanic currents) controlling the present-day marine distribution of these clay minerals in the Northern Gulf of Mexico.

## 6.2. Samples

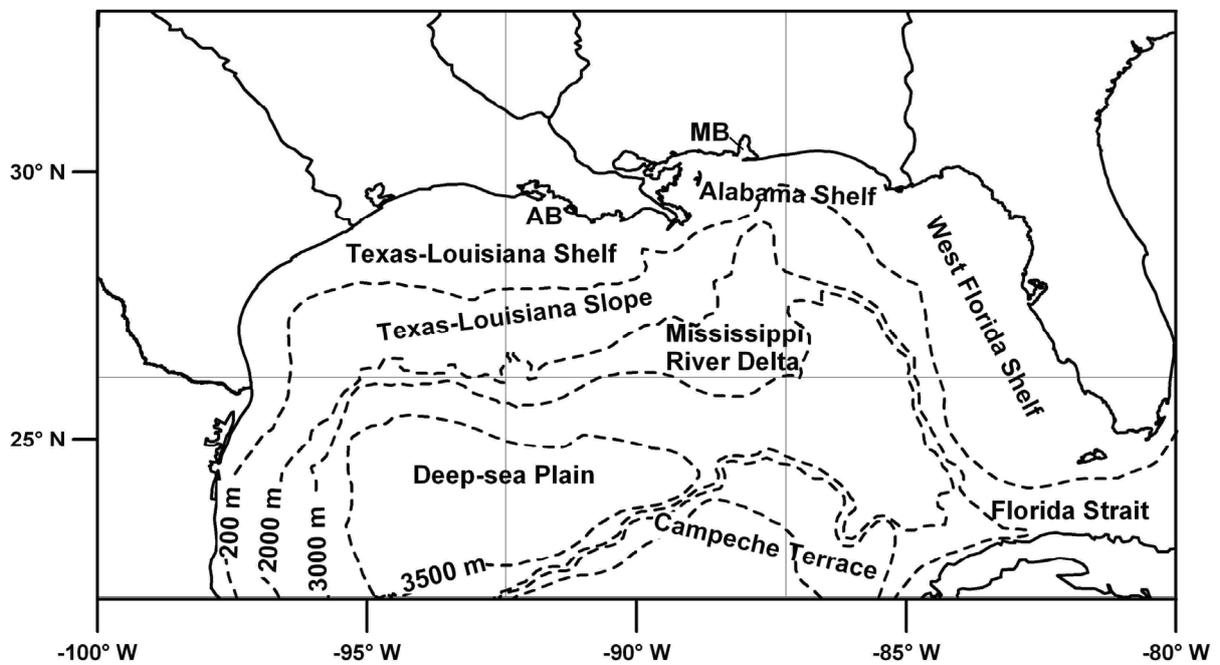
Marine core-top samples were recovered during the RVs *Robert Conrad* (RC), *Vema* (VM) and *Atlantis* (AT) cruises (Lamont core collection; Tab.6.I; samples 13–67) as well as during the RV *Marion Dufresne* IMAGES cruise PAGE in 2002 (Bout-Roumazelles and Trentesaux, 2007; samples 3–12) and PICASSO in 2003 (Laj et al., 2004; samples 1 and 2).

**Table 6.1:** Location, water depth and clay mineral composition of surface sediments from the Northern Gulf of Mexico.

Site	Core	Latitude	Longitude	Water (m)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)
1	MD03-2641	27.29° N	-094.43° W	1427	58	27	11	4
2	MD03-2643	27.37° N	-094.33° W	1379	57	27	12	4
3	MD02-2533/2534	26.74° N	-094.03° W	1350	59	23	14	4
4	MD02-2549	26.43° N	-092.57° W	2049	67	20	9	4
5	MD02-2548	27.64° N	-092.20° W	610	57	28	10	5
6	MD02-2553	27.18° N	-091.42° W	2259	62	23	11	4
7	MD02-2550/2552	26.95° N	-091.35° W	2245	60	25	9	6
8	MD02-2558	28.08° N	-089.49° W	1125	62	25	11	2
9	MD02-2574	28.63° N	-088.22° W	1963	56	25	16	3
10	MD02-2575/2576	29.00° N	-087.12° W	848	60	16	19	5
11	MD02-2577/2578	28.84° N	-086.66° W	476	53	25	18	4
12	MD02-2581	23.88° N	-082.44° W	1063	49	14	26	11
13	AT185-43P	27.78° N	-093.33° W	183	59	23	9	9
14	AT185-58P	27.11° N	-090.15° W	2138	72	15	0	13
15	VM3-7P	23.58° N	-082.15° W	1681	42	25	20	13
16	VM3-9P	27.82° N	-084.70° W	181	34	19	34	13
17	VM3-16P	26.53° N	-085.03° W	3286	62	15	13	10
18	VM3-19P	26.80° N	-084.90° W	730	0	40	48	12
19	VM3-34P	27.10° N	-087.12° W	2889	62	17	19	2
20	VM3-35P	27.37° N	-085.70° W	3221	64	20	11	5
21	VM3-39P	28.45° N	-086.55° W	647	20	30	30	20
22	VM3-42P	29.43° N	-086.97° W	667	32	28	27	13
23	VM3-68P	25.05° N	-094.63° W	3630	55	23	15	7
24	VM3-81P	27.63° N	-089.90° W	1123	57	26	12	5
25	VM3-83P	28.35° N	-092.82° W	149	58	27	12	3
26	VM3-90P	28.45° N	-093.77° W	140	61	24	14	1
27	VM3-93P	27.20° N	-095.72° W	964	52	27	14	7
28	VM3-98P	25.37° N	-089.82° W	3424	67	17	9	7
29	VM3-99P	26.22° N	-090.07° W	3157	54	26	14	6
30	VM3-100P	27.25° N	-089.07° W	2034	67	20	7	6
31	VM3-121P	26.43° N	-095.27° W	1648	54	28	13	5
32	VM3-108P	28.27° N	-094.77° W	148	55	25	14	6
33	VM3-112P	27.87° N	-095.37° W	191	57	27	13	3
34	VM3-114P	27.47° N	-092.75° W	761	44	32	17	7
35	VM3-118P	26.55° N	-091.68° W	2212	51	29	10	10
36	VM3-125P	24.22° N	-093.22° W	3744	43	32	19	6
37	VM3-128P	23.77° N	-092.47° W	3590	53	23	18	6
38	VM3-139P	24.20° N	-083.65° W	1103	41	26	22	11
39	VM3-142P	23.53° N	-083.20° W	1785	42	24	16	18
40	VM17-7P	25.65° N	-084.15° W	154	30	30	25	15
41	VM17-19P	23.82° N	-090.73° W	3706	54	30	6	10
42	VM18-362P	26.58° N	-088.82° W	2577	67	17	11	5
43	RC9-15P	25.56° N	-085.06° W	3341	57	25	10	8
44	RC9-16P	27.85° N	-086.36° W	3111	54	24	13	9
45	RC9-18P	25.29° N	-091.37° W	3374	43	28	18	11
46	RC9-21P	25.93° N	-095.96° W	960	56	27	12	5
47	RC9-22P	26.31° N	-094.35° W	1955	55	28	15	2
48	RC9-23T	26.02° N	-092.63° W	2111	58	25	9	8
49	RC9-24P	25.68° N	-090.74° W	3424	73	14	13	0
50	RC9-25P	24.78° N	-091.45° W	3576	58	24	15	3
51	RC9-31P	23.74° N	-086.08° W	3466	71	13	10	6
52	RC10-267P	24.05° N	-094.38° W	3749	58	20	12	10
53	VM24-19P	27.47° N	-086.82° W	3012	63	19	10	8
54	VM24-20P	27.28° N	-087.97° W	2651	55	26	14	5
55	VM24-21P	24.38° N	-090.10° W	3654	46	30	13	11
56	RC12-5P	25.95° N	-084.87° W	2946	47	27	16	10
57	RC12-4P	24.50° N	-085.23° W	3405	72	15	8	5
58	RC12-8T	25.20° N	-093.02° W	3576	71	15	11	3
59	RC12-9P	25.78° N	-094.23° W	3263	61	21	9	9
60	RC10-10P	23.40° N	-095.53° W	3054	61	24	9	6
61	RC12-13P	24.70° N	-089.80° W	3563	66	19	8	7
62	RC12-14P	25.02° N	-087.55° W	3389	56	26	9	9
63	VM26-131P	25.40° N	-086.37° W	3252	60	23	10	7
64	VM26-132P	24.98° N	-088.95° W	3484	56	25	10	9
65	VM26-138P	25.53° N	-092.55° W	1677	55	28	15	2
66	VM26-141P	24.23° N	-091.68° W	3740	54	25	13	8
67	VM26-142P	25.83° N	-088.13° W	3103	59	19	13	9



**Figure 6.2:** Location of the 67 marine cores (1–67) recovered during RVs Robert Conrad, Vema, Atlantis and Marion Dufresne cruises (RC, VM, AT and MD respectively in Table 6.1).



**Figure 6.3:** Geomorphologic provinces of the Gulf of Mexico (AB: Atchafalaya Bay; MB: Mobile Bay).

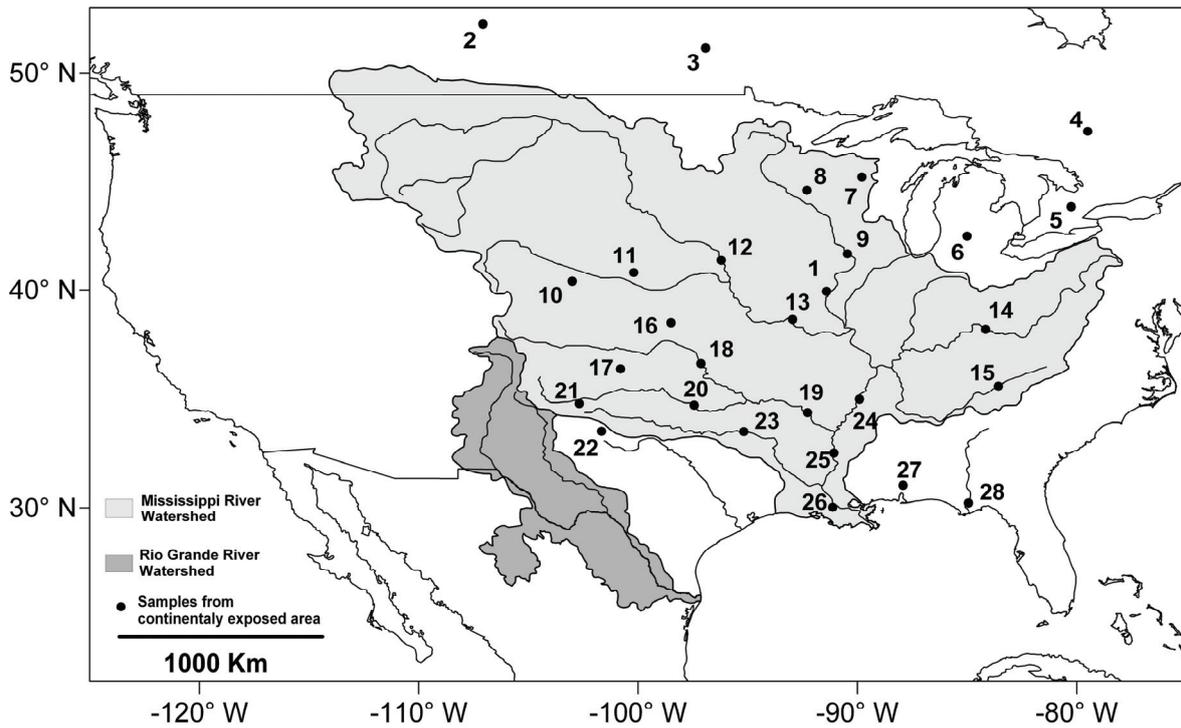
They are broadly distributed over the Northern Gulf of Mexico (Fig.6.2) and are located within the different geomorphologic provinces that characterize this area (Fig.6.3).

Over the North American continent, 85 samples were collected from different types of sediment (loess, recent mineral dust deposits, tills, lake and river) at 14 sites (Fig.6.4, Tab.6.II). Sediment samples of fluvial origin were taken from the C horizon of alluvial plain soils (about 1.5–2 m depth) from which, except for the carbonate content, the mineralogical composition is not likely to have been disturbed by anthropogenic activity and should reflect the bulk composition of superficial deposits such as loess, alluvium or tills (Gallet *et al.*, 1998). All these continental samples are commonly representative of the regional and/or upstream watershed average mineralogical composition. In addition we have included published clay mineral data from 11 sites on the Mississippi river system (Potter *et al.*, 1975) and from the Mobile Embayment, the Mississippi and the Apalachicola River mouths (Fig.6.5, Tab.6.II; Griffin, 1962). The majority of the continental sites (20 of 28) are located in the present-day Mississippi River watershed (Fig.6.4).

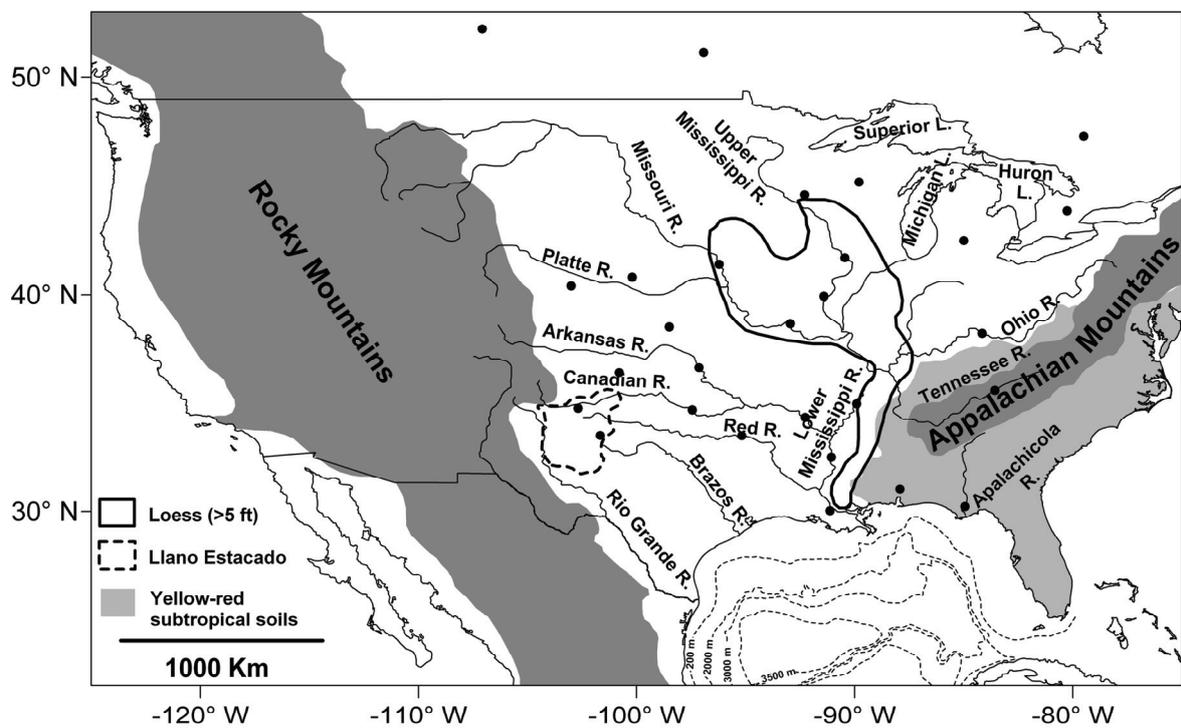
**Table 6.II:** Location, sediment type and clay mineral composition of sites from North America

(R.: Reference; A: Griffin, 1962; B: Potter *et al.*, 1975).

Site	Location	Latitude	Longitude	Type	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	R.
1	Quincy, Illinois	39.94° N	-091.41° W	Loess	39	27	22	11	
2	Saskatchewan	52.23° N	-107.07° W	River	59	17	16	7	
3	Lake Manitoba	51.14° N	-096.92° W	Lake	46	26	13	15	
4	Ottawa River	47.30° N	-079.50° W	River	0	54	8	37	
5	Ontario	43.85° N	-080.26° W	Till	25	43	12	20	
6	St. Francis Lake	42.50° N	-085.00° W	Till	1	58	8	33	
7	Stetsonville	45.20° N	-089.80° W	Till	53	15	26	7	
8	River Falls	44.60° N	-092.30° W	Loess	35	26	25	14	
9	Upper Mississippi River	41.69° N	-090.46° W		45	25	25	5	B
10	Kelly section	40.40° N	-103.00° W	Loess	57	26	14	3	
11	Bignell Hill/Eustis	40.80° N	-100.20° W	Loess	47	34	16	3	
12	Upper Missouri River	41.38° N	-096.21° W		60	22	11	7	B
13	Lower Missouri River	38.65° N	-092.96° W		55	27	11	7	B
14	Ohio River	38.21° N	-084.16° W		0	41	29	30	B
15	Tennessee River	35.58° N	-083.57° W		0	26	31	43	B
16	Barton section	38.50° N	-098.50° W	Loess	35	43	21	2	
17	Texas (Norwood House)	36.40° N	-100.80° W	Dust	14	59	24	2	
18	Arkansas River	36.64° N	-097.14° W		50	21	24	5	B
19	Lower Arkansas River	34.35° N	-092.27° W		57	8	22	13	B
20	Canadian River	34.69° N	-097.45° W		48	23	21	8	B
21	Texas (Hereford)	34.77° N	-102.68° W	Dust	14	56	26	4	
22	Texas (Lubbock)	33.50° N	-101.67° W	Dust	9	60	28	3	
23	Red River	33.49° N	-095.78° W		43	28	21	8	B
24	Middle Mississippi River	34.96° N	-089.91° W		60	20	12	8	B
25	Mississippi River	32.50° N	-091.07° W		45	30	15	10	B
26	Lower Mississippi River	30.04° N	-091.13° W		65 (60-80)	25 (20-30)	5 (+C: 10-20)	5 (minor)	A
27	Mobile Bay	31.03° N	-087.92° W		45 (40-50)	10 (0-10)	45 (40-50)	0 (trace)	A
28	Apalachicola River	30.23° N	-084.94° W		20 (0-20)	10 (0-10)	70 (60-80)	0 (trace)	A



**Figure 6.4:** Location of the 28 North American (1–28) sites used in the study. The extension of the Mississippi River and Rio Grande River watersheds are respectively represented in light grey and dark grey (Brown et al., 2005; Dahm et al., 2005; Delong, 2005; Galat et al., 2005; Matthews et al., 2005; White et al., 2005).



**Figure 6.5:** Location of rivers and main geological provinces (loess province, yellow-red tropical soils, Llano Estacado, Appalachians and Rocky Mountains).

### 6.3. Methods

X-ray diffraction analyses (XRD) were performed at the University of Lille and the LDEO (Lamont–Doherty Earth Observatory of Columbia University). In this paper, “clay minerals” refer to the major phyllosilicate minerals within the clay-size fraction (generally <2 mm). They are identified by XRD following the protocol of Holtzapffel (1985). All samples were first decalcified with 0.2 N HCl. The excess acid was removed by repeated washings with distilled water and centrifugations. The clay-size fraction was separated by settling according to Stokes’s law, concentrated by centrifugation, and oriented by wet smearing on glass slides. The analyses were run on a Philips PW 1749 generator (copper anode; 40 kV voltage; 25 mA intensity and  $1^\circ 2\theta/\text{min}$  speed) at the University of Lille, and on a Philips X’Pert-MPD ( $\theta$ – $\theta$  goniometer; Cu X-ray tube; Peltier-cooled, high sensitivity, Kevex energy-dispersive detector) at the LDEO. A complete X-ray diffraction analysis requires several runs to permit precise mineral identification. Two XRD runs were performed routinely for each sample: (1) air-dried sample (“normal” run) and (2) ethylene-glycol vapour saturation for 12 h (“glycol” run). The analyses were run from  $2.49^\circ$  to  $32.49^\circ 2\theta$ . Each clay mineral is characterized by its basal layer plus interlayer interval (d) as revealed by XRD analysis (Brown and Brindley, 1980). Smectite (“S”) is characterized by a peak at 14 Å on the normal run, which expands to 17 Å after saturation by ethylene-glycol. Illite (“I”) presents a basal peak at 10 Å on the two runs. Chlorite (“C”) is characterized by peaks at 14 Å (001), 7 Å (002), 4.75 Å (003) and 3.53 Å (004) on the two diffraction spectra. Kaolinite (“K”) is characterized by peaks at 7 Å (001) and 3.58 Å (002) on the normal and glycol runs. To distinguish kaolinite from chlorite, the portion of the spectrum containing the basal peaks of kaolinite (002) and chlorite (004) around 3.55 Å is step-scanned in a high-resolution mode following standard procedures described in detail by Petschick *et al.* (1996). Semi-quantitative estimation of clay mineral abundances is based on peak areas, weighted by empirically estimated factors (Biscaye, 1965; Biscaye *et al.*, 1997) and summed to 100% (S + I + K + C = 100%). Peak area measurements were realized in the glycol runs using the Macintosh Mac-Diff<sup>®</sup> 4.2.5 software (Petschick, 2000). Results are given in Tables 6.I and 6.II. The error on the reproducibility of measurements is estimated to be  $\pm 5\%$  for each clay mineral. The mixed-layered clay minerals identified by Potter *et al.* (1975) in Ohio River and Tennessee River samples (sites 14 and 15) were not taken into account in the percentages

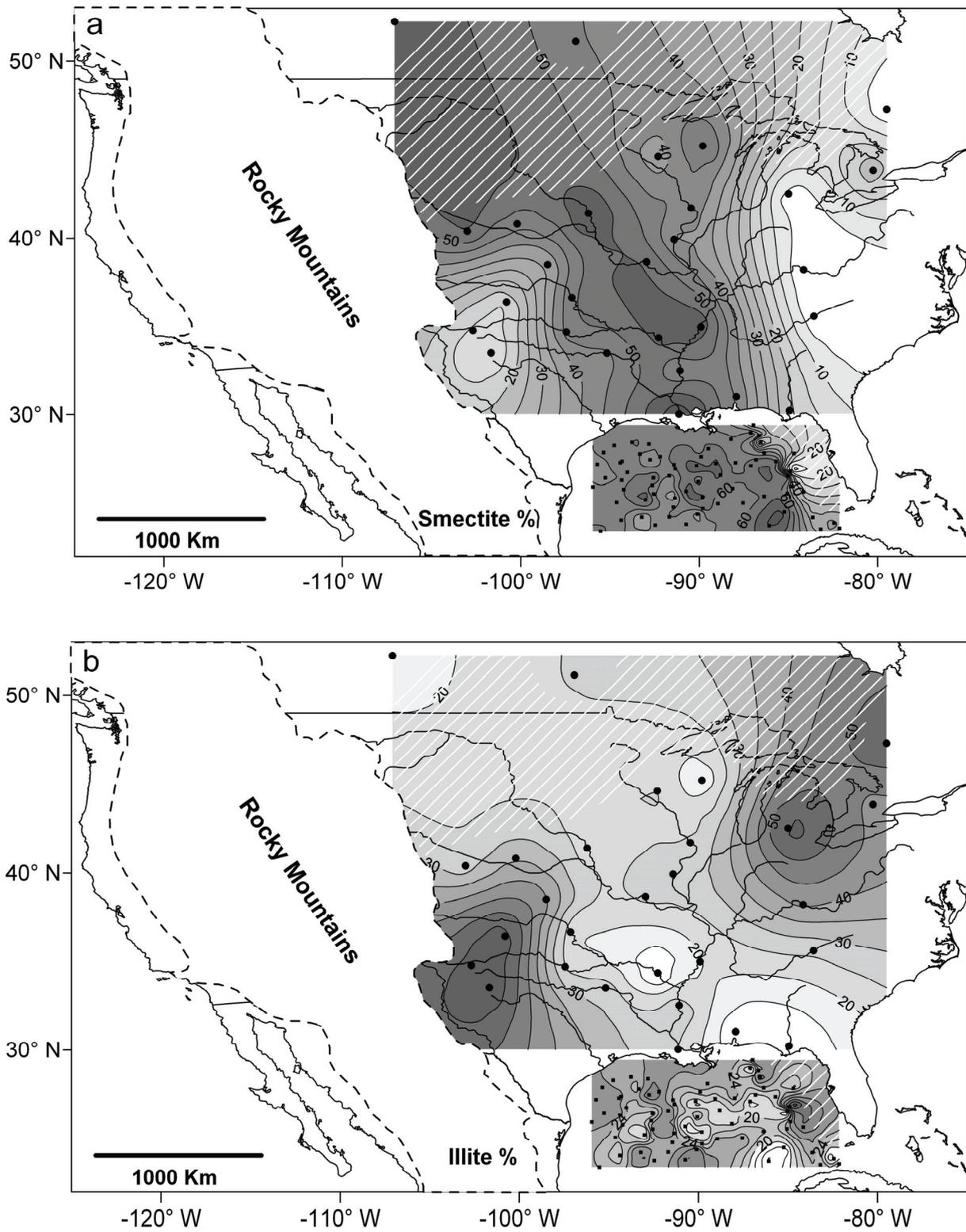
since their exact nature (vermiculite and/or illite–chlorite and/or illite–smectite) is unknown. All data were recalculated according to the  $S + I + K + C = 100\%$  formula in order to be compared to each other. The data have been gridded and contoured using the Surfer<sup>®</sup> 8 software. For each clay mineral, scales between isolines of land and sea maps are different to allow a better representation of their relative variations in each environment. Map contours do not represent precise boundaries of clay mineral composition on land, but rather indicate rough limits between the dominant source areas of each clay mineral over the United States, based on our dataset.

## 6.4. Clay mineral distribution

In most continental environments, illite and chlorite are usually inherited from ancient rocks (Palaeozoic, pre-Cambrian) modified by physical or moderate chemical weathering at high latitudes or altitude where Quaternary periglacial climatic conditions prevail. In North America, kaolinite forms through long-term weathering processes during preglacial time (Thiry *et al.*, 1999; Thiry, 2000). It can derive from saprolites as well as from old sedimentary formations and may also form in solfatares in association with smectite (Huertas *et al.*, 1999). Smectite is either derived from volcanic ash layers or authigenic in poorly-drained environments as in alluvial or coastal plains (Kraus, 1999; synthesis in Gerrard *et al.*, 2007). Smectite can also be locally formed in the marine environment through early diagenesis, halmyrolysis (Karpoff *et al.*, 1989), or hydrothermal weathering of volcanic rocks (Chamley, 1998).

### 6.4.1. Clay mineral distributions in and around the Mississippi River watershed

Three large areas can be distinguished based on smectite abundance patterns (Fig.6.6a). The first covers a huge part of the Mississippi River watershed, including the Missouri River basin and Mississippi River alluvial plains. A corridor of high smectite values (>40%) extends from Saskatchewan to the Mississippi River mouth and separates two areas of low smectite content (<20%): the eastern Mississippi River and the north-western Texas watersheds. Smectite decreases rapidly (from 45% to 0% in few hundreds of kilometres) from the Mississippi River toward the eastern part of the United States of America (USA).



**Figure 6.6:** Distribution of smectite (a) and illite (b) over the North American continent east of the Rocky Mountains and in the Northern Gulf of Mexico. White lines indicate areas with larger uncertainties.

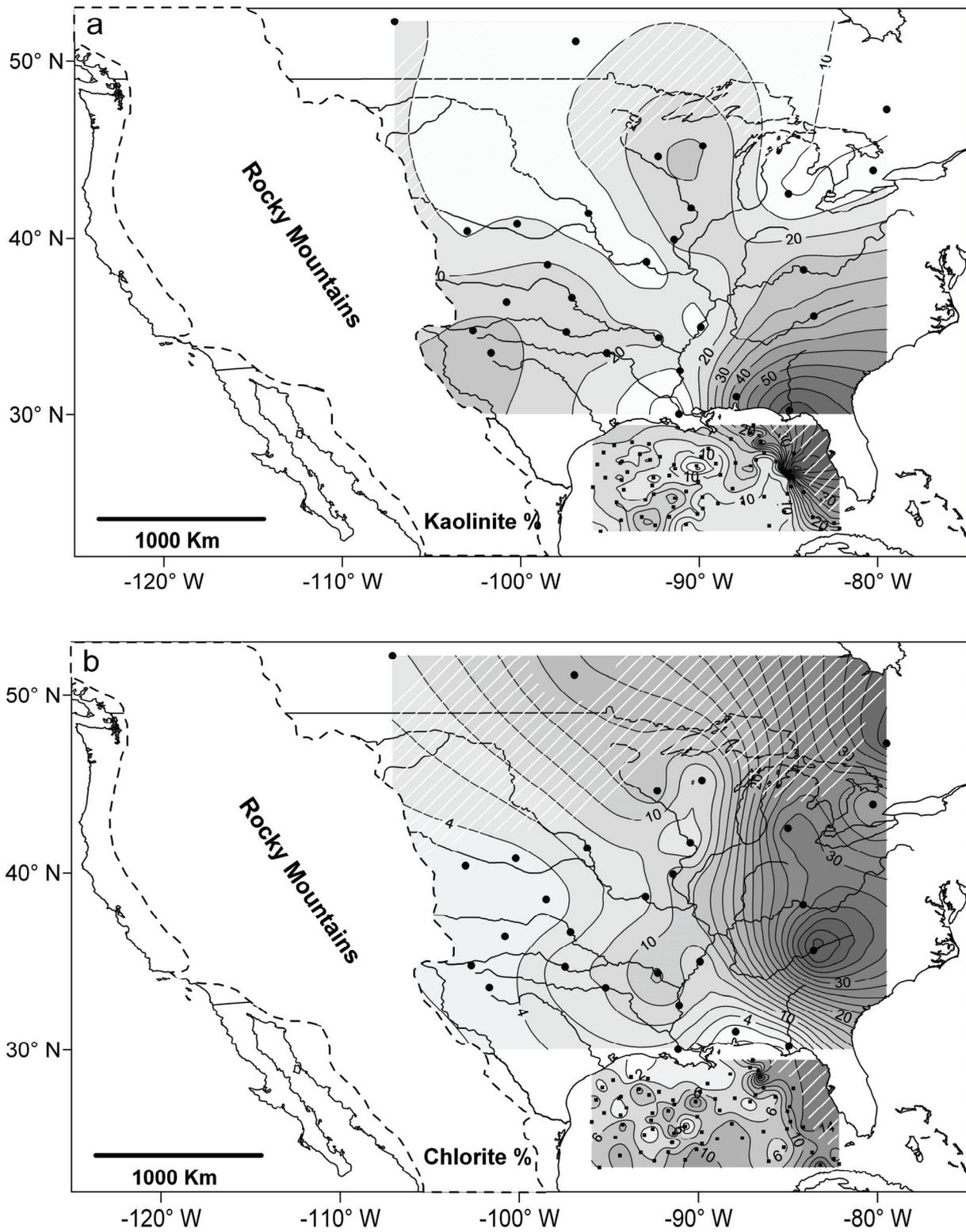
Due to the calculation method used, clay mineral percentages are not independent of each other. Because clay minerals are summed to 100%, variations in the two most abundant ones (smectite and illite) have opposite trends. Two major zones characterized by high illite concentrations can be observed in the distribution pattern of that mineral (Fig.6.6b). Sediments exposed near the Great Lakes area are characterized by illite values >40%, especially the areas northeast and southwest of Lake Huron. Similarly the clay mineral fraction of sediments from north-western Texas (Gulf Coast Rivers of the south-western USA and southwestern Mississippi River watersheds) contain more than 40% illite. Those two zones are separated by an illite depletion extending from the north-western Mississippi River basin to the south-eastern USA. This zone is composed of three minimal areas (<15%): Saskatchewan, the lower Arkansas River and Alabama-Florida coastal plains between the Mobile Embayment and the Apalachicola River mouth.

The south-eastern USA where soils and sediments are very rich in kaolinite (>30%) is one of the most important sources of this mineral. Kaolinite proportions are maximal in north Florida, exceeding 60% (Fig.6.7a). Two other potential source areas for kaolinite, characterized by values around 20%, are located in the upper Mississippi River and around the Pecos River in Texas. The Missouri River system and the middle and lower Mississippi River alluvial plain sediments display low kaolinite content, contrasting with the high values to the west and to the east.

The chlorite distribution displays an East-West decreasing gradient (Fig.6.7b). High values of chlorite (>20%) are found in the eastern part of the USA (east of about 087° W). Chlorite abundance decreases westward, first sharply down to about 10%, in the Mississippi River valley, and then more gradually, down to <4%, toward the Gulf of Mexico coastal plains, the western Mississippi River watershed and north-western Texas.

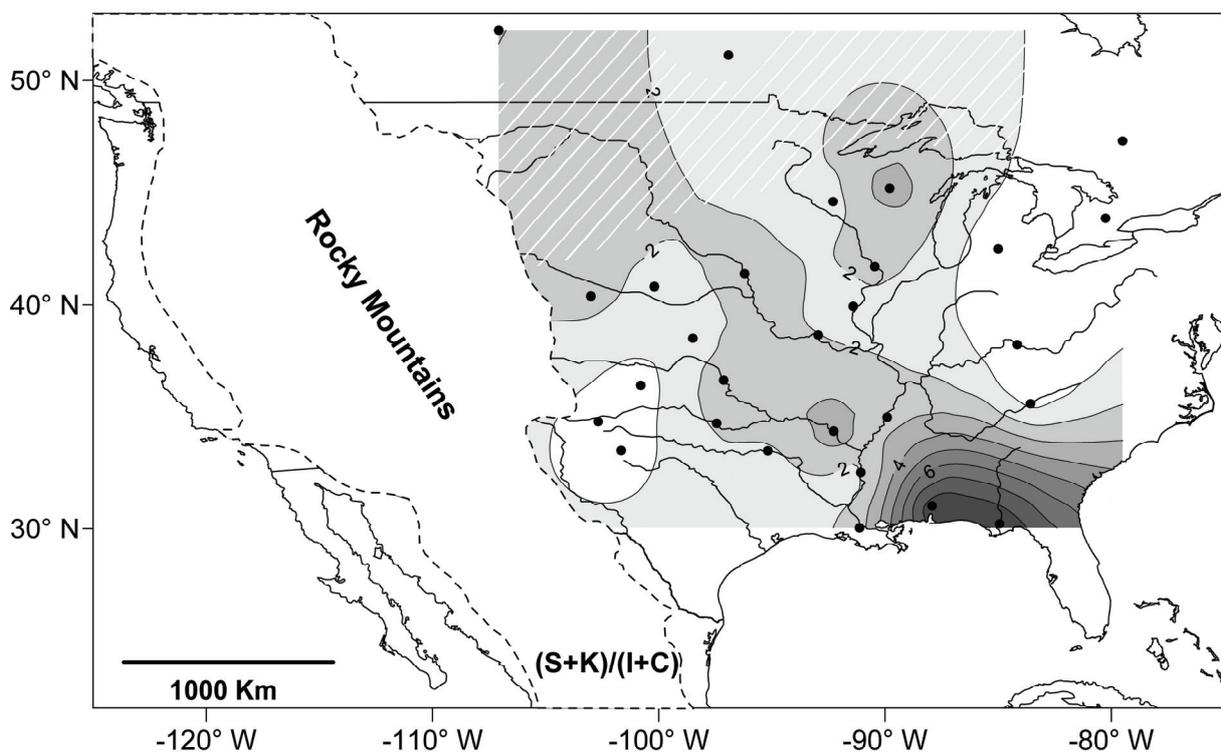
Since in most continental environments, smectite and kaolinite are generally formed by chemical weathering, while illite and chlorite are mostly inherited from ancient rocks modified by physical or moderate chemical weathering, the clay mineral ratio (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) indicates the type of weathering (chemical or physical) that affected the erodible sediments. According to the distribution of this (S + K)/(I + C) ratio (Fig.6.8), the North American continent east of the Rockies can be divided in different dominant weathering-regime areas.

The south-eastern United States is characterized by maximum values of the ratio (>4), suggesting that chemical weathering prevails in this region. This seems to be in agreement



**Figure 6.7:** Distribution of kaolinite (a) and chlorite (b) on the studied area. White lines indicate areas with larger uncertainties.

with the presence of yellow-red subtropical soils (Fig.6.5). The important hydrolysis results from both high precipitation (>1000 mm/year) and high temperatures (>5 °C in winter and >25 °C in summer) that characterize this region. The north-eastern United States as well as the south-western Mississippi River watershed display minimum values of the (S + K)/(I + C) ratio (<1). As expected from local climatic conditions and altitude, these areas seem to be dominated by physical weathering processes. The respective contributions of both physical and chemical weathering cannot be easily deduced in the other areas characterized by intermediate values of the (S + K)/(I + C) ratio.



**Figure 6.8:** Distribution of the (smectite + kaolinite)/(illite + chlorite) ratio which indicates the type of weathering (chemical or physical) that affected the erodible sediments. High/low values of this ratio suggest that chemical/physical weathering prevails in the studied region. But the respective contributions of both physical and chemical weathering cannot be easily deduced in the areas characterized by intermediate values of the (S + K)/(I + C) ratio. For instance, the values observed in Wisconsin (site 7) reflect the presence of kaolinite inherited from old saprolite layers. In that case intermediate values of the (S + K)/(I + C) ratio, cannot be interpreted as a weathering index. White lines indicate areas with larger uncertainties.

#### 6.4.2. Distribution in the northern Gulf of Mexico

The clay mineral distribution maps of the Gulf of Mexico cover various geomorphologic provinces including the Texas slope, the Louisiana shelf and continental slope, the Mississippi River delta, the Alabama shelf, the Florida shelf and the deep-sea plain (Fig.6.3, 6.6 and 6.7).

Smectite is the dominant clay mineral and represents more than 50% of the clay mineral fraction in surface sediments from the central and western parts of the Northern Gulf of Mexico (Table 6.I, Fig.6.6a). The smectite content is lower on the Alabama and Florida shelves with values below 40%. The illite content ranges between 13% and 40% (Fig.6.6b). Overall, the illite abundance decreases from the northern Gulf of Mexico continental shelves toward the deep-sea plain. This decreasing trend is particularly clear from the proximal to the distal parts of the Mississippi River Delta. Nevertheless, an illite-rich area extends from the Louisiana coasts to the deep-sea plain and constitutes an exception in the illite general trend. The distribution of kaolinite displays an overall West–East increasing gradient in the Gulf of Mexico (Fig.6.7a). Kaolinite percentages are minimal (<20%) on the central and western parts of the northern Gulf of Mexico. They increase eastward and reach their maximum (>24%) on the Florida shelf. Chlorite is the least abundant clay mineral in the Gulf of Mexico, ranging from 0% to 20% (Fig.6.6b). The chlorite content is minimal in the areas located off the Mississippi River mouth and in the Louisiana shelf (<4%), and maximum in the eastern and southern parts of the Northern Gulf of Mexico.

### 6.5. Main clay mineral provinces of the United States of America east of the Rocky Mountains

The United States east of the Rockies can be subdivided in four major mineralogical provinces (Fig.6.9) based on the distribution maps of the main clay minerals (Fig.6.6 and 6.7).

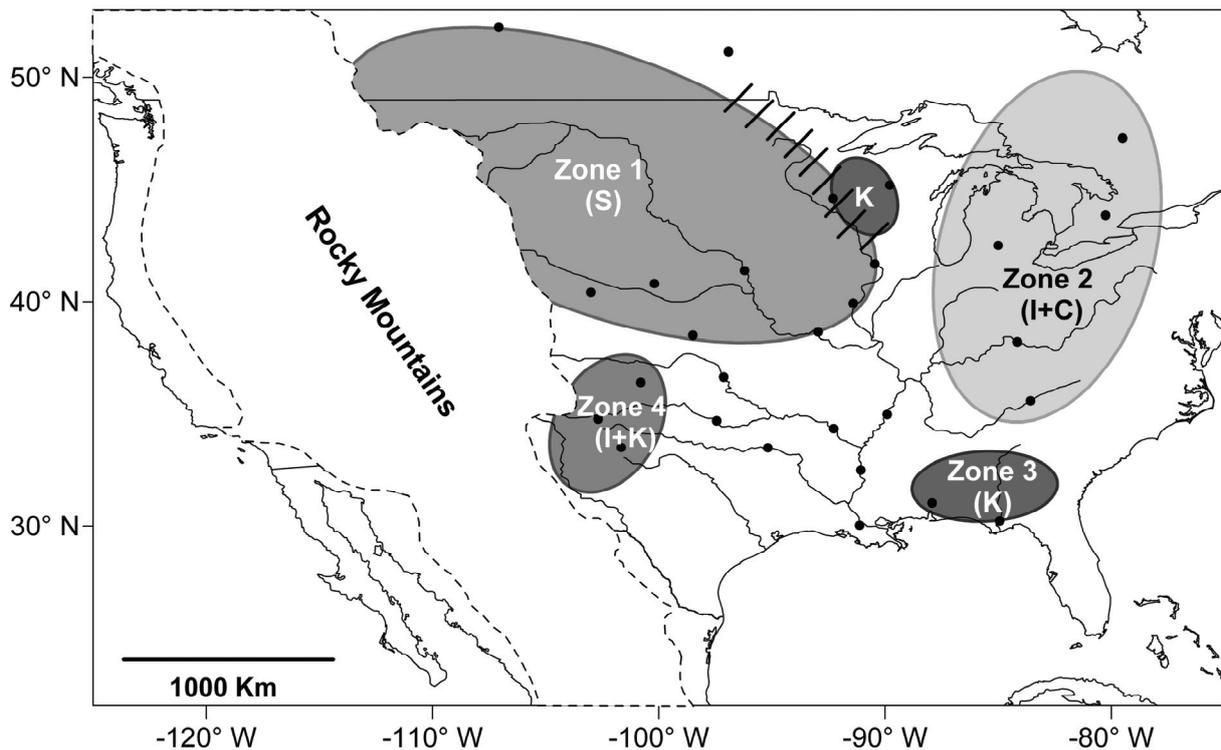
(Zone 1) The western part of the Mississippi River watershed including the entire Missouri River system, is defined by high smectite content (>40%; Fig.6.6a). The relative abundance of smectite reflects the mineralogy of the Great Plains soils (Allen *et al.*, 1972; Smith, 2003). Early studies (Murray and Leininger, 1956; Pinsak and Murray, 1960) noticed that the Missouri River carries large amounts of smectite of bentonitic origin. Smectite in the

north-western Mississippi river watershed could be related to aeolian volcanic deposits in Canadian prairie soils (Curtin *et al.*, 1998). Part of the smectite may also be authigenic and form in poorly drained soils, from the main Mississippi River valley or from the surrounding periglacial loess (Fig.6.5; Pye and Johnson, 1988). Illite is less abundant, ranging from 10% to 30% (Fig.6.6b). In this province, an increase of illite in the detrital loads of rivers is observed after winter, when illite, formed through glaciogenic processes, by physical weathering and erosion of parent rocks, is easily removed by rainfall/meltwater and then exported towards the ocean via rivers (Weaver, 1967). The eastern part of this area (Wisconsin), in the Upper Mississippi River catchment basin between Lakes Superior and Michigan is characterized by locally higher kaolinite content (>20%; Fig.6.7a). Kaolinite is derived commonly from a saprolite developed during the Mesozoic and early Tertiary on Precambrian basement, particularly in the area of River Falls (site 8 in Fig.6.4; Irving, 1876; Cummings and Scrivner, 1980).

(Zone 2) The region composed by the Great Lakes area and the eastern Mississippi River watershed is characterized mainly by illite (>25%; Fig.6.6b) and chlorite-rich sediments (>20%; Fig.6.7b). These minerals result from primarily physical weathering of lower/middle Palaeozoic rocks (Appalachian Mountains; Griffin *et al.*, 1968; Potter *et al.*, 1975). This distribution pattern agrees with previous observations in the same area (Pinsak and Murray, 1960; Weaver, 1967; Johnson and Kelley, 1984).

(Zone 3) The south-eastern United States region is typified by the relative abundance of kaolinite, often exceeding 40% (Fig.6.7a). The erosion of Neogene marine terraces along the Georgia coast, which is covered by red-yellow podzolic soils, derived from the Appalachian Mountain saprolites (Fig.6.5), yields kaolinite-rich sediments (Pirkle, 1960). The reflectance data of Balsam and Beeson (2003) support the hypothesis that Georgia is one of the main sources of kaolinite delivered to the Gulf of Mexico. The abundance of kaolinite in this province reflects mostly the composition of polygenetic palaeosoils, although produced at a lower rate today.

(Zone 4) The last province covers the south-western Mississippi River- and the Brazos River watersheds (Fig.6.9). River clay loads from this area are mainly composed of illite (>50%; Fig.6.6b) and kaolinite (>25%; Fig.6.7a). High values of illite in this area are explained by the proximity of Colorado Plateau where frost shattering and other mechanical erosion processes reactivate recurrently in wintertime. The Llano Estacado, which is in the middle of this area (Fig.6.5), is uplifted plateau of Late Tertiary riverine illite and kaolinite-rich sediments (Parry and Reeves, 1968; Glass *et al.*, 1973; USGS Geological map).



**Figure 6.9:** Map of the four major clay mineral provinces over the United States. The smectite-rich zone covers a kaolinite-rich area near the Great Lakes (Zone K). Black dashes along the northern border of Zone 1 indicate uncertainty in the position of the boundary between this zone and Zone K.

## 6.6. River inputs into the Gulf of Mexico and oceanographic implications

Three processes largely control the distribution of continentally derived clay minerals in the sediments of the Northern Gulf of Mexico.

### 6.6.1. River inputs

According to Pinsak and Murray (1960), the main factor controlling the marine distribution of clay minerals is the nature of the dominant particle sources. Our data show that the Northern Gulf of Mexico can be roughly divided into two separated provinces: (1) a western smectite-rich (>50%) and kaolinite-poor (<20%) province and (2) an eastern smectite-poor and kaolinite-rich province (Figs.6.6a and 6.7a). This pattern clearly suggests that the clay mineral distribution in the Northern Gulf of Mexico is controlled by two main river systems.

The western smectite-rich province covers the main part of the Gulf of Mexico. This peculiar distribution reflects the prevailing detrital supply via the Mississippi River since the latter delivers the sediments to the Gulf of Mexico that are the most enriched in smectite (60–80%). This is consistent with the fact that Mississippi River discharge is 20 times larger than all other rivers combined feeding the Gulf of Mexico (Griffin, 1962; Chamley and Kennett, 1976). As a consequence the fine-grained sedimentation in the Northern Gulf of Mexico is mainly controlled by the detrital inputs from the Mississippi River. Since the Mississippi River detrital supply is depleted in chlorite, the area directly under the influence of the Mississippi River inputs is characterized by chlorite-poor deposits (<4%; Fig.6.7b).

The eastern kaolinite-rich province corresponds mainly to the Alabama–Florida shelf and the clay mineral assemblages probably signal a local origin. The Apalachicola River and the Mobile River system, which drain both the kaolinite-rich south-eastern continental province (Zone 3) and the chlorite-rich Appalachian Mountains (Zone 2; Fig.6.9), likely account for the kaolinite- and chlorite-rich sediments onto this eastern province (Fig.6.7). Parker *et al.* (1992) noted indeed that the provenance of the clay-mineral suite observed in the Alabama shelf is primarily from the Mobile River system. Moreover, Mazzullo and Peterson (1989) analysed the late Quaternary silts on the Northern Gulf of Mexico continental shelf and identified two provinces in the Alabama–Florida shelf which correspond to areas directly influenced by the Mobile River and Apalachicola River respectively. The coeval occurrence of high kaolinite and chlorite contents in surface sediments of the eastern province of the Gulf of Mexico is somehow surprising. Indeed, chlorite is early removed under the weathering conditions that prevail in Alabama, Florida and Cuba whereas kaolinite is likely to be more resistant. Such characteristics suggest that chlorite and kaolinite must result from at least two different source rivers (as reflected by different stages of weathering). Unfortunately we have not found data to support this hypothesis yet. Russell *et al.* (2000) noticed that chlorite is one alteration mineral in the Encrucijada Formation, of Albian–Cenomanian age, west of Havana. This chlorite may be currently (or have been over the recent past) transported to the Gulf of Mexico and may explain the high chlorite content in sediment off Cuba.

Balsam and Beeson (2003) delineated transport and dispersal paths for kaolinite based on the factor analysis of the first derivatives of the percent reflectance data from 186 core-top and grab samples distributed throughout the Gulf of Mexico. They proposed that kaolinite from the Mobile River system is transported across the shelf and into deeper portions of the Gulf. This is in agreement with our observations and may explain why sediments off Mobile

Bay and of the Mississippi River Delta have slightly higher kaolinite content (>12%) than sediments of the Louisiana continental slope (Fig.6.7a).

The other northern Gulf-Coast Rivers (e.g. Atchafalaya, Brazos, and Rio Grande rivers) have more local influences. Atchafalaya Bay delivers illite-rich sediments to the Louisiana shelf. These sediments are further transported across the Louisiana slope and into the deep Gulf of Mexico (Fig.6.6b). The Rio Grande and/or its tributary (the Pecos River) drain the illite- and kaolinite-rich continental province defined as Zone 4 (Fig.6.9) and distribute illite-rich sediments (>26%) over the Texas continental shelf and slope (Fig.6.6b). Similarly, the clay mineral fraction of sediments off the Rio Grande and into the deep-sea plain are richer in kaolinite than Louisiana continental slope deposits, in agreement with Balsam and Beeson (2003) results. However, the respective kaolinite concentration maps show some discrepancies. According to Balsam and Beeson results (2003), the maximum kaolinite concentration area is located in the deep-sea plain of the Gulf of Mexico. Kaolinite content is highest in sediments of the Alabama–Florida shelf in our distribution map, in agreement with the previous work of Griffin (1962). Moreover, the comparison of kaolinite distribution map on the continent with marine distribution map suggests a clear relationship between the major continental source of kaolinite and the kaolinite-rich Alabama–Florida shelves (Zone 3; Fig.6.9).

#### *6.6.2. Differential settling*

A regular offshore decrease of illite contents off the main Northern Gulf-coast Rivers with an exception for the Atchafalaya Bay appears on the illite distribution map (Fig.6.6b). Illite generally has the largest grain size distribution of the clay mineral fraction in the Mississippi River suspended sediment (Johnson and Kelley, 1984; their figure 2) and in loess. Even when illite floccules are smaller than those of smectite, they are denser (Sakamoto, 1972), and consequently, illite settles more rapidly than the other clay minerals. The observed zoned pattern suggest that differential settling, with larger flocs and grain-size being deposited nearest shore, is one of the processes affecting clay mineral distribution in the Northern Gulf of Mexico. The distributions of various clay mineral peak-area ratios (illite/smectite, illite/kaolinite, illite/chlorite [maps not shown]) over the Northern Gulf of Mexico confirm the apparent decrease in abundance of illite towards the deeper basin. This local differential settling of clay minerals has not been previously reported elsewhere in Gulf

of Mexico sediments (Pinsak and Murray, 1960; Griffin, 1962; Scafe and Kunze, 1971; Doyle and Sparks, 1980).

### *6.6.3. Oceanic processes*

In addition to river inputs and differential settling, oceanic currents may also affect the distribution of clay minerals in the Northern Gulf of Mexico sediments. The surface circulation over the Gulf of Mexico, especially along the coast is modulated seasonally by changes in primary wind patterns. The dominant hydrologic feature of the Gulf of Mexico is the clockwise Loop Current (Fig.6.1). The Loop Current enters the Gulf through the Yucatan Channel, intrudes variably northward, sometimes as far as the Mississippi Delta, and exits through the Florida Straits. Anti-cyclonic rings (Loop Current Rings) separate from the Loop Current every 6-17 months and travel westward across the Gulf of Mexico (Ohlmann and Niiler, 2005). General circulation on the Louisiana-Texas shelf is dominated by a cyclonic gyre, resulting in a strong, westward, coastal current associated with a relatively weak eastward current along the shelf break.

These hydrological features most likely influence the marine clay mineral distribution patterns in the Gulf of Mexico (Fig.6.6 and 6.7). The geographical extent of the two distinct clay mineral marine provinces (see Section 6.6.1) is indeed consistent with an anti-cyclonic transport in the north-eastern Gulf of Mexico driven in part by the Loop Current. For instance, an eastward transportation of Mississippi sediments enriched in smectite is apparent on the western Alabama shelf. Similarly, southward transportation of the Apalachicola River kaolinite-rich sedimentary load clearly occurs over the Florida shelf (Fig.6.1, 6.6a and 6.7a).

In the western part of the Gulf of Mexico, the chlorite-poor Louisiana continental shelf deposits likely result from a westward transportation of the Mississippi River chlorite-poor sedimentary load due to the dominant oceanic currents that affect this area (Fig.6.7b). This transport pattern is not clear in the smectite distribution map due to its lower resolution (i.e. higher range of values). Likewise, the illite-rich suspended sediments from the Rio Grande River are transported eastward over the Texas continental slope under the influence of the prevailing eastward oceanic currents.

The overall distribution of clay mineral assemblages in the Gulf of Mexico is in agreement with previously proposed sediment dispersal paths in the area excepted for the Florida shelf (Balsam and Beeson, 2003; Ellwood *et al.*, 2006).

## **6.7. Conclusions**

Clay mineral distribution maps of the North American continent and over the Northern Gulf of Mexico were generated using clay mineral data from erodible/alluvial sediments on land and from marine surface sediments. The United States can be divided into four provinces representing the main clay mineral source areas for sediments exported toward the Gulf of Mexico. The north-western Mississippi River watershed is characterized by high smectite content which reflects both the composition of Cretaceous, Tertiary and Pleistocene bedrock associated with a bentonitic or authigenic origin. The Great Lakes area and the Ohio-Tennessee River catchment areas deliver mainly illite and chlorite, due to the chiefly physical, as opposed to chemical, weathering and erosion of Palaeozoic rocks. The Brazos River and south-western Mississippi River watersheds are dominated by illite and kaolinite released by the erosion of the Colorado Plateau and the Llano Estacado. The south-eastern part of the United States constitutes a major kaolinitic province. This kaolinite is derived from inherited red-yellow podzolic soils.

The comparison of clay distribution patterns of marine surface sediments with results obtained on the continent permits the identification of three main factors controlling clay-mineral distribution in the Gulf of Mexico. (1) Relative fluvial contribution is the most important factor controlling the clay mineral composition of marine sediments. The dominant source is the terrigenous supply via the Mississippi River as supported by the high smectite content over the Northern Gulf of Mexico, whereas the Mobile, Apalachicola, Atchafalaya, Rio Grande and Brazos Rivers inputs have more local influences. (2) Differential settling, suggested by the illite gradient from the coast to the deep sea off the main Gulf-Coast Rivers, is identified as a contributing factor controlling clay distribution locally in the Gulf of Mexico. (3) Surface oceanic currents, controlled by either the Loop Current or seasonal winds, influence the distribution of clay minerals. We can identify a southward transport of the Mobile and Apalachicola kaolinite rich sediments over the Florida shelf; a westward transport of Mississippi-derived, chlorite-poor river sediments due to westward currents affecting the eastern part of the Louisiana shelf and an eastward transport of Rio Grande suspended sediments over the Texas slope. The distribution of the two clay mineral marine provinces (the western smectite-rich province and the eastern kaolinite-rich province) is

indeed coherent with the anti-cyclonic north-eastern Gulf of Mexico circulation influenced by the Loop Current.

This overview of the dominant factors controlling recent clay mineral distributions in the Gulf of Mexico within the studied transect lays the groundwork for the use of clay-mineral assemblages for downcore investigations, particularly during the last glacial cycle when clay mineral fluvial inputs have likely been different from those of today due to the presence of the Laurentide Ice Sheet which modified the erosional pattern. The study of the clay mineral assemblages supplied to the Gulf of Mexico during meltwater pulses should, for instance, provide valuable information on their provenance, and therefore contribute to documenting the climatic conditions over the North American continent during the last glacial period (Sionneau *et al.*, in preparation).

## **Acknowledgements**

The authors would like to thank Bruno Minguely for his assistance on the Surfer software. We gratefully acknowledge Yvon Balut, the Institut Polaire Français Paul-Emile Victor, the officers and crew of the *Marion Dufresne* and the IMAGES program for marine sediment core collection. This work was supported by the “Géosystèmes” Laboratory of the University of Lille 1 (France) and by the Lamont–Doherty Earth Observatory of Columbia University (USA). The authors thank William L. Balsam and an anonymous reviewer for their helpful and constructive comments on the manuscript. This is LDEO Contribution No. 7181.

---

## **CHAPITRE 7.**

**Relations entre l'enregistrement terrigène du Bassin d'Orca, les paléo-crues du Mississippi, l'évolution de la calotte Laurentide et les variations climatiques à hautes latitudes**

---



# **RELATIONS ENTRE L'ENREGISTREMENT TERRIGENE DU BASSIN D'ORCA, LES PALEO-CRUES DU MISSISSIPPI, L'EVOLUTION DE LA CALOTTE LAURENTIDE ET LES VARIATIONS CLIMATIQUES A HAUTES LATITUDES**

## **7.1. Introduction**

Les eaux de surface du Golfe du Mexique, caractérisées par des fortes salinités et des températures élevées, jouent un rôle majeur dans le fonctionnement de la circulation thermohaline et du système climatique global (Broecker, 1991) car elles sont susceptibles de modifier les propriétés physiques du Gulf Stream (cf. Introduction). L'hydrologie du Golfe du Mexique a été affectée, au cours du dernier cycle glaciaire, par des arrivées importantes et épisodiques d'eau douce provenant, *via* le Mississippi, d'épisodes de fonte de la marge sud de la calotte Laurentide (Flower *et al.*, 2004 ; Aharon, 2006). Les changements de salinité résultant de ces gigantesques paléo-crues du Mississippi ont eu un impact sur la circulation thermohaline, le transfert latitudinal de chaleur et donc sur le système climatique global (Broecker *et al.*, 1990a ; Bond, 1995 ; Rahmstorf, 1995 ; Manabe et Stouffer, 1995, 1997 ; Fanning et Weaver, 1997). L'impact de ces arrivées massives d'eau douce sur la paléocéanographie du Golfe du Mexique a principalement été étudié *via* l'évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (Leventer *et al.*, 1982 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Flower et Kennett, 1990 ; Aharon, 2003). Les apports terrigènes associés à ces paléo-crues ont été jusqu'à présent peu étudiés (Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998 ; Meckler *et al.*, 2008) alors qu'ils permettraient de mieux contraindre les transferts continent-océan au cours du dernier cycle glaciaire (Bout-Roumazeilles *et al.*, 1997; Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999).

Les bassins versants (BV) des principaux fleuves nord américains transportant des sédiments vers le nord du Golfe du Mexique sont schématiquement regroupés en quatre grandes provinces argileuses (Sionneau *et al.*, 2008 ; cf. Chapitre 6) : (1) le BV du Missouri, qui correspond à la partie nord-ouest du BV du Mississippi, est riche en smectite ; (2) la

région des Grands Lacs et l'est du BV du Mississippi sont caractérisés par un cortège argileux riche en illite et en chlorite ; (3) le sud-est des Etats-Unis (notamment les BV de l'Apalachicola et du Mobile) est caractérisé par sa richesse en kaolinite; et (4) les BV des fleuves du sud-ouest des Etats-Unis (Rio Grande, Brazos, Trinity, Sabine...) sont riches en illite et en kaolinite.

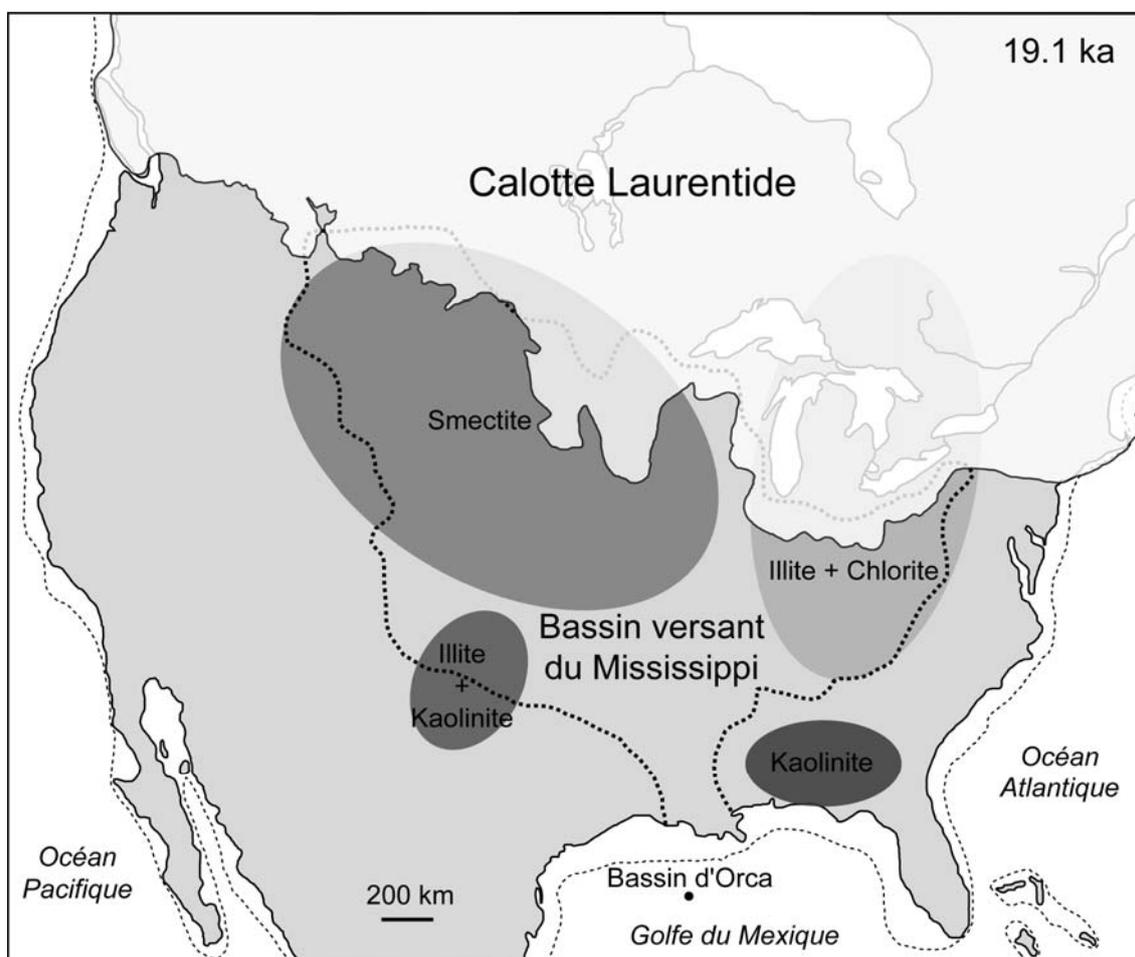
Les processus d'altération des roches et des sols des bassins versants qui entraînent la formation des différents minéraux argileux s'opèrent à des échelles de temps très longues (de 100 ka à 1 Ma ; Thiry *et al.*, 1999 ; Thiry, 2000). Les variations rapides (de 0,1 à 1 ka) de la minéralogie du cortège argileux des sédiments déposés au sein du Golfe du Mexique, au cours du dernier cycle glaciaire, se produisent à des échelles de temps largement inférieures. Elles reflètent alors principalement les modifications des contributions respectives des principales provinces argileuses continentales.

Au cours de la dernière déglaciation, la marge sud de la calotte Laurentide et ses différents lacs proglaciaires recouvraient partiellement deux provinces argileuses au nord du BV du Mississippi : la province riche en smectite à l'ouest, celle riche en illite et en chlorite à l'est (Fig.7.1 ; cf. Chapitres 3 et 6). Les décharges d'eau douce issues de la fonte de la marge sud de la calotte Laurentide et/ou des débordements de ses lacs proglaciaires ont entaillé profondément les terrains du nord du BV du Mississippi (Knox, 1996), exportant d'énormes quantités de matériel fin en suspension au niveau de la marge continentale nord du Golfe du Mexique (Brown et Kennett, 1998). L'étude des variations de la composition minéralogique de la fraction argileuse terrigène et notamment l'analyse du rapport  $[S/(I+C)]$ , entre la smectite d'une part et l'illite plus la chlorite d'autre part, peut donc permettre de préciser la provenance des apports d'eau de fonte puisque la smectite et l'illite plus la chlorite représentent deux zones sources distinctes sur le continent nord américain (Fig.7.1).

Les mini-bassins qui caractérisent la pente continentale du Texas et de la Louisiane au nord du Golfe du Mexique sont des sites privilégiés de piégeage des apports détritiques du Mississippi au long du dernier cycle glaciaire. L'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca, principalement constitués de boues siliclastiques terrigènes, est considéré comme l'une des meilleures archives, au sein du Golfe du Mexique, de l'histoire des apports d'eau de fonte en provenance de la marge sud de la calotte Laurentide (Leventer *et al.*, 1982 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Flower et Kennett, 1990 ; Flower *et al.*, 2004 ; cf. Chapitre 2).

Nous allons présenter, dans ce chapitre, les variations de différents paramètres sédimentaires (minéralogie des argiles, granulométrie, concentration en  $\text{CaCO}_3$ ) mesurés au sein de la carotte MD02-2552 prélevée dans le Bassin d'Orca (cf. Chapitre 4) afin :

- (1) de caractériser les apports terrigènes lors du dernier cycle climatique,
- (2) de déterminer la provenance des apports d'eau de fonte qui ponctuent l'enregistrement du dernier cycle climatique, dans le Golfe du Mexique
- (3) de contraindre les relations entre l'évolution de la paléocéanographie du Golfe du Mexique (Kennett et Shackleton, 1975 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Brown et Kennett, 1998 ; Aharon, 2003 ; Flower *et al.*, 2004) ; l'histoire de la calotte Laurentide, connue par l'intermédiaire de données continentales et de modélisations numériques (*e.g.* Dyke, 2004 ; Tarasov et Peltier, 2006 ; cf. Chapitre 3) et les variations climatiques à hautes latitudes enregistrées dans les carottes de glace groenlandaises (Dansgaard *et al.*, 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000) *via* l'étude des transferts sédimentaires continent-océan.



**Figure 7.1** : Positions des principales provinces argileuses du continent nord américain (Sionneau *et al.*, 2008), des marges sud des calottes glaciaires Laurentide et de la Cordillère à 19,1 cal ka BP (Dyke, 2004) et du Bassin d'Orca (Shokes *et al.*, 1977). La ligne pointillée en gras indique les limites de l'actuel bassin versant du Mississippi (Brown *et al.*, 2005; Delong, 2005; Galat *et al.*, 2005; Matthews *et al.*, 2005; White *et al.*, 2005), la fine ligne pointillée représente la position de la ligne de rivage au LGM (Simms *et al.*, 2007).

## 7.2. Modèle d'âge de la MD02-2552

La chronologie de la carotte MD02-2552 est basée sur 10 dates  $^{14}\text{C}$  AMS (Accelerator Mass Spectrometer) mesurées sur des tests du foraminifère planctonique *G. ruber* (blanc et rose) ou d'assemblages de plusieurs espèces de *Globigerinoides* (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. trilobus* ; Tab.7.I). Les datations  $^{14}\text{C}$  AMS ont été réalisées au « Poznan Radiocarbon Laboratory » (Pologne). Les âges  $^{14}\text{C}$  ont été corrigés d'un âge réservoir supposé constant de 400 ans.

L'utilisation d'un assemblage mono-spécifique de *G. ruber*, lorsque ceux-ci sont suffisamment abondants, a été recommandée par Aharon (2003) pour les datations  $^{14}\text{C}$  AMS. En effet, les âges obtenus par Aharon (2003) à partir d'assemblages de tests de plusieurs espèces de *Globigerinoides* étaient anormalement plus jeunes de 900 ans par rapport aux âges obtenus pour les mêmes niveaux sédimentaires, à partir d'assemblages mono-spécifiques de *G. ruber*. Ces résultats sont néanmoins en contradiction avec ceux obtenus précédemment par Broecker *et al.* (1988b). Ceux-ci ont démontré que les différences entre les âges obtenus à partir de tests de *G. ruber* ou de *G. sacculifer*, sur des niveaux sédimentaires similaires de la Mer des Caraïbes (carotte V28-122), étaient négligeables et restaient dans la gamme de valeur de la précision des mesures. Les différents modèles d'âges utilisés précédemment pour les sédiments du Bassin d'Orca (*e.g.* Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998) ont été réalisés en se basant sur des datations  $^{14}\text{C}$  AMS de Broecker *et al.* (1988a, 1989, 1990b), réalisées sur des assemblages de tests de plusieurs espèces de foraminifères planctoniques, sans aucune correction spécifique. Nous avons donc décidé d'utiliser sans correction les âges obtenus sur les assemblages de tests de diverses espèces de *Globigerinoides* pour la carotte MD02-2552.

Les datations  $^{14}\text{C}$  AMS réalisées sur les carottes jumelles MD02-2550 (LoDico *et al.*, 2006) et MD02-2551 (Hill *et al.*, 2006) ont été utilisées afin de mieux contraindre le modèle d'âge de la carotte MD02-2552. Ces trois carottes, MD02-2550 (26°56.77N, 91°20.74W), MD02-2551 (26°56.78N, 91°20.75W) et MD02-2552 (26°56.80N, 91°20.72W), prélevées dans le Bassin d'Orca (*cf.* Chapitre 4), sont séparées de moins de 10 mètres. Les sédiments qu'elles contiennent ont donc connu la même histoire et il est aisé de les corréliser en utilisant leurs enregistrements de susceptibilité magnétique (Kissel, données non publiées ; Fig.7.2).

**Tableau 7.I : Dates  $^{14}\text{C}$  AMS utilisées pour réaliser le modèle d'âge**

(1) carotte MD02-2552

Echantillon	Profondeur (m)	Espèces piquées	Age $^{14}\text{C}$ AMS (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)	Age calibré (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)
Poz-17266	5,4	<i>G. ruber</i>	8,8	50	9,829	127
Poz-17268	7,9	<i>G. ruber</i>	11,66	60	13,524	72
Poz-13360	11,5	<i>Globigerinoides</i>	13,05	70	15,2	127
Poz-13362	15,27	<i>Globigerinoides</i>	15,1	70	18,297	166
Poz-17270	17,5	<i>G. ruber</i>	19,5	110	23,258	203
Poz-13363	19,6	<i>Globigerinoides</i>	21,05	110	25,195	161
Poz-13364	21,49	<i>Globigerinoides</i>	22,95	140	27,551	210
Poz-17272	25,2	<i>G. ruber</i>	30,94	350	36,305	372
Poz-13361	12,4	<i>Globigerinoides</i>	11,97 <sup>a</sup>	60		
Poz-17269	14,2	<i>G. ruber</i>	12,96 <sup>a</sup>	70		
Laschamp <sup>b</sup>	26,97				40,4	2000

(2) carotte MD02-2550 (LoDico *et al.*, 2006)

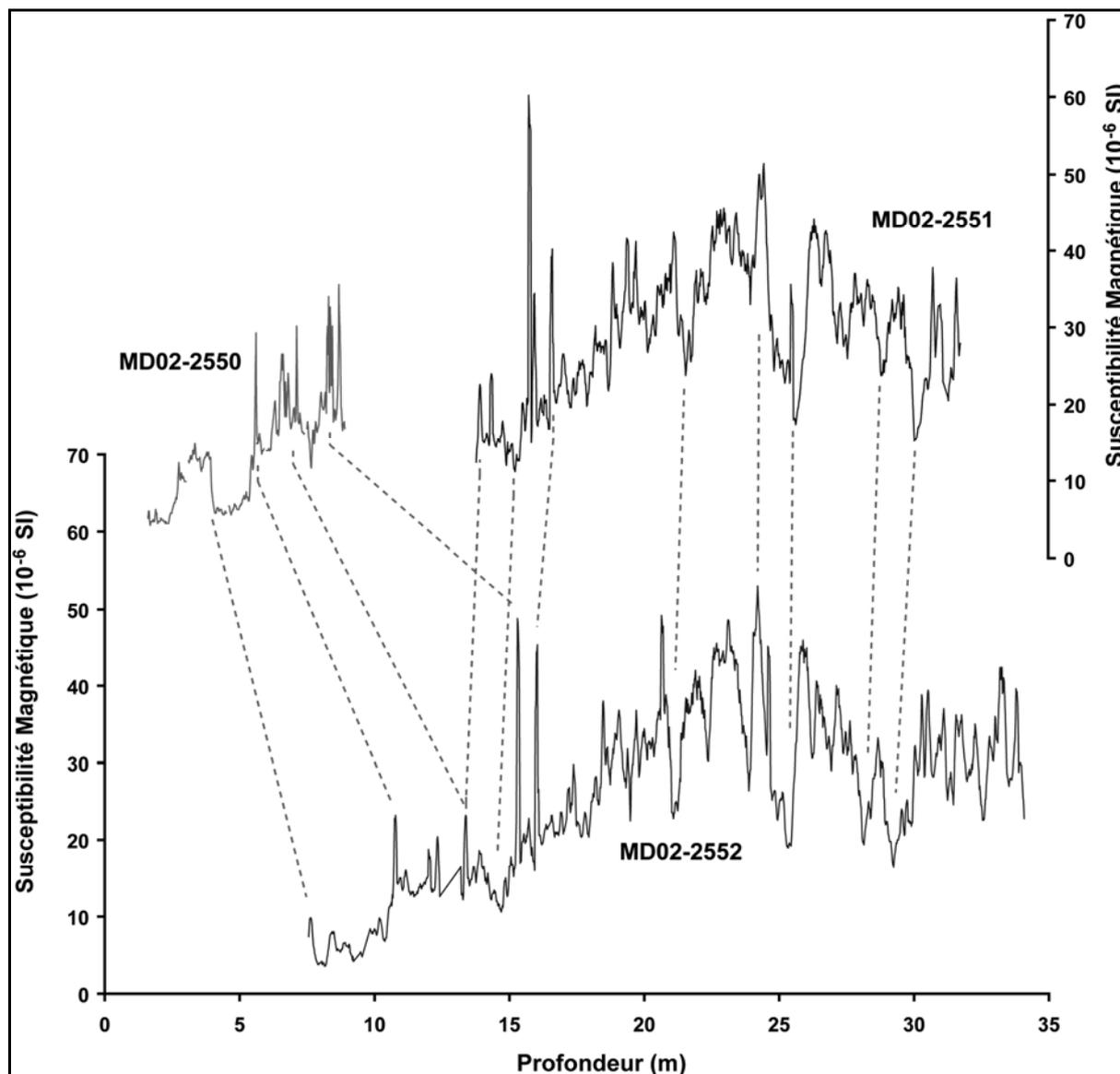
Numéro CAMS <sup>c</sup>	Profondeur (m) <sup>d</sup>	Espèces piquées	Age $^{14}\text{C}$ AMS (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)	Age calibré (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)
100670	3,72	<i>G. ruber</i>	6,11	35	6,975	50
100671	4,11	<i>G. ruber</i>	7,05	40	7,889	44
100672	4,5	<i>G. ruber</i>	7,65	35	8,428	29
100673	4,88	<i>G. ruber</i>	7,93	40	8,749	104
100674	5,28	<i>G. ruber</i>	8,415	40	9,451	33
100675	5,66	<i>G. ruber</i>	8,885	40	10,028	107
100676	6	<i>G. ruber</i>	9,390	40	10,611	52

(3) carotte MD02-2551 (Hill *et al.*, 2006)

Numéro CAMS <sup>c</sup>	Profondeur (m) <sup>d</sup>	Espèces piquées	Age $^{14}\text{C}$ AMS (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)	Age calibré (ka)	Erreur ( $\pm$ ans)
108325	19,02	<i>G. ruber</i>	23,11	160	27,732	228
108326	19,46	<i>G. ruber</i>	23,46	70	28,127	161
108327	20,06	<i>G. ruber</i>	24,22	80	28,98	150
90835	20,79	<i>G. ruber</i>	25,41	130	30,589	183
108328	21,77	<i>G. ruber</i>	25,48	90	30,667	151
100591	22,85	<i>G. ruber</i>	25,54	130	30,732	183
100592	23,19	<i>G. ruber</i>	24,21	120	28,968	183
100593	23,57	<i>G. ruber</i>	26,28	140	31,534	209
100594	23,95	<i>G. ruber</i>	26,79	150	32,082	223
100595	24,35	<i>G. ruber</i>	27,30	160	32,626	232
90836	24,7	<i>G. ruber</i>	31,17	250	36,535	286
100596	24,92	<i>G. ruber</i>	29,59	210	35,011	247
100597	25,16	<i>G. ruber</i>	31,84	270	37,223	312
100598	25,56	<i>G. ruber</i>	33,67	340	39,051	364
108329	26,06	<i>G. ruber</i>	34,2	600	39,568	607
90837	26,51	<i>G. ruber</i>	33,28	320	38,672	347
100599	26,80	<i>G. ruber</i>	35,6	420	40,9	416
Extrapolation <sup>e</sup>	0		2	10	1,944	17

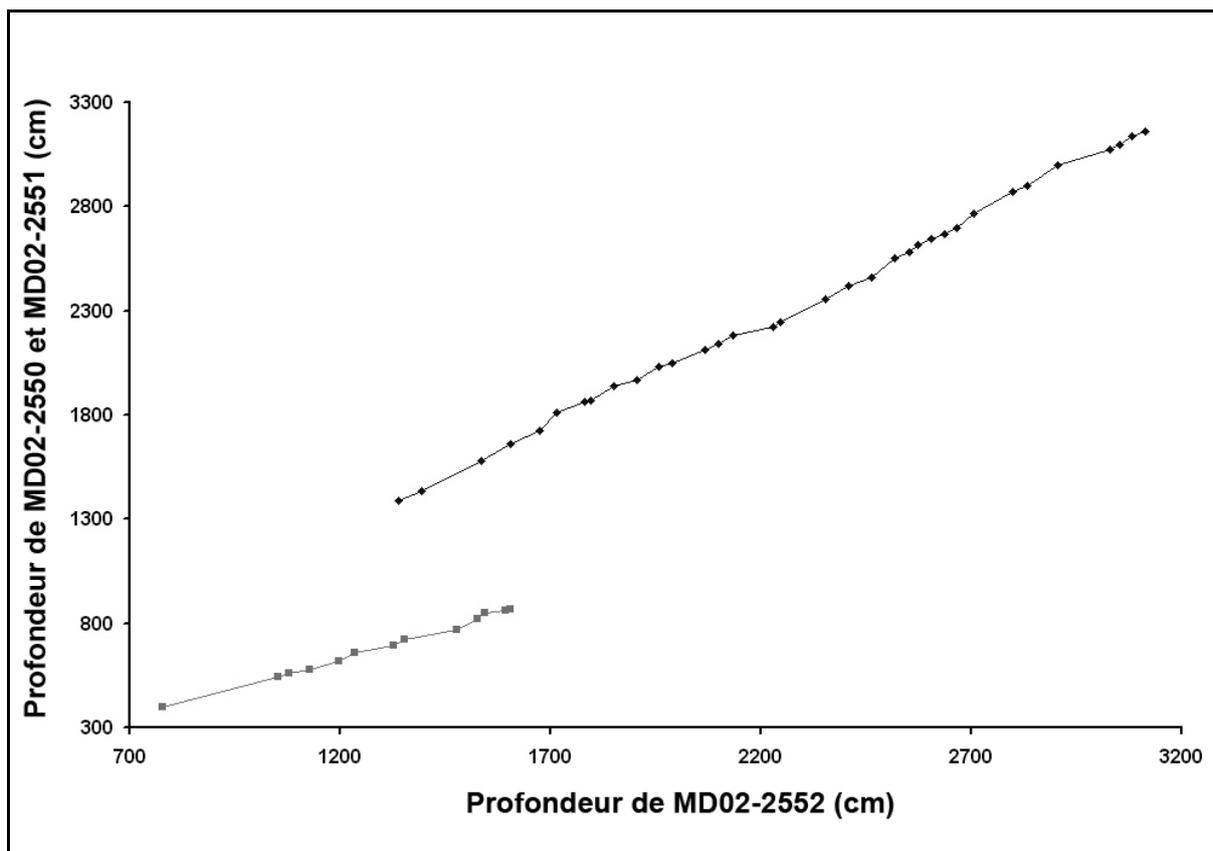
<sup>a</sup> Dates non utilisées dans le modèle d'âge car inversées stratigraphiquement ; <sup>b</sup> (Kissel, données non publiées) ; <sup>c</sup>

CAMS : Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National Laboratory ; <sup>d</sup> Profondeur recalculée par corrélation avec la carotte MD02-2552 ; <sup>e</sup> (Flower, com. pers.)



**Figure 7.2 :** Susceptibilité magnétique des trois carottes jumelles prélevées au sein du Bassin d'Orca (MD02-2550, 2551, 2552). Les lignes pointillées indiquent les corrélations entre les différents enregistrements. Les taux d'accumulations relatifs des carottes MD02-2551 et MD02-2552 (prélevées par carottier à piston Calypso) plus importants que ceux de la carotte MD02-2550 (prélevée par un carottier CASQ) sont attribués à l'étirement des sédiments provoqué par le carottage à piston (Buckley *et al.*, 1994).

Les correspondances profondeur/profondeur des carottes ont été déterminées en utilisant le programme informatique Macintosh AnalySeries<sup>®</sup> 1.2 (Paillard *et al.*, 1996 ; Fig.7.3). Les 7 âges <sup>14</sup>C AMS de la carotte MD02-2550 et les 17 âges <sup>14</sup>C AMS de la carotte MD02-2551 ont ainsi pu être ajoutés aux dates <sup>14</sup>C AMS déterminées sur la carotte MD02-2552 et insérés sur un même graphique représentant l'âge des dépôts en fonction de la profondeur de la carotte MD02-2552 (Fig.7.4).

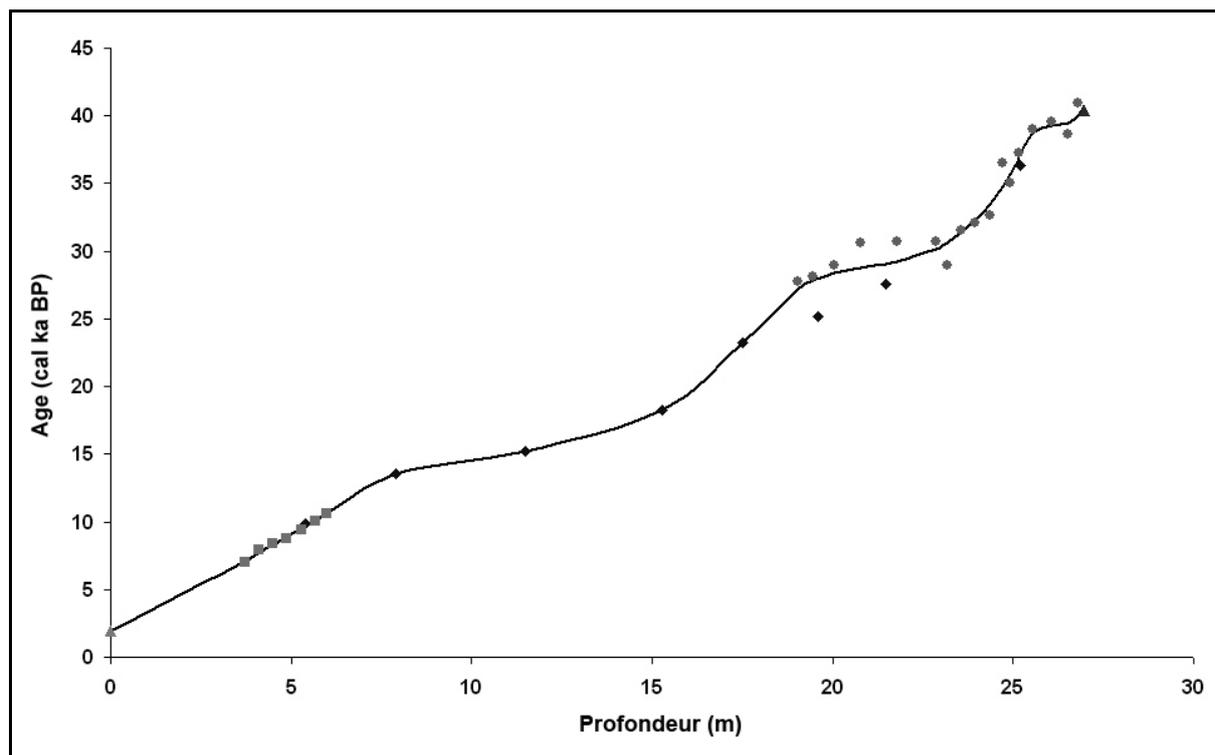


**Figure 7.3 :** Correspondance entre les profondeurs des carottes MD02-2550 (carrés gris) et MD02-2551 (losanges noirs) et la profondeur de MD02-2552.

Les 32 dates  $^{14}\text{C}$  AMS ont été calibrées en âge calendaire (cal BP ; Tab.7.I) grâce au programme de conversion Fairbanks0107 (Fairbanks *et al.*, 2005) disponible sur internet (<http://www.radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm>).

De plus, la chronostratigraphie de la carotte MD02-2552 a été contrainte par la position de l'évènement géomagnétique du Laschamp (Laj *et al.*, 2000) entre 26,75 et 27,47 m, et dont l'excursion négative maximum de la paléo-intensité se situe vers 26,97 m de profondeur (Kissel, données non publiées). L'étude la plus récente et la plus détaillée des limites temporelles de l'excursion géomagnétique du Laschamp (Guillou *et al.*, 2004) indique un âge K-Ar (potassium-argon) de  $40,4 \pm 2$  cal ka BP.

Les taux d'accumulation oscillent entre 15 cm/ka et 235 cm/ka, et sont du même ordre de grandeur que ceux calculés précédemment pour le Bassin d'Orca (*e.g.* Brown *et al.*, 1999 ; Hill *et al.*, 2006). Tous les âges utilisés dans les paragraphes suivants sont reportés en milliers d'années calibrées BP (ka cal BP ou ka BP).



**Figure 7.4** : Modèle d'âge de la carotte MD02-2252 basé sur 34 dates  $^{14}\text{C}$  déterminées sur les carottes MD02-2552 (losanges noirs), MD02-2550 (LoDico et al., 2006 ; carrés gris) and MD02-2551 (Hill et al., 2006; ronds gris). Les profondeurs des carottes MD02-2550 et MD 02-2551 ont été converties en profondeur MD02-2552 en utilisant les corrélations des enregistrements de susceptibilité magnétique (Fig.7.3). Les âges ont été convertis en âges calendaires en utilisant la calibration de Fairbanks et al. (2005). Les âges de l'excursion géomagnétique du Laschamp (triangle noir) et du sommet de la carotte (triangle gris) ont été ajoutés. Les profondeurs de la MD02-2552 ont été converties en âges  $^{14}\text{C}$  et calendaires en appliquant une courbe de régression polynomiale de 3<sup>ème</sup> ordre. Les âges sont extrapolés linéairement après l'évènement du Laschamp.

### 7.3. Résultats

Un total de 330 échantillons a été analysé par diffraction des rayons X et au granulomètre laser (cf. Chapitre 5) afin de déterminer la minéralogie du cortège argileux, la taille des particules détritiques et la teneur en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments de la carotte MD02-2552. Les résultats sont présentés en fonction de l'âge des dépôts (en cal ka BP) afin de faciliter leur interprétation et leur comparaison avec d'autres enregistrements marins et continentaux.

### 7.3.1. Granulométrie des sédiments du Bassin d'Orca

Sur la quasi-totalité de la carotte MD02-2552, les sédiments sont très homogènes granulométriquement et constitués en majorité de particules terrigènes fines (Fig.7.5) : la taille moyenne des particules varie peu et fluctue autour de 8,5  $\mu\text{m}$ , à l'exception des derniers 7000 ans durant lesquels elle atteint des valeurs moyennes de 30  $\mu\text{m}$ .

Les silts cohésifs (2-10  $\mu\text{m}$ ) représentent en effet la fraction granulométrique la plus importante avec des valeurs variant de 33 à 70% pour une moyenne de 54% sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire. Les proportions de silts cohésifs sont cependant moins importantes entre 68 et 34 ka BP (moyenne de 49%) et entre 7 ka BP et le sommet de la carotte (moyenne de 47%) qu'entre 34 et 7 ka BP (moyenne de 57% ; Fig.7.5). L'enrichissement en silts cohésifs est surtout remarquable entre 34 et 21 ka BP et entre 12 et 8 ka BP. Dans le détail, on observe quelques niveaux particulièrement riches en silts cohésifs (~65%) dans la partie inférieure de la calotte (59,3 et 57,8 ka BP) et des niveaux pauvres en silts cohésifs (<40%) dans la partie supérieure de la carotte (19,9 et 18,1 ka BP).

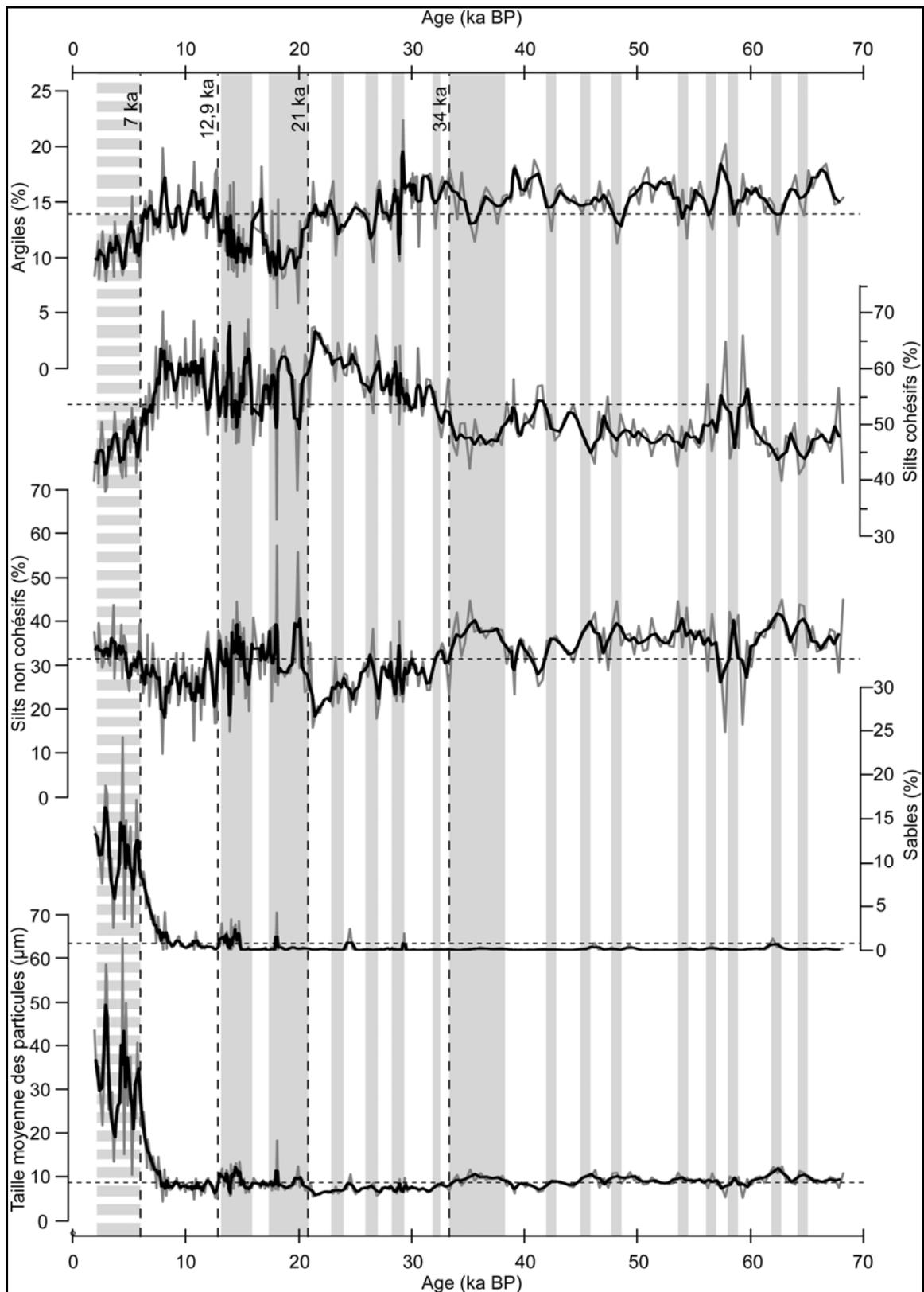
Les silts non cohésifs (également nommés silts fluviatiles ; 10-63  $\mu\text{m}$ ) constituent entre 10 et 57% des particules (moyenne de 31%). Les variations de leurs teneurs sont globalement opposées à celles des silts cohésifs. Les silts non cohésifs sont un peu plus abondants entre 68 et 34 ka BP, entre 21 et 12 ka BP et après 7 ka BP. Ils sont dominants (>50%) uniquement durant deux brefs intervalles de temps vers 19,9 et 18,1 ka BP.

Les argiles (<2  $\mu\text{m}$ ) représentent entre 5 et 22% des sédiments (moyenne de 14%). Leur proportions varient peu de 68 à 34 ka BP puis diminuent progressivement jusqu'à un minimum de 5% à 18,1 ka BP. La proportion d'argile est faible sur l'intervalle 21-12,9 ka BP, lorsque les silts non cohésifs sont plus abondants, et après 7 ka BP.

Les sables (>63  $\mu\text{m}$ ) sont quasiment inexistantes de 68 à 7 ka BP avec des valeurs moyennes inférieures à 1%. La proportion des sables augmente brutalement vers 7 ka BP jusqu'à représenter environ 10% des sédiments de la carotte MD02-2552.

D'après l'évolution des paramètres granulométriques, l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552 peut être subdivisé en trois grandes périodes de temps :

- (1) de 68 à 34 ka BP, la taille moyenne des particules terrigènes semble relativement homogène et les silts cohésifs représentent la majorité des sédiments. L'examen approfondi des variations des différentes fractions granulométriques permet néanmoins d'identifier différents niveaux durant lesquels la proportion de



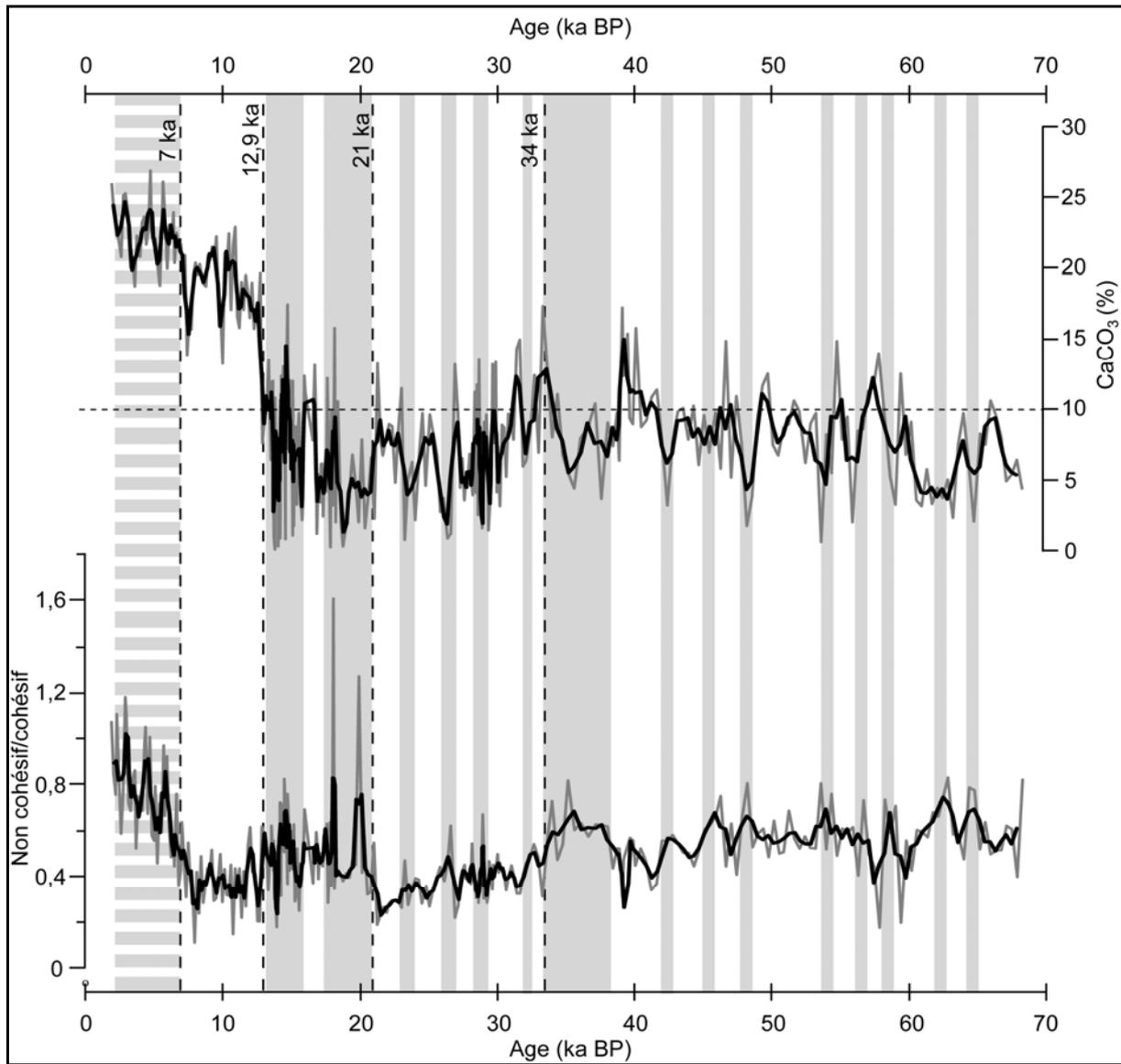
**Figure 7.5 :** Variations granulométriques (taille moyenne des particules en  $\mu\text{m}$  et % des diverses classes granulométriques) des sédiments terrigènes (décarbonatés) du Bassin d'Orca. Les courbes grises représentent les données, les courbes noires sont des moyennes mobiles sur 3 échantillons. Les droites horizontales discontinues représentent les valeurs moyennes des différents paramètres sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire. Les barres grises et les limites de périodes en pointillés sont expliquées dans le texte.

particules cohésives (silts cohésifs et argiles) diminue au profit des silts non cohésifs (64,7 ; 62,4 ; 58,2 ; 56,6 ; 53,9 ; 48,2 ; 45,8 ; 42,4 et 37,6-34 ka BP ; barres grises *in* Fig.7.5 et 7.6). Ces évènements sont caractérisés par une faible augmentation de la taille moyenne des particules.

- (2) de 34 à 21 ka BP, la proportion de silts cohésifs augmente au dépend essentiellement des silts non cohésifs et des argiles dans une moindre mesure. On peut observer, comme sur l'intervalle précédent, de niveaux où la quantité d'argiles diminue ponctuellement (32,1 ; 28,9 ; 26,5 et 23,3 ka BP ; barres grises *in* Fig.7.5).
- (3) entre 21 et 12,9 ka BP, on observe une diminution de la quantité d'argiles (barres grises *in* Fig.7.5) au profit des silts non cohésifs essentiellement mais également au profit des sables (21-17,5 et 16-12,9 ka BP).
- (4) à partir de 12,9 ka BP, la proportion de particules cohésives (silts cohésifs et argiles) augmentent fortement au dépend des silts non cohésifs (Fig.7.6). La granulométrie des sédiments varie ensuite peu jusqu'à 7 ka.
- (5) A partir de 7 ka et jusqu'à la fin de l'enregistrement sédimentaire (2 ka BP) les sédiments du Bassin d'Orca sont caractérisés par une forte proportion de particules de la taille des sables comparativement au reste de l'enregistrement (barre grise hachurée *in* Fig.7.5 et 7.6) tandis que les proportions de particules cohésives chutent.

### 7.3.2. Teneur en $\text{CaCO}_3$ des sédiments du Bassin d'Orca

La teneur en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments du Bassin d'Orca est en moyenne de 10% et varie de 0 à 27% (Fig.7.6). Certaines des périodes identifiées grâce aux variations granulométriques des sédiments du Bassin d'Orca sont caractérisées par des teneurs différentes de  $\text{CaCO}_3$ . De 68 à 12,9 ka BP, les proportions en  $\text{CaCO}_3$  des sédiments sont relativement faibles (environ 7%) mais montrent une importante variabilité qui semble liée aux niveaux particuliers décrits précédemment. Lorsque les sédiments s'enrichissent en particules non cohésives, leurs teneurs en  $\text{CaCO}_3$  sont globalement plus faibles (barres grises *in* Fig.7.6). A 12,9 ka BP, le  $\text{CaCO}_3$  augmente brutalement puis se stabilise à des valeurs de 19% en moyenne. Il augmente une deuxième fois, vers 7 ka BP, pour atteindre des teneurs moyennes de 22,5% sur la dernière partie de l'enregistrement sédimentaire (barre grise hachurée *in* Fig.7.6).



**Figure 7.6** : Evolution du rapport entre le matériel terrigène non cohésif (sables et silts non cohésifs) et cohésif (silts cohésifs et argiles) et de la teneur en  $\text{CaCO}_3$  (%) dans les sédiments du Bassin d'Orca. Les courbes grises représentent les données, les courbes noires sont des moyennes mobiles sur 3 échantillons.

### 7.3.3. Minéralogie des argiles du Bassin d'Orca

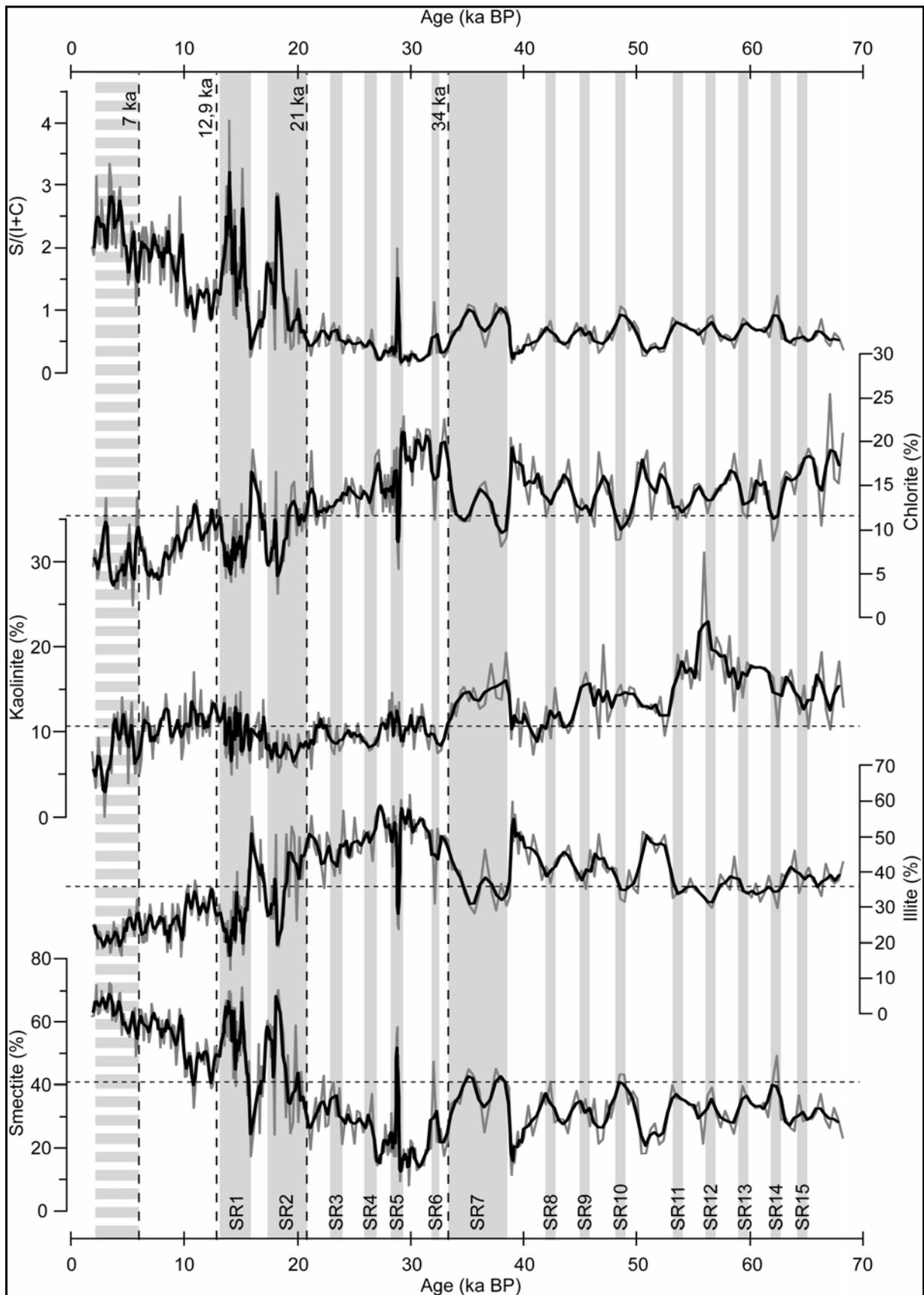
Les sédiments du Bassin d'Orca sont constitués en moyenne, sur l'ensemble de l'enregistrement, de 41% de smectite, 36% d'illite, 11% de kaolinite et 12% de chlorite. Les concentrations des différents minéraux argileux montrent d'importantes fluctuations contemporaines aux périodes et événements sédimentaires identifiés à partir des paramètres granulométriques (Fig.7.7).

La smectite représente de 8 à 72% de la fraction argileuse totale. Ses teneurs sont relativement faibles (~28%) dans la partie inférieure de la carotte (68-21 ka BP) et sont minimales entre 34 et 21 ka BP (minimum de 8% à 30 ka). La smectite devient le principal minéral argileux (>50%) après 22 ka avec des oscillations importantes de ses teneurs, puis de façon constante après 10 ka BP. La smectite est particulièrement abondante (>60%) entre 19 et 17 ka, entre 16 et 13 ka et après 7 ka BP. Tous les niveaux particuliers de la première période sédimentaire (cf. § précédent), pauvres en particules cohésives, sont caractérisés par une augmentation des teneurs en smectite et seront par conséquent désormais nommés « SR (Smectite-Rich events) » (Fig.7.7 ; Sionneau *et al.*, soumis). Comme la composition de la fraction argileuse est exprimée en pourcentages, l'évolution des teneurs en illite (l'autre principal minéral argileux) dans les sédiments du Bassin d'Orca montre des tendances opposées à celles de la smectite.

L'illite constitue 12 à 62% de la fraction argileuse totale. L'illite domine l'assemblage argileux (~42% en moyenne) sur la partie inférieure de la carotte. Elle est particulièrement abondante entre 54 et 38 ka BP (~45%), par comparaison avec l'intervalle 68-54 ka BP (~35%), et entre 34 et 22 ka BP (~50%) avec un maximum vers 30 ka BP. Les teneurs en illite des sédiments du Bassin d'Orca montrent une tendance décroissante à partir de 22 ka BP jusqu'au sommet de la carotte. Lors des SR, la proportion d'illite diminue sensiblement jusqu'à être parfois inférieure à 30% (SR14, 12, 7, 5, 2, 1).

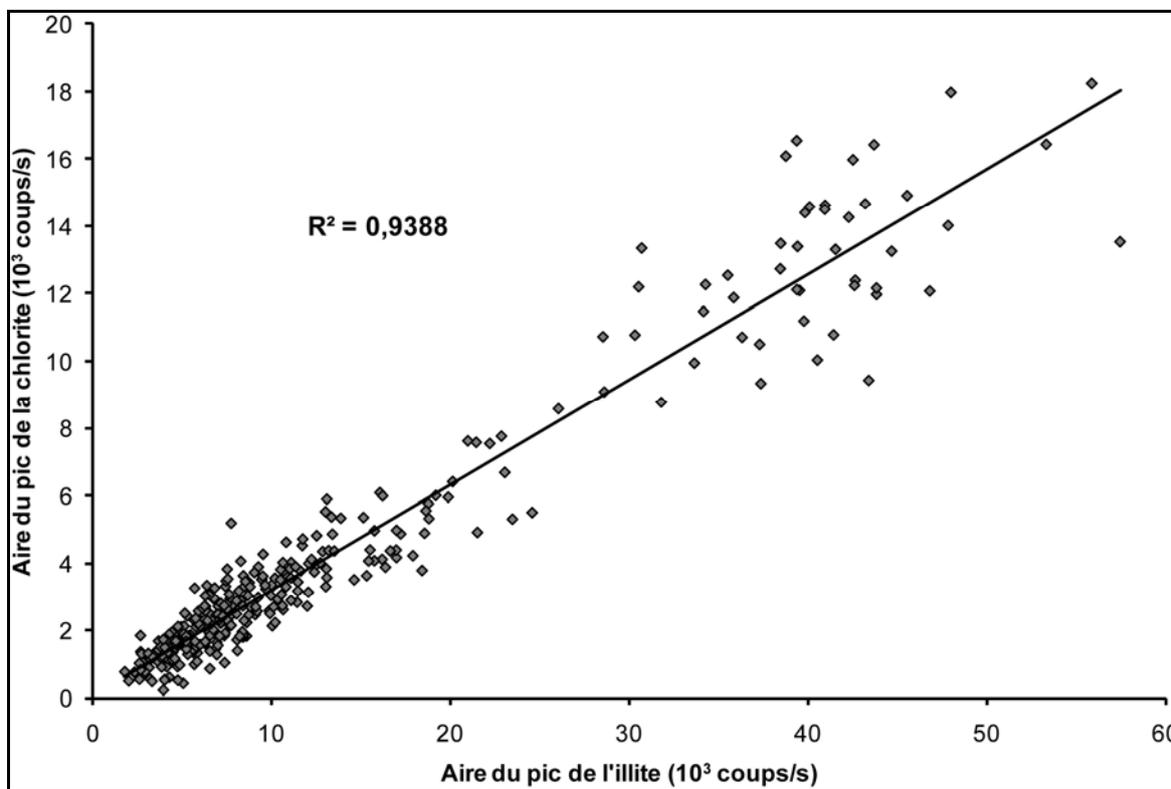
Les teneurs en kaolinite fluctuent entre 0 et 31% en suivant des grandes phases minéralogiques définies précédemment. Elles sont plus importantes (>10%) dans la partie inférieure de la carotte (68-34 ka BP). Après 34 ka BP, la kaolinite est moins abondante au sein du cortège argileux avec des teneurs inférieures à 10%. A partir de 22 ka, les teneurs en kaolinite sont anti-corrélées avec celles de la smectite et diminuent ainsi pendant les SR2 et 1 et après 7 ka BP. Sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire, on remarque que durant les SR les teneurs en kaolinite peuvent soit augmenter (ex. SR11, 9, 8, 7, 5) soit diminuer (ex. SR15, 14, 4, 3, 2).

La concentration en chlorite varie de 1 à 25% de la fraction argileuse totale. Les variations des teneurs en chlorite semblent en phase avec celles des teneurs en illite tout au long de l'enregistrement sédimentaire. Cette observation plaide en faveur d'une origine commune des deux minéraux argileux bien qu'elle puisse aussi être partiellement induite par la méthode de calcul des pourcentages (approche semi-quantitative ; cf. Chapitre 5). Afin de contourner ce problème méthodologique, nous avons comparé les aires des pics de diffraction



**Figure 7.7 :** Evolution des teneurs (%) des différents minéraux argileux et du rapport S/(I+C). Les courbes grises représentent les données, les courbes noires sont des moyennes mobiles sur 3 échantillons.

de l'illite et de la chlorite sur l'ensemble des enregistrements bruts issus de la diffraction des RX (Fig.7.8). Le fort coefficient de corrélation obtenu ( $R^2 \approx 0,94$  ; 331 échantillons) suggère que les abondances des deux minéraux covarient et ceux-ci ont vraisemblablement une origine commune.



**Figure 7.8** : Corrélation entre l'aires des pics de l'illite et de la chlorite sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552.

## 7.4. Interprétations

### 7.4.1. Les différents types d'apports terrigènes au sein du Bassin d'Orca au cours du dernier cycle climatique.

Les variations des différents paramètres sédimentaires (granulométrie, concentration en  $\text{CaCO}_3$ , minéralogie des argiles...) sont utilisés afin de retracer les modifications des sources, du transfert des particules détritiques et des conditions paléo-environnementales du milieu de dépôt. Elles pourraient néanmoins être affectées par des phénomènes gravitaires

favorisant le dépôt au sein du Bassin d'Orca de matériel remobilisé en amont sur la pente continentale de la Louisiane. Cette influence est ici négligeable pour diverses raisons :

- (1) aucun évènement gravitaire n'a pu être mis en évidence, ni par la description visuelle des sédiments de la carotte MD02-2552 (cf. Chapitre 4), ni par les paramètres granulométriques (l'évolution de la taille moyenne des particules ne montrant pas de variations brutales) ;
- (2) des tests aragonitiques de ptéropodes bien préservés ont été observés dans les dépôts du Bassin d'Orca. Ces tests sont très fragiles et auraient été brisés sous l'effet de processus sédimentaires gravitaires ;
- (3) les foraminifères benthiques sont totalement absents des dépôts de la MD02-2552 (Brown *et al.*, 1999). Le Bassin d'Orca étant anoxique, la vie benthique n'y existe pas et l'absence de foraminifères benthiques indique l'absence d'apports sédimentaires remobilisés provenant de l'extérieur du bassin (où la vie benthique existe).

Dans un tel contexte, les changements de provenance des apports terrigènes au sein du Bassin d'Orca constituent donc l'explication la plus vraisemblable aux variations des paramètres sédimentaires étudiés, tout au long du dernier cycle climatique.

Les enregistrements de ces paramètres ont permis d'identifier trois grands régimes sédimentaires différents : (1) une sédimentation terrigène caractérisées par l'abondance de particules détritiques fines avec une contribution biogène réduite durant la dernière glaciation et la déglaciation (68-12,9 ka BP), (2) des apports épisodiques détritiques non cohésifs particulièrement riche en smectite (SR) et (3) une sédimentation post-déglaciation dont la contribution carbonatée augmente au dépend des apports terrigènes.

La sédimentation terrigène qui caractérise la plus grande partie du signal (68-12,9 ka BP) peut être subdivisée en trois périodes sur la base de différences minéralogiques et granulométriques :

- (1) entre 68 et 34 ka, la sédimentation (Ia) est caractérisée par une plus grande proportion de particules non cohésives (taille moyenne  $>10 \mu\text{m}$  ; Fig.7.5), comme le confirme le ratio non cohésifs/cohésifs plus élevé (Fig.7.6), et par des teneurs en kaolinite plus élevées que dans le reste de l'enregistrement sédimentaire.
- (2) entre 34 et 21 ka (Ib), les particules cohésives deviennent dominantes. L'assemblage argileux y est largement dominé par l'Illite ( $>50\%$ ) aux dépend de la kaolinite et de la smectite.

(3) de 21 à 12,9 ka BP (Ic), la contribution carbonatée particulièrement faible (Fig.7.6). Les particules cohésives de la taille des argiles sont très peu abondantes au profit des silts non cohésifs et de quelques niveaux sableux (Fig.7.5). Cet intervalle est caractérisé par une augmentation de la proportion de smectite par rapport à l'illite plus la chlorite (Fig.7.7).

Durant cette première période sédimentaire (68 à 12,9 ka), la fraction argileuse est globalement caractérisée par un rapport S/(I+C) très faible avec des valeurs inférieures à 1, indiquant une contribution en particules fines principalement composée d'illite et de chlorite (Fig.7.7). Or, l'association des minéraux argileux majeurs (smectite, illite, kaolinite et chlorite) des sédiments, notamment ceux du nord du Golfe du Mexique, reflète la nature pétrographique de la zone source des apports sédimentaires (Pinsak et Murray, 1960). L'illite et la chlorite sont associés aux apports détritiques en provenance de la région des Grands Lacs, du piémont des Appalaches et des BV de l'Ohio et du Tennessee où les roches du Paléozoïque subissent une intense érosion mécanique (Griffin *et al.*, 1968 ; Potter *et al.*, 1975). Les données minéralogiques suggèrent donc que la sédimentation terrigène générale (I) durant la dernière glaciation et la dernière déglaciation (68-12,9 ka BP) était le résultat d'apports détritiques provenant majoritairement de la province argileuse riche en illite et en chlorite qui s'étend de la région des Grands Lacs à l'est du BV du Mississippi. Les modifications de la minéralogie et de la granulométrie des sédiments, déposés au cours de cet intervalle (I) dans le Bassin d'Orca, suggèrent l'existence de sources terrigènes secondaires. La richesse relative en kaolinite de la période Ia (68-34 ka) indique une contribution supplémentaire depuis les sources du sud-est des Etats-Unis (USA) (BV de l'Apalachicola et du Mobile ; Chap.6) et/ou des BV des fleuves du sud-ouest des USA (Rio Grande, Brazos...). L'augmentation progressive de la teneur en smectite au détriment de l'illite et de la chlorite, lors de l'intervalle Ic (21-12,9 ka BP), indique la contribution d'une source plus riche en smectite. La smectite est caractéristique du nord-ouest du bassin versant du Mississippi (= bassin versant du Missouri ; Sionneau *et al.*, 2008 ; Fig.7.1) et reflète la composition des substrats Crétacé, Tertiaire et Pleistocène, de dépôts de bentonites et des sols mal drainés de cette région (Murray et Leininger, 1956 ; Pinsak et Murray, 1960 ; Pye et Johnson, 1988 ; Smith, 2003). La source du nord-ouest du BV du Mississippi deviendrait alors plus importante pendant la déglaciation (21-12,9 ka BP)

La sédimentation qui caractérise la période de 65 à 12,9 ka BP, est interrompue épisodiquement, par des événements sédimentaires particuliers nommés SR et caractérisés par

une augmentation du rapport S/(I+C). Les particules terrigènes ont une taille moyenne qui augmente légèrement ( $\sim 10 \mu\text{m}$  ; Fig.7.5) et un caractère non cohésif plus affirmé (Fig.7.6). Cela semble indiquer un détritisme plus dynamique puisque des particules de taille plus grossière atteignent le Bassin d'Orca. La diminution des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  durant les SR suggère une probable dilution de la fraction biogène par des apports terrigènes plus importants (Fig.7.6). Les caractéristiques sédimentologiques des SR, notamment la nature de la fraction argileuse indiquent un changement de la provenance des apports terrigènes avec l'augmentation de la contribution de la province argileuse riche en smectite, localisée dans la région du nord-ouest du BV du Mississippi (Fig.7.1).

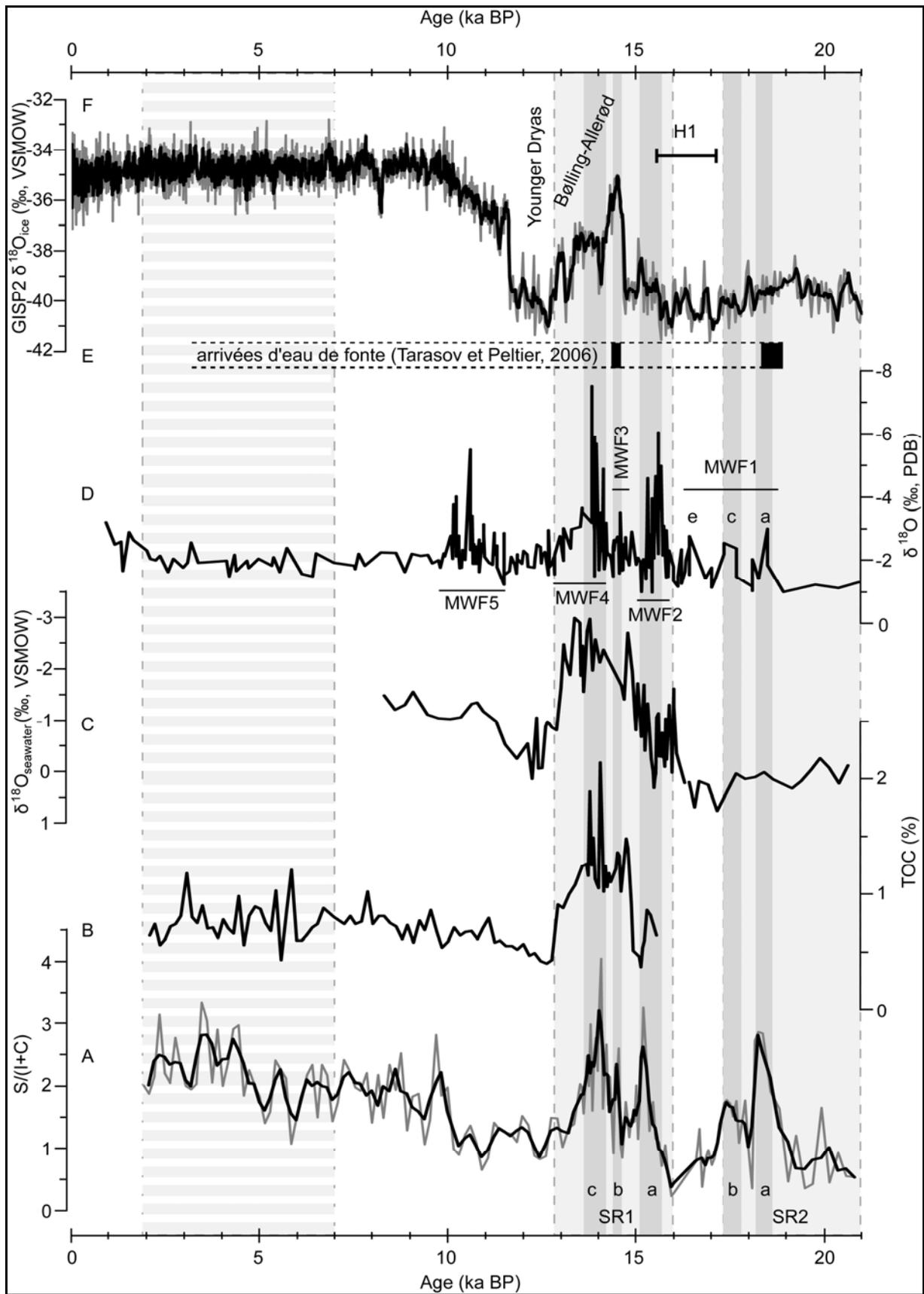
Après 12,9 ka BP, la contribution biogène à la sédimentation au sein du Bassin d'Orca augmente sensiblement. Les concentrations de  $\text{CaCO}_3$  atteignent alors des valeurs d'environ 19% (Fig.7.6). Cette augmentation relative du  $\text{CaCO}_3$  au sein d'un sédiment constitué principalement de particules terrigènes fines et cohésives, semble correspondre à une diminution des apports terrigènes à partir de 12,9 ka BP. Les argiles qui se déposent alors au sein du Bassin d'Orca sont, dans un premier temps principalement, composées d'illite de chlorite et de kaolinite. A partir de 10 ka, la smectite devient le minéral argileux majoritaire (>50%) et ses teneurs augmentent jusqu'à la fin de l'enregistrement. La dernière partie de l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca (7-2 ka BP) est caractérisée par une forte augmentation de la taille moyenne des particules détritiques ( $>20 \mu\text{m}$ ). Cette augmentation est surprenante : la gamme des valeurs observées est supérieure aux variations granulométriques enregistrées jusqu'alors. De plus cette augmentation de la taille des particules n'est pas cohérente avec la montée du niveau marin local (Simms *et al.*, 2007) et l'éloignement des sources de matériel terrigène qui devraient, au contraire, provoquer une diminution de la granulométrie des particules détritiques. Les sédiments qui constituent les 4 mètres du sommet de la carotte MD02-2552 (ce qui correspond à la période 7-2 ka BP) sont d'ailleurs très fins et ne présentent pas de lits sableux visibles (cf. Chapitre 4). Les particules de la taille des sables pourraient alors correspondre à des débris d'algues, des ptéropodes et d'autres faunes siliceuses, très présents dans les premiers mètres de sédiments du Bassin d'Orca et qui n'ont pas été détruits lors de l'attaque acide (HCl) des échantillons avant l'analyse granulométrique. Ils indiquent que l'anoxie de la saumure est assez élevée pour permettre leur conservation dans des sédiments marins profonds (ce qui est très rare ; cf. Chapitre 4). L'augmentation des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  après 7 ka ( $\sim 22,5\%$  ; Fig.7.6) reflète certainement une meilleure préservation des particules biogènes grâce au caractère anoxique des eaux de fond du Bassin d'Orca.

Ces changements de régimes sédimentaires depuis la dernière glaciation (depuis ~68 ka BP) au sein du Bassin d'Orca sont vraisemblablement liés à l'évolution de la calotte Laurentide sur le continent nord américain (Teller et al., 2002, 2005 ; Fisher, 2003, 2007 ; Dyke, 2004 ; Tarasov et Peltier, 2006) et à l'histoire des débâcles d'eau de fonte drainées *via* le Mississippi vers le nord du Golfe du Mexique (Kennett et Shackleton, 1975 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Flower et Kennett, 1990 ; Brown et Kennett, 1998 ; Brown *et al.*, 1999 ; Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004 ; LoDico *et al.*, 2006 ; Hill *et al.*, 2006 ; Meckler *et al.*, 2008). L'enregistrement sédimentaire obtenu va, dans un premier temps, être comparé aux données continentales et marines nombreuses et précises de la dernière déglaciation (depuis ~21 ka BP) afin de contraindre les relations entre les différents enregistrements dans un contexte chronologique bien connu. Cette approche sera utilisée, dans un deuxième temps, sur l'enregistrement sédimentaire de la dernière glaciation moins bien contrainte chronologiquement (68-21 ka BP). Au cours de cette période, les données paléocéanographiques sont moins abondantes et peu détaillées, et les informations sur la position de la marge méridionale de la calotte Laurentide sont très fragmentaires, du fait de l'érosion des archives continentales par la ré-avancée glaciaire lors du LGM (cf. Chap.3).

#### 7.4.2. Enregistrement terrigène des débâcles d'eau de fonte depuis 21 ka BP

La dernière déglaciation a été ponctuée de nombreuses débâcles d'eau douce qui provenaient de la fonte de la marge sud de la calotte Laurentide ainsi que des débordements des lacs proglaciaires *via* le Mississippi (Dyke, 2004 ; Teller *et al.*, 2005). Les variations de l'extension de la calotte Laurentide, et les changements environnementaux induits par ces variations, ont très probablement eu un impact sur la provenance du matériel détritique exporté jusqu'au Golfe du Mexique. Les débâcles d'eau de fonte étaient en effet capables d'entailler profondément les terrasses alluviales riches en argiles, au nord du BV du Mississippi (Knox, 1996), et délivraient, dans le Golfe du Mexique, les sédiments fins - transportés en suspension – provenant des deux principales provinces argileuses qui caractérisent cette région du continent nord américain (Fig.7.1).

L'impact des débâcles d'eau de fonte sur la paléocéanographie du Golfe du Mexique a été étudié grâce aux enregistrements du  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminifères planctoniques du Bassin d'Orca (Leventer *et al.*, 1982 ; Flower *et al.*, 2004 ; Fig.7.9C) et de la pente continentale de la Louisiane (Aharon, 2003 ; Fig.7.9D). L'histoire de la calotte Laurentide au cours de la



**Figure 7.9** (page précédente) : Comparaison entre (A) le rapport de minéraux argileux S/(I+C) et (B) la teneur en  $C_{org}$  (TOC) des sédiments de la carotte MD02-2552 (Tribovillard *et al.*, 2008 ; Riboulleau, données non publiées) ; les arrivées d'eau de fonte au niveau (C) du Bassin d'Orca (Flower *et al.*, 2004) et (D) de la pente continentale de la Louisiane (Aharon, 2003) ; (E) les arrivées importantes d'eau de fonte calculées par la modélisation de Tarasov et Peltier (2006) ; et (F) les variations du  $\delta^{18}O$  de la carotte de glace groenlandaise GISP2 (Dansgaard *et al.*, 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000). La durée du HI a été également indiquée (Bond *et al.*, 1992 ; Vidal *et al.*, 1997). Les SR sont délimités par les rectangles gris clair bordés de lignes pointillées. Des sous évènements au sein des SR ont été individualisés par des rectangles gris foncé.

---

déglaciation est également bien connue grâce à de nombreuses enregistrements continentaux (Fisher, 2003 ; Dyke, 2004 ; Teller *et al.*, 2005) et à des modélisations numériques (Tarasov et Peltier, 2006). L'enregistrement sédimentaire, obtenu par l'étude de la carotte MD02-2552 (Fig.7.9A et B), offre une opportunité rare de pouvoir relier l'évolution de la calotte Laurentide, au travers des modifications qu'elle entraîne sur la provenance des apports détritiques, et les variations hydrologiques du Golfe du Mexique mises en évidence par les études des isotopes stables de l'oxygène via les transferts terrigènes continent-océan.

La corrélation entre l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca et l'histoire des arrivées massives d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique au cours de la dernière déglaciation (Fig.7.9) indique que les SR sont synchrones avec les « meltwater floods » (MWF) 1 à 4 identifiés par Aharon (2003) et avec le « meltwater spike » (16-12,9 ka) décrits lors de précédentes études isotopiques réalisées sur le Bassin d'Orca (Leventer *et al.*, 1982 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Flower et Kennett, 1990 ; Flower *et al.*, 2004).

#### Le MWF-1 : 18,8-16,1 ka

La première introduction d'eau de fonte associée à la dernière déglaciation (après 21 ka) au sein du Golfe du Mexique, a été identifiée par Aharon (2003). Elle se produit entre 18,8 et 16,1 ka en une série de trois écoulements distincts (MWF-1a, c et e), induisant de modestes excursions négatives de l'ordre de -2,4‰ sur l'enregistrement du  $\delta^{18}O$  mesuré sur des tests de foraminifères planctoniques (Aharon, 2003). Dans l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD02-2552, les deux sous évènements SR2-a et SR2-b (Fig.7.9A), caractérisés par de fortes augmentations du rapport S/(I+C), sont synchrones avec deux premières arrivées d'eau de fonte (MWF-1a et MWF-1c). Bien que ces deux arrivées massives d'eau de fonte soient clairement enregistrées par les variations de la nature des apports terrigènes (enrichissement en smectite) dans le Bassin d'Orca, elles sont mal enregistrées par les rapports isotopiques de l'oxygène des tests de foraminifères de ce même bassin (Fig.7.9C).

Ceci peut s'expliquer soit par le fait que ces écoulements d'eau de fonte sont supposés être hyperpycnaux, ce qui affecte alors peu le  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (Aharon, 2006), soit parce que l'étude des isotopes de l'oxygène présente une moins bonne résolution que les analyses de la minéralogie des argiles sur cette période de temps.

La comparaison des cartes de distribution des minéraux argileux sur le continent nord américain (Sionneau *et al.*, 2008 ; cf. Chap.6) et des reconstitutions de l'extension de la calotte Laurentide à différentes périodes de temps (Dyke, 2004 ; cf. Chapitre 3) permet d'identifier la provenance des débâcles d'eau de fonte arrivant au sein du Golfe du Mexique. La smectite, minéral dominant de la fraction argileuse lors des MWF-1a et MWF-1b, indique que les apports terrigènes associés à ces écoulements d'eau de fonte proviennent principalement du nord-ouest du bassin versant du Mississippi. D'après Mickelson et Colgan (2003), la marge sud de la calotte Laurentide subit une phase de retrait entre 19 et 16,2 ka BP (Fig.7.10a-c). Ce retrait affecte particulièrement la province riche en smectite du bassin versant du Mississippi (Fig.7.10b). Le Mississippi a ainsi pu transporter, jusqu'au Golfe du Mexique, des sédiments terrigènes riche en smectite accompagnant ces énormes volumes d'eau douce issue du retrait de la calotte Laurentide. Tarasov et Peltier (2006) ont, en modélisant l'évolution du drainage du continent nord américain, lors de la dernière déglaciation, identifié un important écoulement d'eau de fonte (1,5 dSv ; 1 Sv =  $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) vers le Golfe du Mexique au environ de 18,7 ka BP (Fig.7.9E). Cet écoulement est apparemment synchrone du MWF-1a défini par Aharon (2003) et de son équivalent terrigène : le SR2-a, confirmant les hypothèses précédentes. Ces observations sont de plus cohérentes avec les études sédimentaires précédemment menées au sein du Bassin d'Orca (Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998) qui stipulent une augmentation des apports détritiques entre 18,8 et 18,2 ka.

Ces deux arrivées d'eau de fonte interviennent pendant des périodes climatiques froides au niveau du Groenland (Fig.7.9E). Cela semble alors confirmer l'hypothèse [émise par Mickelson et Colgan (2003)] que les variations de la marge sud de la calotte Laurentide durant la dernière déglaciation sont davantage contrôlées par sa dynamique, en relation avec la viscosité des sédiments sous-glaciaires, plutôt que par des forçages climatiques.

Contrairement aux deux premières arrivées d'eau de fonte enregistrés au cours de la dernière déglaciation, le MWF-1e ne correspond pas à une augmentation du rapport S/(I+C) (Fig.7.9). Ce MWF se produit simultanément à l'important vêlage d'icebergs en Atlantique nord et le dépôt de nombreux IRD (Ice Rafted Debris) dans les sédiments marins, connu comme l'évènement d'Heinrich 1 (Fig.7.9 ; ~17 ka BP ; Bond et Lotti, 1995 ; Vidal *et al.*,

1997 ; Labeyrie *et al.*, 2004 ; Peck *et al.*, 2006). Le démantèlement de la marge atlantique de la calotte Laurentide, ayant provoqué le H1, semble avoir été associé à un retrait des lobes de la région des Grands Lacs (Mickelson et Colgan, 2003 ; Dyke, 2004 ; Fig.7.10c). Selon cette hypothèse, les apports détritiques induits par la fonte de ces lobes, associés au MWF-1e, étaient donc enrichis en illite et en chlorite, minéraux argileux qui caractérisent la région des Grands Lacs, ce qui concorde avec la baisse du rapport S/(I+C) (Fig.7.9A).

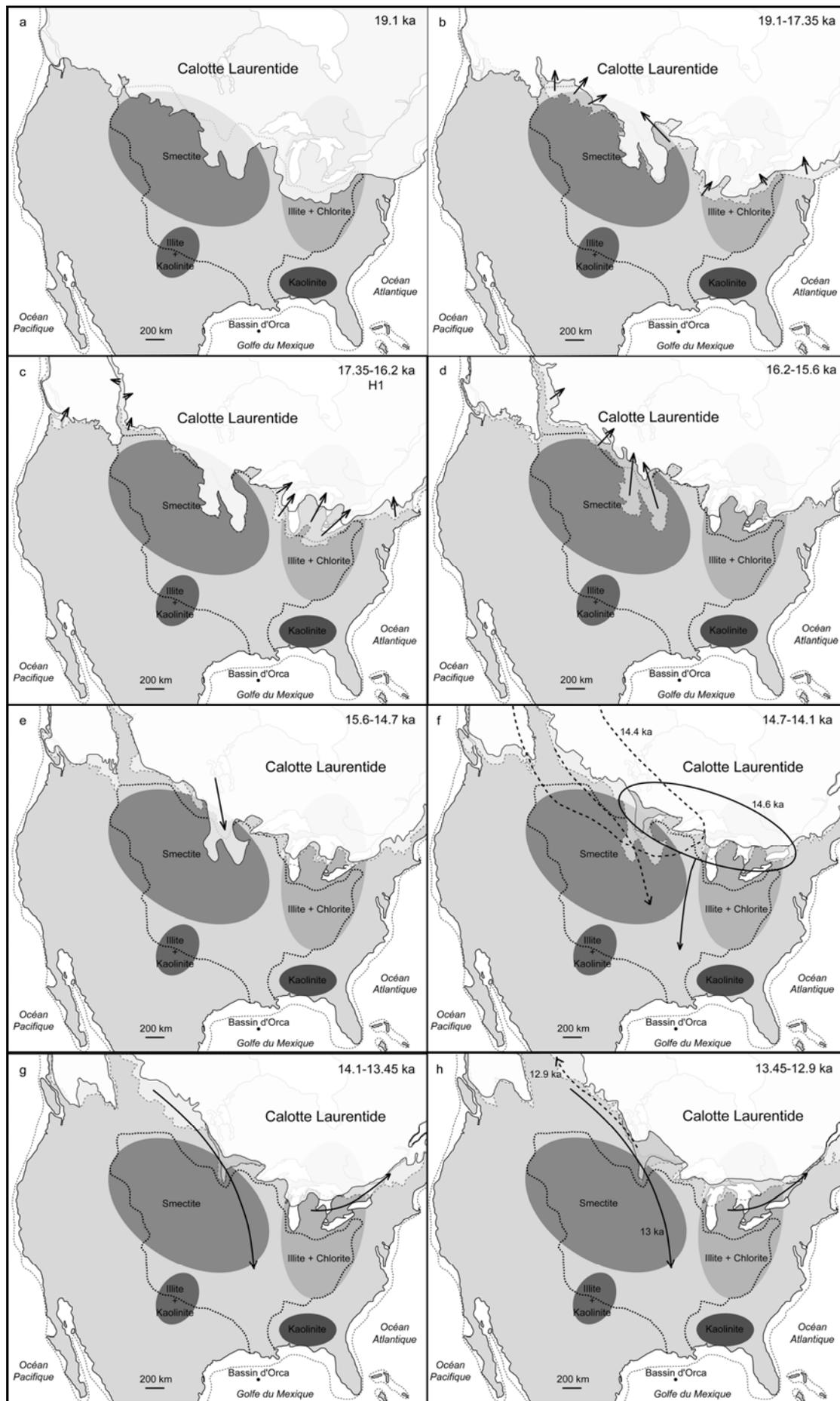
#### Le «meltwater spike» : 16-12,9 ka

L'évènement riche en smectite le plus récent (SR1), identifié sur l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca, est contemporain d'une période d'intenses arrivées d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique, connue dans la littérature sous le nom de « meltwater spike » et qui s'étend de 16 à 12,9 ka. Cette période caractéristique a été largement étudiée dans le Bassin d'Orca (*e.g.* Kennett et Shackelton, 1975 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Flower et Kennett, 1990 ; Brown et Kennett, 1998) correspond à une importante excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SW}}$  avec des diminutions supérieures à 1,5‰ entre 16 et 15,6 ka et supérieures à 2,5‰ entre 15,2 et 13 ka (Fig.7.9C ; Flower *et al.*, 2004). Ce « meltwater spike » englobe les MWF-2, MWF-3 et MWF-4 décrits par Aharon (2003) dans les carottes de la pente continentale de la Louisiane (Fig.7.9D).

Au cours de cette période d'intenses arrivées d'eau de fonte, la composition minéralogique de la fraction argileuse des sédiments du Bassin d'Orca permet d'individualiser trois sous-événements riches en smectite au sein du SR1 (Fig.7.9A ; SR1-a, SR1-b et SR1-c) qui correspondent aux MWF-2, MWF-3 et MWF-4 (Fig.7.9D). La signature minéralogique des apports terrigènes (riches en smectite) associés à ces écoulements d'eau de fonte indiquent donc qu'ils provenaient principalement de la province nord-ouest du BV du Mississippi (Fig.7.1).

Lors du SR1-a, entre 15,8 et 15,2 ka, les reconstitutions paléogéographiques indiquent que la calotte Laurentide connaît d'importantes fluctuations au niveau de sa marge sud-ouest (= province riche en smectite) marquée par l'important retrait des lobes Des Moines et James (Fig.7.10d). Ces observations sont en accord avec la signature minéralogique, enrichie en smectite, des sédiments déposés dans le Bassin d'Orca à cette période.

Le SR1-b, enregistré vers 14,5 ka BP, est contemporain de la seconde période d'intenses débâcles d'eau de fonte (>1,5 dSv) en direction du Golfe du Mexique, mise en évidence par les modèles (Tarasov et Peltier, 2006 ; Fig.7.9E), et serait dû à un important



**Figure 7.10** : Evolution de la marge sud de la calotte Laurentide de 19,1 à 12,9 ka (d'après Dyke, 2004). Les lignes en pointillées et les lignes continues indiquent respectivement la position de la marge sud au début et à la fin de l'intervalle de temps considéré. Les régions grises très claires, entre les lignes pointillées et continues, représentent la superficie de la calotte ayant fondue au cours de l'intervalle de temps. Les flèches des images e, f, g et h indiquent les différents drainages de la marge sud de la calotte Laurentide (Tarasov et Peltier, 2006) Pour plus de détails, se référer aux cartes du Chapitre 3 et à l'Annexe 2.

---

changement de drainage au sein du BV du Mississippi (Fig.7.10e-f). Avant cet événement, le Mississippi drainait principalement la marge sud-est de la calotte Laurentide et transportait alors vers le Golfe du Mexique, toutes les eaux de fonte provenant de la région comprise entre le Lac Great Bear et l'est du Lac Erié (zone schématisée par une ellipse continue sur la Fig.7.10f). Ce scénario est confirmé par les résultats obtenus sur l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca qui montre des apports terrigènes plus riche en illite et en chlorite avant 14,5 ka BP (Fig.7.9). L'augmentation de la smectite, au détriment de l'illite et de la chlorite, s'observe dans les sédiments du Bassin d'Orca vers 14,4 ka. A cette période, les écoulements provenant de la région des Grands Lacs cessent et sont remplacés par des flux importants d'eau de fonte, issus du retrait des calottes de la Cordillère et Laurentide, au nord-ouest du BV du Mississippi (zone schématisée par une ellipse discontinue sur la Fig.7.10f). Le SR1-b est également caractérisé par un pourcentage de particules de la taille des sables légèrement plus important (Fig.7.5) indiquant une probable intensification de l'érosion continentale à cette période. Une telle intensification de l'érosion continentale a été décrite dans des sédiments contemporains provenant d'autres carottes du Bassin d'Orca (Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998). Les arrivées d'eau de fonte du MWF-3 sont supposées être, en partie, responsables de l'initiation du Meltwater Pulse 1a [MWP-1a = phase de remontée brutale du niveau marin à l'échelle globale] (~14,6 ka BP ; Fairbanks, 1989) et du réchauffement du Bølling (Fig.7.9F ; Tarasov et Peltier, 2006 ; Erlingsson, soumis). L'écoulement d'eau de fonte associé au SR1-b (MWF-3) semble cependant avoir eu un impact réduit sur les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques. A partir de ce constat, Aharon (2006) a postulé que cet écoulement d'eau de fonte devait être délivré, au sein du Golfe du Mexique, sous forme de courants hyperpycnaux, à cause de l'importante charge sédimentaire qu'il contenait.

Le SR1-c (14,1-13,7 ka), synchrone du MWF-4, reflète le drainage, par le Mississippi, de la marge ouest de la calotte Laurentide localisée au niveau de la province minéralogique

riche en smectite, alors que la région des Grands Lacs, riche illite et en chlorite, est désormais drainée par le S<sup>t</sup> Laurent et la rivière Hudson vers l'Atlantique Nord (Fig.7.10g).

La fin du SR1 est synchrone avec la fin du « meltwater spike » (13,7-12,9 ka). Cependant les apports terrigènes semblent progressivement s'enrichir en illite et en chlorite au détriment de la smectite (Fig.7.9A), alors que les écoulements d'eau de fonte proviennent principalement du nord-ouest du BV du Mississippi, riche en smectite (Fig.7.10h). Ce découplage suggère une modification du régime détritique probablement liée à l'appariation du Lac Agassiz vers 14,1-13,7 ka (Teller, 1995 ; Teller *et al.*, 2005 ; Birks *et al.*, 2007 ; cf. Chap.3). Le Lac Agassiz, en recevant et en stockant les apports terrigènes associées aux écoulements d'eau de fonte de la marge ouest de la calotte Laurentide (Fig.7.10h), a dû favoriser l'appauvrissement progressif en smectite de la charge détritique transportée par le Mississippi jusqu'au nord du Golfe du Mexique.

Les sédiments du SR1, lors des sous-événements SR1-a, SR1-b et SR1-c, sont caractérisés par des hausses des concentrations en carbone organique total (TOC ; Fig.7.9B ; Riboulleau, données non publiées). Ces résultats sont en accord avec les études de géochimie organique réalisées récemment par Meckler *et al.* (2008) sur la carotte MD02-2550, jumelle de la carotte MD02-2552 (cf. Chap.4). Ces augmentations du TOC peuvent être dues à une meilleure préservation de la matière organique (MO) grâce à une anoxie accrue au sein du Bassin d'Orca et/ou à une hausse de la productivité marine, ou encore à des apports de MO d'origine continentale issue des végétaux supérieurs et de MO remobilisée depuis des sédiments anciens. D'importants apports de nutriments sont probablement arrivés dans le Bassin d'Orca, avec les apports terrigènes associés aux arrivées d'eau de fonte du « meltwater spike », et ont pu favoriser la production primaire marine. L'accroissement du flux de matière organique, générée par cette forte production marine, aurait alors pu causer une augmentation de la consommation d'oxygène lors de sa dégradation (Leventer *et al.*, 1983), favorisant le développement de conditions anoxiques, qui auraient permis une meilleure préservation du carbone organique dans les sédiments déposés à cette époque.

Le problème de la causalité entre l'anoxie et les arrivées d'eau de fonte n'est pas encore résolu. De plus, l'observation du kérogène des sédiments associés au SR1 (« meltwater spike ») révèle qu'une partie de la MO serait d'origine continentale (Meckler *et al.*, 2008). Les analyses organiques soulèvent le problème d'une discordance entre les différents paramètres mesurés par Meckler *et al.* (2008) permettant de préciser l'origine de la MO pendant le « meltwater spike » (marine et/ou continentale contemporaine des dépôts sédimentaires et/ou MO fossile issue de l'érosion d'anciens dépôts continentaux ou marins).

L'approche minéralogique peut réconcilier ces apparentes contradictions en proposant un schéma d'évolution des sources de MO terrigène lors du « meltwater spike ». En effet, les apports riches en smectite, du début du SR1, pourrait être accompagnée d'une MO provenant des sols, donc de la dégradation des végétaux contemporains aux écoulements d'eau de fonte (= MO d'origine continentale contemporaine au SR1). La smectite, exporté vers le Golfe du Mexique à la fin du SR1, proviendrait d'une érosion plus poussé du substratum (les couches superficielles – notamment les sols - ayant déjà été érodées au début du SR), associée à une MO ancienne remobilisée depuis les séries sédimentaires plus anciennes (= MO fossile marine et continentale remobilisée).

#### Modification du régime sédimentaire après 12,9 ka BP

Une importante modification du régime sédimentaire se produit dans le Bassin d'Orca vers 12,9 ka BP. Cette transition sédimentaire est caractérisée par une hausse importante des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  (7 à 20 % ; Fig.7.6), par une diminution rapide du TOC avec des valeurs chutant de 1 à 0,4% (Fig.7.9B) et par l'interruption brutale de l'intervalle « sableux » débuté avec le SR1-b, induisant une chute de la taille moyenne des particules détritiques (Fig.7.5 et 7.6). Ces différentes observations plaident en faveur d'une diminution importante des apports terrigènes après 12,9 ka. Les apports de nutriments, associés à ces apports terrigènes, auraient également fortement diminués, entraînant une chute de la production primaire et par conséquent du flux de matière organique vers le bassin d'Orca. Cela aurait permis le retour à des conditions plus oxygénées, expliquant la chute des valeurs du TOC des sédiments à cette époque. La baisse des apports détritiques aurait permis une dilution moindre de la fraction biogène et donc une augmentation relative des teneurs en carbonate. Cette diminution des apports terrigènes est cohérente avec la réduction générale de taux de sédimentation dans le Golfe du Mexique après 13 ka (Williams et Kohl, 1986 ; Poore *et al.*, in press).

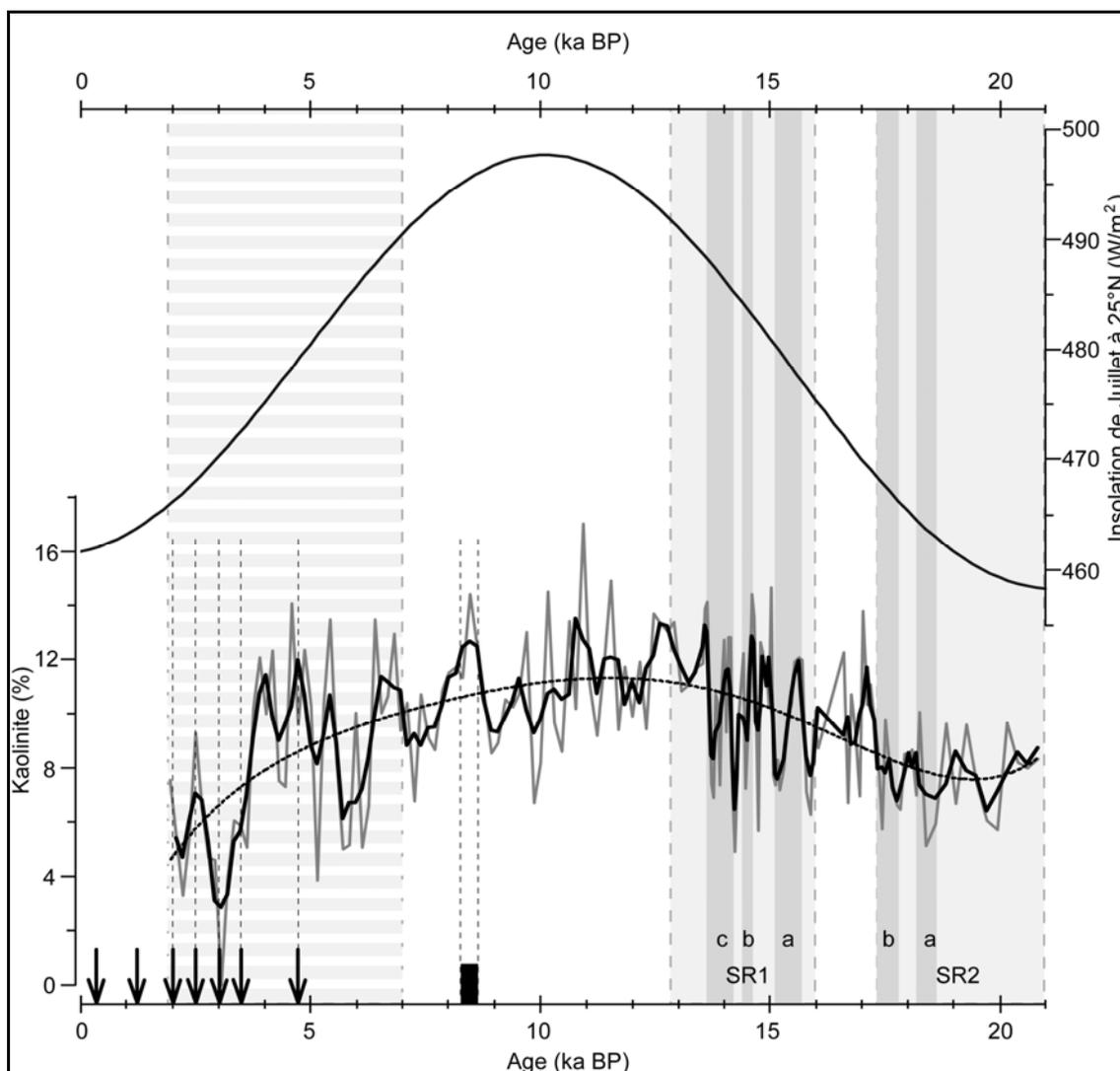
Le changement de régime sédimentaire, observé après 12,9 ka, coïncide avec le début de l'évènement climatique froid du Younger Dryas (Fig.7.9F). A cette époque, les débordements du Lac Agassiz cessent de s'écouler vers le Golfe du Mexique pour rejoindre, dans un premier temps, l'Océan Arctique *via* l'exutoire nord-ouest (flèche pointillée *in* Fig.7.10h ; Fisher, 2003 ; Teller *et al.*, 2005 ; Tarasov et Peltier, 2006 ; Peltier, 2007 ; Rayburn et Teller, 2007). Cette déviation des écoulements d'eau de fonte est clairement enregistrée par la hausse du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques du Golfe du Mexique après 12,9 ka (Fig.7.9C et D). Cette modification du drainage du continent nord-américain n'est pas marqué dans l'enregistrement de la composition de la fraction argileuse des sédiments de la

carotte MD02-2552. Les valeurs relativement basses et constantes du rapport S/(I+C) (Fig.7.9A) semblent indiquer qu'il n'y a pas de changement majeur des contributions respectives du nord-ouest du bassin versant du Mississippi (riche en smectite) et de la région des Grands Lacs (riche en illite et chlorite).

Durant le Younger Dryas, les fortes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  indiquent qu'il n'y a pas d'apports d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique (Fig.7.9C et D). La remontée du niveau marin (Simms *et al.*, 2007) a augmenté la distance relative entre le Bassin d'Orca et les sources de matériel terrigène. Il est néanmoins intéressant de noter que les teneurs en kaolinite des sédiments de la carotte MD02-2552 augmentent régulièrement depuis le début de la déglaciation pour atteindre des valeurs maximales (~12%) vers la fin du Younger Dryas (cf. §.7.3.3 ; Fig.7.11). D'après les cartes de distribution des minéraux argileux sur le continent nord américain (Sionneau *et al.*, 2008 ; Chapitre 6), ces résultats signifieraient une augmentation des apports terrigènes en provenance du sud des Etats-Unis, au sein du Bassin d'Orca. La covariance observée entre l'évolution des teneurs en kaolinite des sédiments et les variations de l'insolation de juillet à 25° de latitude Nord (= nord du Golfe du Mexique) permet de proposer une interprétation à l'augmentation de la kaolinite. L'augmentation de l'insolation d'été aurait généré une hausse de l'évaporation sur le Golfe du Mexique et un transfert d'humidité vers les régions du sud des Etats-Unis riches en kaolinite. Cette humidité délivrée sous forme de précipitations aurait alors permis l'érosion de sédiments riches en kaolinite, puis leur transport vers le Golfe du Mexique, *via* les différents fleuves du sud-ouest des Etats-Unis (Rio Grande, Sabine, Brazos...). Flower et Kennett (1990) ont noté que les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  obtenues sur des tests de *G. ruber* rose (espèce vivant exclusivement durant l'été) augmentaient moins au début du Younger Dryas que celles obtenues sur des tests de *G. ruber* blanc (espèce pouvant vivre toute l'année). Cela suggère une saisonnalité des écoulements d'eau douce qui auraient pu se produire durant les étés du Younger Dryas. Ces apports d'eau douce proviendraient alors des glaciers des Montagnes Rocheuses et n'impliqueraient pas de contribution de la calotte Laurentide (Meckler *et al.*, 2008).

Les écoulements d'eau de fonte, vers le Golfe du Mexique, en provenance de la calotte Laurentide s'arrêtent de façon permanente, après le début du Younger Dryas, sauf durant deux brefs épisodes: (1) correspondant à une ré-avancée glaciaire (~11,4 ka) dans le bassin du Lac Agassiz (Thorleifson, 1996) et (2) temporairement après l'abandon de l'exutoire nord-ouest du Lac Agassiz vers 10,7 ka (Knox, 1996 ; Fisher, 2003, 2007 ; Rayburn et Teller, 2007). Bien que ces brefs épisodes d'apports d'eau douce aient été mis en évidence dans les enregistrements du  $\delta^{18}\text{O}$  des carottes sédimentaires de la pente continentale de la Louisiane

(Fig.7.9D), on n'en retrouve pas l'expression dans les enregistrements sédimentaires du Bassin d'Orca (Fig.7.5 à 7.8). Ces écoulements étaient donc probablement réduits et n'étaient pas capables d'influencer la sédimentation du Bassin d'Orca (Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998), ni celle de la pente continentale du nord-ouest du Golfe du Mexique (Tripsanas *et al.*, 2007).



**Figure 7.11** : Evolutions des teneurs en kaolinite dans les sédiments du Bassin d'Orca et de l'insolation de juillet à 25°N de latitude. Pour l'évolution des teneurs en kaolinite : la courbe grise représente les données ; la courbe noire représente une moyenne mobile sur 3 échantillons ; et la courbe noire pointillée est une courbe de régression polynomiale du 6<sup>ème</sup> ordre. Le prisme noir indique une arrivée importante d'eau douce identifiée par LoDico *et al.* (2006). Les flèches indiquent l'âge de paléo-crués (du Mississippi et/ou de fleuves du sud-ouest des Etats-Unis) identifiées dans les sédiments du bassin d'Orca (Brown *et al.*, 1999).

L'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca montre assez peu de variations granulométriques et minéralogiques au début de l'Holocène. Vers 10 ka BP, le rapport

S/(I+C) augmente rapidement et la smectite devient alors le minéral dominant de la fraction argileuse (>55%). Cette hausse des teneurs en smectite n'a pu être reliée à aucun événement connu au sein du Golfe du Mexique. Elle pourrait être l'expression d'un tri sélectif des différents minéraux argileux du fait de l'éloignement relative du Bassin d'Orca des sources du matériel terrigène, suite à la remontée du niveau marin (Simms *et al.*, 2007). L'illite a en effet tendance à sédimenter plus rapidement que la smectite (phénomène de sédimentation différentielle) au niveau de la marge nord du Golfe du Mexique (Sionneau *et al.*, 2008 ; cf. Chap.6) et dans le domaine marin en général (*in* Chamley, 1989). Les apports détritiques riches en kaolinite, provenant du sud des Etats-Unis, diminuent globalement depuis 10 ka BP (Fig.7.11). On peut néanmoins noter quelques augmentations épisodiques des teneurs en kaolinite (~8,5 ; 6,5 ; 5,4 ; 4,7 ; 4 et 2,5 ka BP) probablement liées à des paléo-crués des fleuves du sud-ouest des Etats-Unis. LoDico *et al.* (2006) identifient en effet, sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  de la carotte MD02-2550, un apport important d'eau douce au sein du Bassin d'Orca entre 8,6 et 8,3 ka BP. De même, Brown *et al.* (1999) ont déterminé, en étudiant la granulométrie des sédiments déposés depuis 5,3 ka au sein du Bassin d'Orca, sept épisodes de fortes précipitations continentales et de paléo-crués à 4,7 ; 3,5 ; 3 ; 2,5 ; 2 ; 1,2 et 0,3 ka BP. La plupart de ces paléo-crués semblent correspondre avec les augmentations de teneurs en kaolinite (8,5 ; 4,7 ; 2,5 ka BP ; Fig.7.11), ce qui confirmerait l'arrivée d'eau douce depuis le sud-ouest des Etats-Unis.

#### 7.4.3. Relations entre l'enregistrement terrigène du Bassin d'Orca et les fluctuations rapides au cours MIS3 (~55-21 ka BP)

Contrairement à la dernière déglaciation, le stade isotopique 3 (MIS 3) a, jusqu'à présent, été très peu étudié dans les sédiments du Golfe du Mexique. Nous ne disposons donc pas d'enregistrement à haute résolution des variations du  $\delta^{18}\text{O}$  sur l'ensemble de la période considérée (~55-21 ka BP). Les informations sur l'évolution de la calotte Laurentide au cours du MIS 3 sont également très fragmentaires du fait de l'érosion des archives continentales par la ré-avancée glaciaire du LGM. Les données de la littérature indiquent néanmoins que la calotte Laurentide aurait d'abord subi une phase de recul depuis une extension maximale (vers 60 ka BP) jusqu'à une superficie minimale qui suivait les contours du bouclier canadien (vers 32 ka BP), avant de se redévelopper à nouveau jusqu'au LGM (cf. Chap.3). Cette transition est bien enregistrée dans la sédimentation de la carotte MD02-2552 par une modification du régime sédimentaire (cf. §.7.4.1). On observe, en effet, une augmentation des teneurs en illite,

au cours de l'intervalle (34-21 ka BP), associées à un sédiment particulièrement cohésif (Fig.7.5 et 7.7).

L'enregistrement sédimentaire de la dernière déglaciation dans le Bassin d'Orca a démontré son utilité dans la compréhension et l'interprétation du lien entre les enregistrements marin et continentaux de cette période. On peut transposer cette approche au stade 3 (MIS 3) et penser que l'enregistrement sédimentaire puisse fournir de précieuses informations sur les variations des apports détritiques, donc sur les dynamiques érosives continentales et sur l'évolution de la calotte Laurentide au cours du MIS 3.

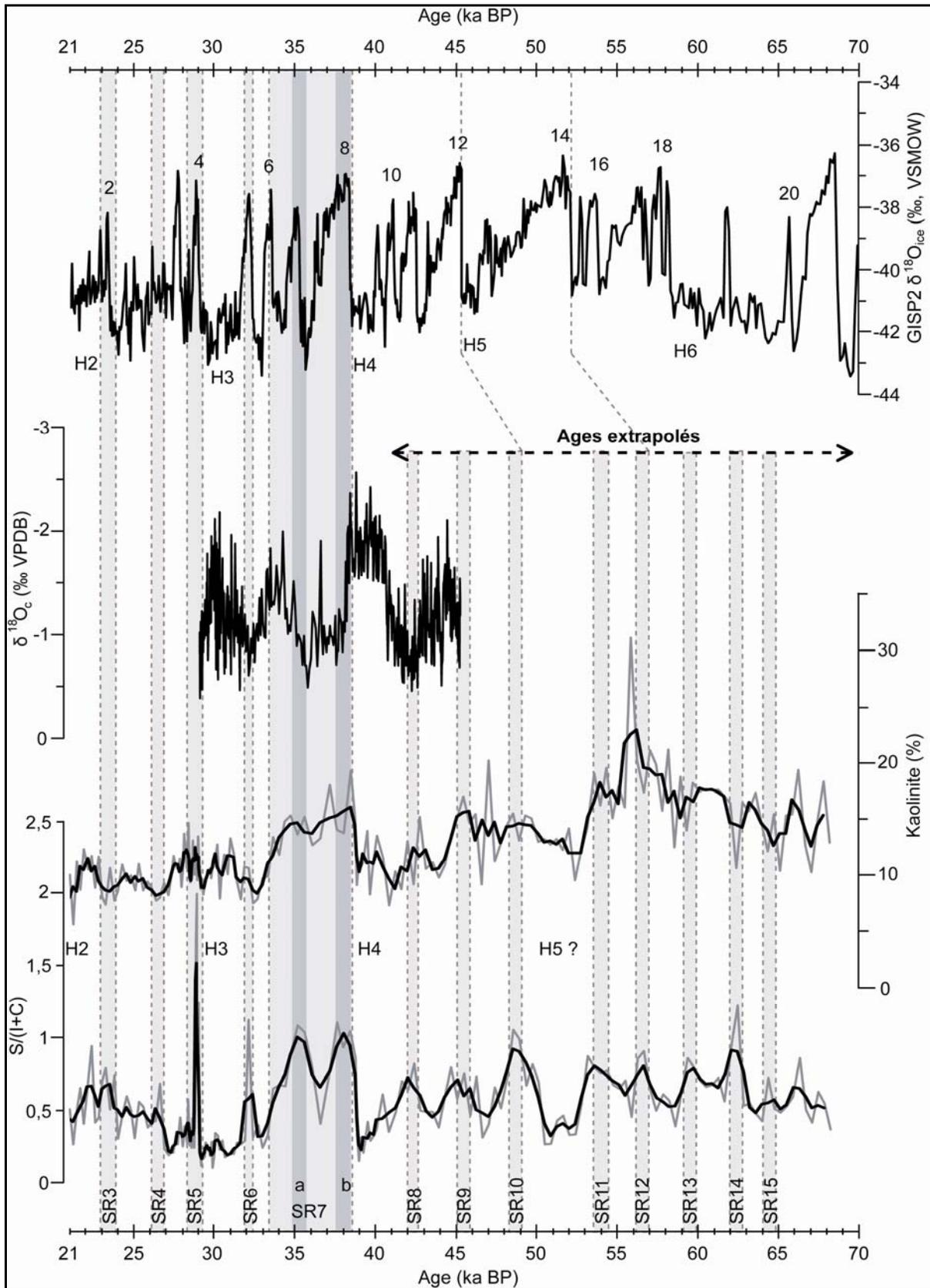
L'enregistrement sédimentaire du MIS 3 au sein du Bassin d'Orca est très semblable à celui qui caractérise la dernière déglaciation. La sédimentation générale (riche en particules fines et cohésives, en illite et en chlorite et ayant des teneurs moyennes en  $\text{CaCO}_3$ ) est interrompue épisodiquement par des SR (riche en smectite, en particules non cohésives et pauvre en  $\text{CaCO}_3$ ; cf. §.7.3). La comparaison de l'enregistrement terrigène avec l'étude réalisée par Hill *et al.* (2006), sur les isotopes de l'oxygène du Bassin d'Orca à la même période, montre des différences majeures avec ce qui a été observé lors de la dernière glaciation. En effet, les augmentations du rapport S/(I+C) sont en opposition de phase avec les excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (Fig.7.12), excluant toute arrivée importante d'eau de fonte lors des SR, sauf dans le cas de courants hyperpycniaux. Les SR8, 7-a, 7-b, 6 et probablement les SR9 et 5 se sont déposés lorsque les eaux du bassin étaient caractérisées par des valeurs élevées du  $\delta^{18}\text{O}$ , c'est-à-dire à des périodes durant lesquelles le Golfe du Mexique ne recevait pas d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide. Les arrivées massives d'eau de fonte, identifiées par les excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$ , sont associées à des apports terrigènes riches en illite et en chlorite [faibles valeurs du rapport S/(I+C)]. On a donc un système de fonctionnement qui semble totalement en opposition de phase avec ce que l'on a décrit pour la dernière déglaciation. D'après les cartes de distribution des minéraux argileux sur le continent nord américain (cf. Chap. 6), les apports terrigènes liés aux épisodes de fonte de la calotte Laurentide, au cours du stade 3, proviendraient de la région des Grands Lacs, riche en illite et en chlorite, tandis qu'entre deux arrivées massives d'eau de fonte, la principale source terrigène correspondrait à la région riche en smectite qui caractérise l'ouest du bassin versant du Mississippi.

Sur la partie de l'enregistrement sédimentaire la mieux contrainte chronologiquement par les âges  $^{14}\text{C}$  et la position du Laschamp (~41-21 ka), les SR semblent corrélés avec les interstades chauds des oscillations de Dansgaard-Oeschger (DO ; Dansgaard *et al.*, 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000) identifiés dans les carottes de glace du Groenland (Fig.7.12). Les

SR7-a, 7-b, 6, 5 et 3 correspondent respectivement aux interstades 8, 7, 5, 4 et 2. Inversement, les arrivées massives d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique, associées à des apports terrigènes riche en illite et en chlorite, se produisent donc pendant les évènements froids à hautes latitudes (stades et évènements de Heinrich). Par extrapolation, on peut suggérer que les SR antérieurs à 41 ka BP, dont les âges ont été extrapolés, correspondent également à des interstades et que les sédiments plus riches en illite et en chlorite correspondent à des stades ou des évènements de Heinrich (H). Des propositions de corrélations ont donc été réalisées entre les SR10 et 12 et les interstades (IS) 12 et 14 respectivement sur la base du rapport S/(I+C) et des teneurs en kaolinite. En effet, on remarque que l'IS8 est marqué par une augmentation des teneurs en kaolinite, tandis que le H4 est au contraire caractérisé par de faibles valeurs de kaolinite. Par analogie, on peut penser que le H5 corresponde aux faibles valeurs de kaolinite entre les SR11 et 10 et que l'IS12 soit associé au SR10 (teneurs relativement élevées en kaolinite).

La comparaison des enregistrements sédimentaires terrigènes du Bassin d'Orca avec les courbes d'évolution climatique de l'hémisphère Nord pendant le MIS 3 suggère que la sédimentation dans le Bassin d'Orca, durant cette période, correspond à l'alternance de deux régimes détritiques : (1) lors des phases froides des DO, des débâcles d'eau de fonte provenant vraisemblablement du démantèlement de la marge sud-est de la calotte Laurentide, transportant des sédiments riche en illite et en chlorite, se déversent dans le Golfe du Mexique ; et (2) lors des phases chaudes des DO, des apports détritiques riche en smectite, provenant donc essentiellement de l'ouest du bassin versant du Mississippi, se déposent dans le Bassin d'Orca sans être associés à des arrivées d'eau de fonte.

Les études menées sur les sédiments déposées au sein de l'Atlantique Nord, ont conclu à une déstabilisation des marges nord-est et atlantique de la calotte Laurentide lors des périodes froides du MIS 3, générant d'importants vêlages d'icebergs au niveau du Détroit d'Hudson et du S<sup>t</sup> Laurent (Bond et Lotti, 1995 ; Andrews et Barber, 2002). Ces icebergs ont libéré en fondant des sédiments détritiques grossiers (IRD) riches en illite et en chlorite (Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999). Des augmentations brutales des teneurs en illite et chlorite ont également été identifiées par Çağatay *et al.* (2002) plus au sud, dans les sédiments de la pente continentale de Caroline. Ces caractéristiques minéralogiques peuvent s'expliquer par une intensification des apports détritiques en provenance de l'est des Etats-Unis sous l'influence de la déstabilisation de la marge atlantique de la calotte Laurentide. En effet, les lobes glaciaires de la région des Grands Lacs appartiennent au même secteur « dynamique » (le



**Figure 7.12 :** Comparaison du rapport S/(I+C) et des teneurs en kaolinite des sédiments du Bassin d'Orca (MD02-2552) avec l'évolution du  $\delta^{18}O$  des foraminifères planctoniques de ce même bassin (MD02-2550 ; Hill et al., 2006) et avec l'enregistrement isotopiques de la carotte groenlandaise GISP2 (Dansgaard et al., 1982 ; Stuiver et Grootes, 2000).

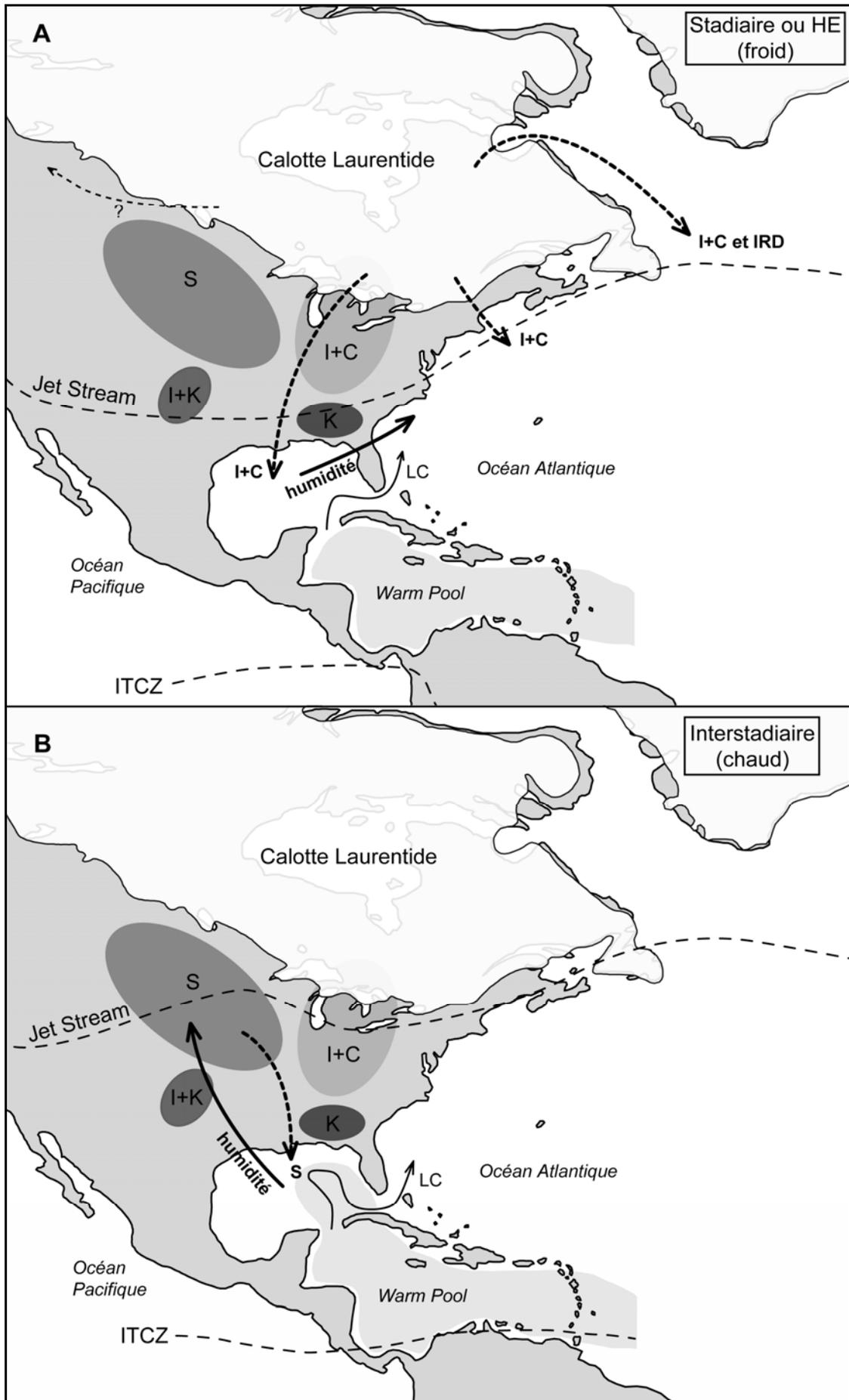
secteur du Labrador, cf. Chap.3) que les marges nord-est et atlantique de la calotte Laurentide et évoluent de concert avec celles-ci. Elles se déstabiliseraient donc lors des périodes froides du MIS 3, apportant eau de fonte et sédiments détritiques riche en illite et en chlorite au sein du Golfe du Mexique (Fig.7.12 et 7.13). La réduction des apports détritiques en provenance de l'ouest du BV du Mississippi, lors des périodes froides du MIS 3, n'induit pas obligatoirement une absence de fonte de la marge sud-ouest de la calotte Laurentide : la faible extension de la calotte à cette époque a pu permettre aux eaux de fonte issues de cette région de s'écouler (en totalité ou en partie) vers l'Océan Arctique par le nord-ouest comme lors de la dernière déglaciation vers 12,9 ka BP (flèche discontinue fine in Fig.7.13).

Lors des interstadias, le dépôt de SR au sein du Bassin d'Orca indique que les apports détritiques proviennent essentiellement de l'ouest du bassin versant du Mississippi. Ceux-ci sont associés (à l'exception des SR15, 14, 3 et 2) à des apports en provenance du sud des Etats-Unis, comme l'indiquent les évolutions des teneurs en kaolinite. L'augmentation de la taille moyenne des particules (augmentation des silts cohésifs) et les plus faibles teneurs en CaCO<sub>3</sub> des SR comparé aux dépôts caractéristiques des périodes froides (stade ou événement de Heinrich) suggèrent plutôt un détritisme important (cf. §.7.3) qui n'est cependant pas lié à des débâcles d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide (comme l'indiquent les fortes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$ ).

Zic *et al.* (2002) et Benson *et al.* (2003) ont montré que les enregistrements sédimentaires des lacs de la région de Grand Bassin (ouest des Etats-Unis) sont très bien corrélés avec les oscillations de DO. Les stades sont associés à des conditions froides et sèches au niveau de ces lacs alors que les interstades correspondent à des conditions chaudes et humides. L'alternance entre ces phases froide/sèche et chaude/humide serait directement lié aux mouvements du Jet Stream (cf. Chap.3). Durant les stades (Fig.7.13A), le Jet Stream se situe en position latitudinale basse, au sud des 35°N, permettant ainsi aux masses d'air froid et sec provenant de la calotte Laurentide de se répartir sur l'ensemble des Etats-Unis.

---

**Figure 7.13** (page suivante) : Cartes illustrant les variations des apports détritiques du Mississippi (flèches discontinues épaisses arrivant au sein du Golfe du Mexique) et de l'itinéraire probable des masses d'air tropical provenant du Golfe du Mexique (flèches épaisses) en fonction des conditions climatiques lors des oscillations de Dansgaard-Oeschger. Les aires blanches représentent les extensions des calottes Laurentide et du Groenland vers 32-35,5 ka BP (Dyke, 2004). L'intensité du Loop Current (LC), l'extension de la Warm Pool et la position de l'ITCZ proviennent des études de Nürnberg *et al.* (2008). Les flèches grasses discontinues arrivant au sein de l'Océan Atlantique reflètent les apports détritiques identifiés par des études précédentes (Bond et Lotti, 1995 ; Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999 ; Çağatay *et al.*, 2002).



Parallèlement, l'humidité issue de l'évaporation des eaux du Golfe du Mexique est transportée vers l'Océan Atlantique, sous l'influence du Jet Stream. Cette humidité transite au dessus de la Floride où les conditions sont alors chaudes et humides (Grimm *et al.*, 2006 ; Fig.7.13). Inversement, lors des interstades (Fig.7.13B), le Jet Stream remonte vers le nord (entre 35° et 43°N) et permet l'entrée sur le centre du continent nord-américain des masses d'air tropical chaud et humide en provenance du Golfe du Mexique. L'augmentation des précipitations, associée à cette remontée des masses d'air tropical, aurait notamment favorisé la formation de paléosols dans les loëss de la vallée moyenne du Mississippi (Wang *et al.*, 2003). Ce transfert d'humidité vers le centre du continent nord-américain pourrait, de plus, être accentué par une intensification du Loop Current durant les interstades (Nürnberg *et al.*, 2008), en phase avec la remontée vers le nord de l'ITCZ (Intertropical Convergence Zone ; Peterson *et al.*, 2000 ; Fig.7.13B). Le Loop Current, en pénétrant plus au nord, aurait permis un transfert des caractéristiques hydrologiques des masses d'eau des Caraïbes aux eaux de surface du nord-est du Golfe du Mexique (Nürnberg *et al.*, 2008). L'évaporation des eaux de surface du Golfe du Mexique aurait été ainsi favorisée par accroissement des SST (Sea Surface Temperatures), augmentant le transfert d'humidité vers le continent. Knox (2000) a démontré que l'intensité des crues du Mississippi augmente considérablement lorsque les masses d'air chaud et humide provenant du Golfe du Mexique arrivent jusqu'au nord de son bassin versant. L'augmentation des précipitations au nord du bassin versant du Mississippi lors des interstades auraient ainsi pu créer d'importantes paléo-crues ayant un fort pouvoir érosif, apportant de grandes quantités de sédiments riches en smectite au sein du Golfe du Mexique. Les eaux de pluies actuelles du Golfe du Mexique sont caractérisées par des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de l'ordre de -3,5‰ (Bowen et Revenaugh, 2003), bien plus faibles que celles des eaux de fonte issues de la calotte Laurentide comprises entre -15‰ (Yapp et Epstein, 1977) et -30‰ (Dansgaard et Tauber, 1969). Les paléo-crues du Mississippi, lors des interstades chauds, auraient donc eu un impact moindre sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  du Bassin d'Orca que les arrivées d'eaux de fonte lors des stades froids.

## 7.5. Conclusions

Les variations de la granulométrie, de la composition minéralogique de la fraction argileuse et des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  des dépôts du Bassin d'Orca ont permis de définir des

régimes sédimentaires différents depuis 68 ka BP. L'abondance relative de la smectite par rapport à l'ensemble illite et chlorite est utilisée afin de déterminer la source détritique principale à l'aide des cartes de distribution des provinces minéralogiques du bassin versant du Mississippi (Chap.6 ; Sionneau *et al.*, 2008).

Pendant le stade isotopique 3 (~55-21 ka), à une époque où la calotte Laurentide est peu développée, l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca est caractérisé par une alternance entre des dépôts très fins riches en illite et en chlorite et des dépôts légèrement plus grossiers riches en smectite (les SR : « Smectite-Rich event »). Les SR sont en opposition de phase avec les arrivées d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique (Hill *et al.*, 2006). L'alternance entre les SR et les dépôts riches en illite et chlorite est synchrone avec les oscillations de Dansgaard-Oeschger enregistrées dans les glaces du Groenland. Durant les périodes froides (stades ou évènements de Heinrich), d'importantes arrivées d'eau de fonte, transportant des sédiments détritiques riches en illite et en chlorite, se déversent dans le Golfe du Mexique. La composition minéralogique de ces apports terrigènes suggère que ces écoulements proviennent de la fonte des lobes glaciaires de la région des Grands Lacs. Ce démantèlement de la marge sud-est de la calotte Laurentide est cohérent avec le démantèlement concomitant des marges atlantique et nord-est (Bond et Lotti, 1995 ; Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999 ; Çağatay *et al.*, 2002) car ces marges appartiennent au même secteur glaciaire (le secteur du Labrador). Lors des périodes chaudes (interstades), les sédiments qui se déposent au sein du Bassin d'Orca sont riches en smectite indiquant une provenance depuis le nord-ouest du bassin versant du Mississippi. Néanmoins les courbes de  $\delta^{18}\text{O}$  indiquent que ces apports détritiques ne sont pas associés à des arrivées d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide. Les arrivées smectitiques lors du MIS 3 dans le Bassin d'Orca seraient le résultat d'importantes paléo-crues du Mississippi. En effet, la remontée du Jet Stream vers le nord aurait permis la pénétration, jusqu'au nord-ouest du bassin versant du Mississippi, des masses d'air tropical chaud et humide en provenance du Golfe du Mexique (Benson *et al.*, 2003). L'augmentation des précipitations aurait provoqué de grandes paléo-crues, au pouvoir érosif important, qui auraient transporté des sédiments depuis la province du nord-ouest du BV du Mississippi, riche en smectite, jusqu'au Bassin d'Orca.

Lors de la dernière déglaciation (21-12,9 ka), alors que la calotte Laurentide est beaucoup plus développée, la sédimentation terrigène au sein du Bassin d'Orca est toujours caractérisée par une alternance entre des SR et des dépôts fins riches en illite et en chlorite. Cependant, contrairement à la précédente période, le dépôt de SR est, cette fois-ci, synchrone

avec les arrivées massives d'eau de fonte (MWF et Meltwater spike) au sein du Golfe du Mexique comme l'indique le rapport isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques (Aharon, 2003 ; Flower *et al.*, 2004). Les caractéristiques sédimentaires des SR indiquent que les apports détritiques associées à ces arrivées d'eau de fonte proviennent essentiellement du nord-ouest du bassin versant du Mississippi. Cette observation est en accord avec l'évolution de la calotte Laurentide déterminée par les enregistrements continentaux (Dyke, 2004) et les modélisations numériques (Tarasov et Peltier, 2006). Une seule des arrivées d'eau de fonte de la dernière déglaciation (MWF-1e, ~17 ka BP) n'est pas caractérisée par un SR dans les dépôts du Bassin d'Orca. Les apports terrigènes associés à cet événement sont au contraire riches en illite et en chlorite et proviennent donc de la région des Grands Lacs. Le MWF-1e a donc une origine et un fonctionnement similaires aux événements enregistrés lors des stades froids du MIS 3 et correspondrait donc à la déstabilisation de la marge est de la calotte Laurentide, identifiée en Atlantique Nord comme étant l'évènement de Heinrich 1.

Après 12,9 ka BP, la sédimentation du Bassin d'Orca change drastiquement avec une chute importante de la contribution terrigène. Cette diminution des apports détritiques est d'abord liée au changement d'écoulement des débordements du Lac Agassiz qui abandonnent l'exutoire sud et le Mississippi vers 12,9 ka, pour se déverser par le nord-ouest vers l'Océan Arctique (Fisher, 2003 ; Teller *et al.*, 2005). Dans un deuxième temps, la hausse du niveau marin (Simms *et al.*, 2007) augmente la distance relative entre le Bassin d'Orca et les zones sources du matériel terrigène, réduisant alors la quantité de matériel terrigène transporté jusqu'au bassin.

On peut identifier sur l'enregistrement sédimentaire Holocène, une évolution générale de la kaolinite qui semble contrôlée par l'insolation. Une telle relation suggère l'influence, à court terme, du transfert d'humidité et des précipitations sur les apports terrigènes des grands fleuves du sud-ouest des Etats-Unis (Rio Grande, Brazos...). De plus à cette tendance générale, s'ajoutent, à très court terme, des hausses épisodiques des teneurs en kaolinite qui indiqueraient des apports détritiques associées à des paléo-crues (Brown *et al.*, 1999 ; LoDico *et al.*, 2006) de fleuves drainant le sud-ouest des Etats-Unis.

En conclusion, l'étude combinée de la granulométrie et de la minéralogie des argiles des sédiments terrigènes déposés dans le Bassin d'Orca a ainsi permis :

- (1) de définir, pour la première fois, les fluctuations de la dynamique érosive au sein du bassin versant du Mississippi au cours du MIS 3, en relation avec les variations climatiques de hautes latitudes (DO, événements de Heinrich) ;

- (2) de contraindre la connexion entre le système atmosphérique (Jet Stream, ITCZ) et les conditions hydrologiques du nord du Golfe du Mexique ( $\delta^{18}\text{O}$ ) *via* le transfert hydrique (régime des précipitations) sur le continent nord-américain, et de proposer, à l'aide des études effectuées à divers endroits au sud des Etats-Unis (Zic *et al.*, 2002 ; Benson *et al.*, 2003 ; Wang *et al.*, 2003 ; Grimm *et al.*, 2006), des itinéraires possibles pour les masses d'air tropical chaud et humide, en provenance du Golfe du Mexique, lors des périodes chaudes des oscillations de Dansgaard-Oeschger ;
- (3) d'établir le lien entre les fluctuations de la marge sud de la calotte Laurentide et l'enregistrement des variations hydrologiques dans le Golfe du Mexique au cours de la dernière déglaciation (MWF et Meltwater spike) en confrontant les zones d'apports détritiques définies grâce à la minéralogie avec les reconstitutions de l'extension de la calotte glaciaire et les calculs de flux d'eau de fonte issus de la modélisation ;
- (4) et de proposer une connexion entre les paléo-crues du Mississippi et le transfert d'humidité depuis le Golfe du Mexique vers le sud des Etats-Unis, grâce aux caractéristiques minéralogiques de ces paléo-crues dans les sédiments du Bassin d'Orca.

Après avoir étudié la sédimentation du Bassin d'Orca, principalement contrôlée par les apports terrigènes en provenance du Mississippi, il serait intéressant d'étudier la sédimentation d'un bassin sous l'influence principale des fleuves du sud-ouest des Etats-Unis, comme le Bassin 4 (Chap.2). Cela nous permettrait d'avoir une vision globale de la relation entre les variations paléoclimatiques globales (H, DO, cycle glaciaire/interglaciaire...) ou locales (transfert d'humidité, fonte de glaciers...) et la dynamique des principaux fleuves se déversant au niveau de la marge nord du Golfe du Mexique (Mississippi, Rio Grande, Brazos, Trinity...).



---

## **CHAPITRE 8.**

### **Paléocéanographie et enregistrement sédimentaire du Bassin 4 (Bassin d'Humphrey)**

---



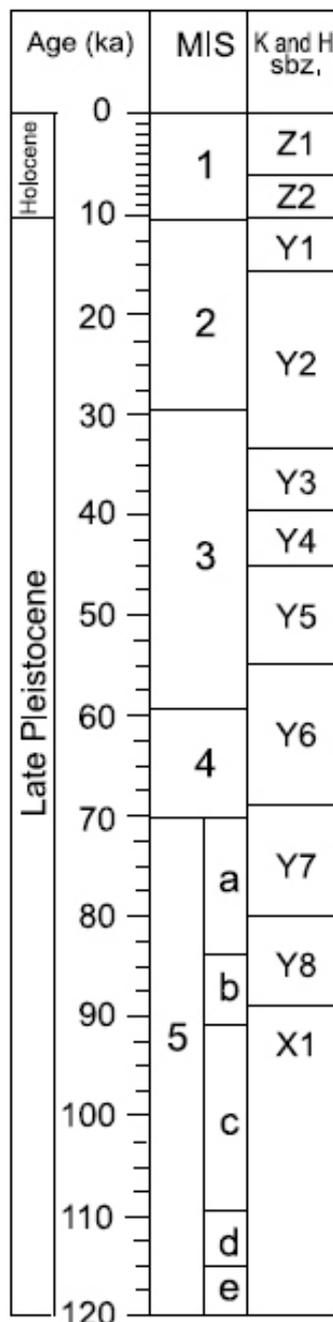
## PALEOCEANOGRAPHIE ET ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU BASSIN 4 (BASSIN D'HUMPHREY)

### 8.1. Introduction

L'hydrologie des eaux de surface du Golfe du Mexique a une influence importante sur les propriétés physiques du Gulf Stream (température et salinité), courant géostrophique qui apporte chaleur et humidité depuis les basses latitudes jusqu'aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord. Son évolution au cours des derniers cycles climatiques a donc surtout été étudiée : (1) en se focalisant sur les apports d'eau douce et/ou de fonte, par le Mississippi, au nord et au nord-est du Golfe du Mexique (e.g. Emiliani *et al.*, 1975 ; Joyce *et al.*, 1990, 1993 ; Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2006 ; LoDico *et al.*, 2006) ; et (2) en mettant l'accent sur les relations avec l'intensité du Loop Current au nord-est du Golfe du Mexique (Nürnberg *et al.*, 2008 ; Ziegler *et al.*, 2008). La paléocéanographie du nord-ouest du Golfe du Mexique est en revanche beaucoup moins connue et les rares enregistrements sont soit parcellaires (Mallarino *et al.*, 2006) soit de faible résolution (Tripsanas *et al.*, 2007). Une étude jumelée des variations du  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminifères planctoniques et de la composition minéralogique de la fraction argileuse terrigène au sein d'un mini-bassin de la marge nord-ouest du Golfe du Mexique, similaire à celle réalisée au sein du Bassin d'Orca (cf. Chap.7), permettra de connaître l'influence respective des apports des principaux grands fleuves des Etats-Unis (Mississippi, Rio Grande, Brazos...) sur la paléo-hydrologie de cette région.

Cette étude a été réalisée au sein du Bassin 4, mini-bassin terminal du « Brazos-Trinity slope system » au nord-ouest du Golfe du Mexique (cf. Chap.2). Ce bassin a fait l'objet de nombreuses études qui se sont principalement intéressées à l'architecture stratigraphique de ses dépôts (Winker, 1996 ; Beaubouef et Friedman, 2000 ; Badalini *et al.*, 2000 ; Beaubouef *et al.*, 2003) et son remplissage sédimentaire est bien connu. A l'aide d'études sismiques et lithologiques, Mallarino *et al.* (2006) ont subdivisé le remplissage sédimentaire de ce bassin en 6 grandes unités (cf. Chap.2), déposées sous contrôle eustatique dominant, au cours du dernier cycle climatique. Ils ont également établi, pour la première fois, un cadre

chronostratigraphique de ces dépôts, en se basant sur les biozones de foraminifères planctoniques, définies par Kennett et Huddleston (1972) et Kennett *et al.* (1985 ; Fig.8.1). Ils ont enfin produit les premiers enregistrements à basse résolution des variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques sur plusieurs carottes prélevées au sein du bassin (MD03-2642, 2637 et 2633 ; cf. Chap. 4). Le Bassin 4 offre donc un bon cadre, par sa proximité avec les fleuves du sud-ouest des Etats-Unis et par les informations chronologiques et sédimentaires obtenues lors de précédents travaux, pour l'étude approfondie des isotopes stables de l'oxygène et de la composition minéralogique de la fraction argileuse terrigène.



**Figure 8.1 :** Charte chronostratigraphique du Pléistocène supérieur et de l'Holocène pour le nord du Golfe du Mexique (d'après Mallarino *et al.*, 2006). Les âges donnés sont des âges  $^{14}\text{C}$  ka. MIS = marine isotope stages ; K and H sbz. = biozones de foraminifères planctoniques définies par Kennett et Huddleston (1972) and Kennett *et al.* (1985).

Les sédiments de la carotte MD03-2641, prélevée dans la partie distale du Bassin 4 (cf. Chap.4), ont ainsi été analysés (comptage de grains détritiques non biogène, piquage des foraminifères, isotopie de l'oxygène, minéralogie des argiles par DRX) afin :

- (1) de vérifier le découpage des différentes unités sédimentaires effectué visuellement lors de la description de la carotte (cf. Chap.4),
- (2) d'établir la stratigraphie isotopique à haute résolution du Bassin 4,
- (3) de déterminer la provenance des apports détritiques en relation avec la paléocéanographie locale,
- (4) et de préciser les hypothèses émises lors de l'étude du Bassin d'Orca en comparant les données acquises dans les deux bassins.

## 8.2. Résultats

Un total de 386 échantillons a été tamisé à 250  $\mu\text{m}$  afin d'effectuer un piquage des foraminifères planctoniques *G. ruber* et un comptage des particules détritiques non biogènes. Compte tenu de la faible abondance des foraminifères, seuls 272 échantillons ont été préparés avec succès pour les mesures du  $\delta^{18}\text{O}$ . En l'absence, jusqu'à présent, de datation, aucun modèle d'âge n'a été construit pour la carotte MD03-2641, les résultats sont présentés en fonction de la profondeur des sédiments par rapport au sommet de la carotte. Les données de la carotte MD03-2641 sont comparées avec ceux obtenus par Mallarino *et al.* (2006) sur le même bassin et par Ziegler *et al.* (2008) sur le nord-est du Golfe du Mexique, afin de permettre de corrélérer les différents événements sédimentaires et isotopiques enregistrés.

### 8.2.1. Grains détritiques non biogènes, abondance de *G. ruber*, réflectance ( $L^*$ ) et limites des unités sédimentaires de la carotte MD03-2641

Au sein de chaque échantillon, le nombre de grains détritiques non biogènes a été pondéré par le poids sec total de l'échantillon considéré. Deux niveaux sédimentaires de la carotte MD03-2641 sont très riches en grains détritiques non biogènes (5,7-9,9 m et 13,6-16,5 m) avec des valeurs supérieures à 10 grains/g pour les particules  $>250 \mu\text{m}$  et à 5 grains/g pour les particules  $>315 \mu\text{m}$  (Fig.8.2). Ils correspondent respectivement aux unités sédimentaires 2 et 4 décrites précédemment (Chap.2 et 4). On peut noter également cinq pics d'augmentation

ponctuelle de ces grains détritiques vers 23,6 ; 28 ; 32,5 ; 36,4 et 38,6 m. Les teneurs en grains détritiques sont très faibles sur le reste de la carotte.

Pour effectuer les analyses des isotopes stable de l'oxygène, 48 tests de *G. ruber* (24 blancs, 24 roses) par échantillon sont recommandés lorsque le contenu fossilifère le permet. Il s'est avéré, que dans de nombreux échantillons, les tests de foraminifères étaient très rares, voire absents. La figure 8.2 présente une courbe illustrant le résultat du piquage des tests de *G. ruber* et donne ainsi une idée de l'abondance des foraminifères planctoniques dans les sédiments de la carotte MD03-2641. Les *G. ruber* sont très abondants entre 0-5 m (U1) ; 15,4-26 m (U5) et 30,5-31,9 m (au sein de U6). En dehors de ces intervalles, les *G. ruber* sont relativement peu abondant voire quasiment absent entre 10 et 13,5 m.

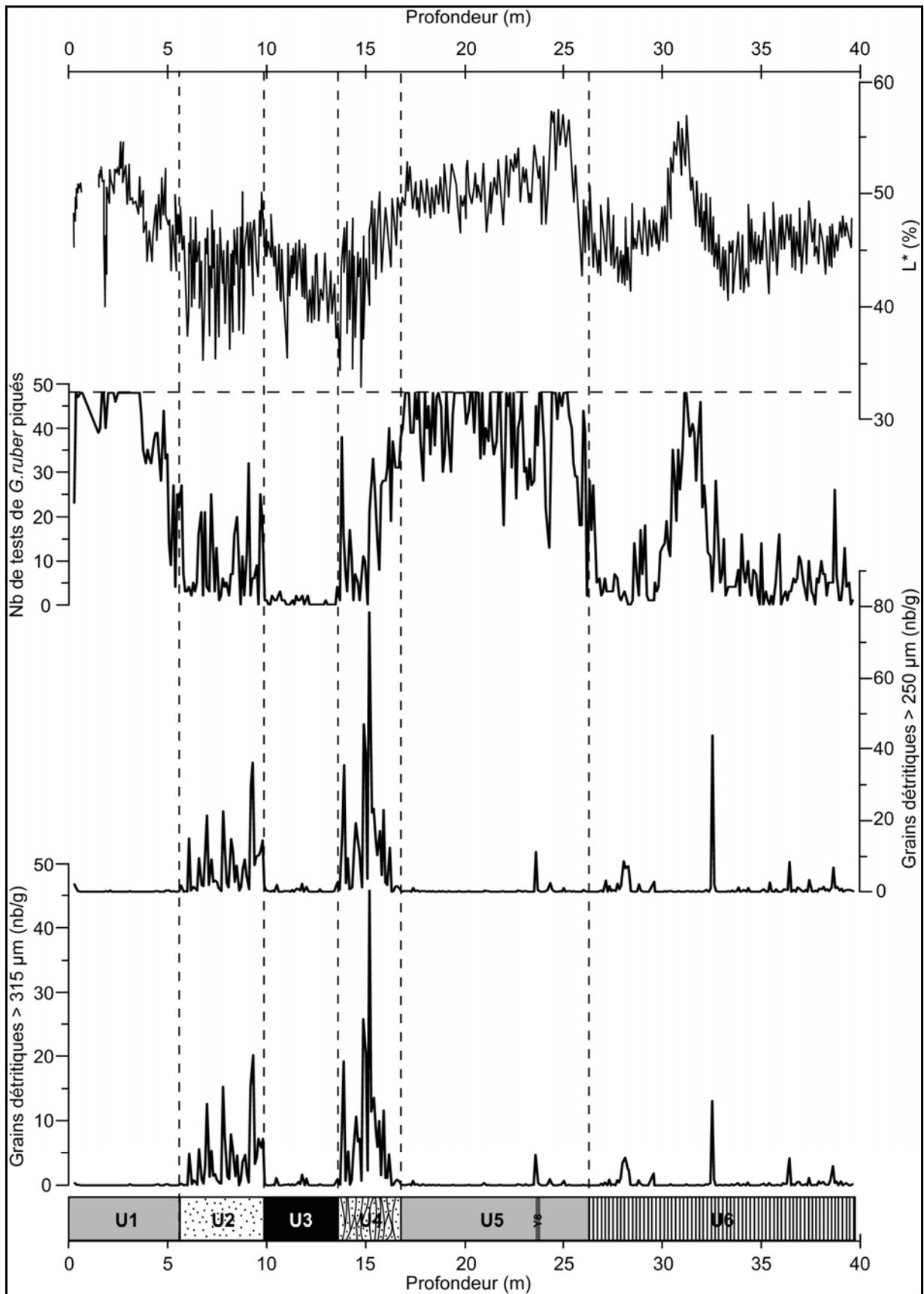
Les mesures de réflectance ( $L^*$ ) ont été réalisées à bord du *Marion Dufresne* (cf. Chap.4). La réflectance montre globalement les mêmes variations que la courbe du nombre de tests de *G. ruber* piqués. Elle a les valeurs les plus élevées (couleur plus claire du sédiment) lorsque les tests de foraminifères planctoniques sont importants dans les sédiments. Elle constitue donc un excellent paramètre sédimentaire reflétant la contribution biogène dans les sédiments de la carotte MD03-2641 en accord avec les observations faites sur d'autres carottes sédimentaires marines (Balsam *et al.*, 1999).

Si l'on compare ces différents paramètres avec le découpage en unités sédimentaires qui a été réalisé visuellement lors de la description de la carotte (cf. Chap.4), on s'aperçoit que les grandes évolutions de tendance se font globalement aux limites entre les différentes unités sédimentaires.

L'unité 6, qui constitue la base de la carotte, est constituée de boues grises intercalées de petites passées sableuses. Les petites variations des courbes d'abondance des grains détritiques reflètent ces petits lits sableux et les quatre pics plus importants correspondent à des turbidites sableuses que l'on peut identifier visuellement sur la carotte MD03-2641. L'unité 6 a des teneurs en foraminifères très faibles à l'exception de l'intervalle compris entre 30,5 et 31,9 m, qui comprend par ailleurs peu de turbidites sableuses comme l'indiquent les courbes de teneurs en grains détritiques grossiers. Les sédiments de cet intervalle sont

---

**Figure 8.2** (page suivante) : Teneurs en grains détritiques non biogènes (en nb/g), nombre de *G. ruber* piqués donnant une indication sur l'abondance en foraminifères (en nb ; maximum = 48) et valeurs du  $L^*$  (en %) des sédiments de la carotte MD03-2641. Le découpage en unités sédimentaires (U1 : Unité 1, etc) fait lors de la description de la carotte (Chap.4) est représenté en utilisant les figurés proposés par Mallarino *et al.* (2006). Les lignes discontinues verticales indiquent les limites entre les unités sédimentaires sur les différents enregistrements. Y8 = niveau de cendre daté de 84 ka BP (Drexler *et al.*, 1980 ; Ledbetter, 1984).



considérés dans l'étude menée par Mallarino *et al.* (2006) comme étant de nature hémipélagique.

L'unité 5 est caractérisée par de très fortes teneurs en foraminifère, des valeurs élevées du L\* et contient peu de grains détritiques grossiers non biogènes. Ces observations sont en accord avec la définition donnée à cette unité sédimentaire par Mallarino *et al.* (2006) qui lui donnent une origine hémipélagique. Un niveau de cendre (Y8) a été identifié vers 23,65 m (cf. Chap.4) et coïncide avec la seule augmentation importante de grains détritiques sur l'ensemble de l'unité sédimentaire. Issu de l'éruption de « Los Chocoyos » au Guatemala et daté de 84 ka BP (Drexler *et al.*, 1980 ; Ledbetter, 1984), il constitue un excellent marqueur stratigraphique pour notre enregistrement sédimentaire.

L'unité 4 correspond parfaitement avec l'intervalle très riche en grains détritiques non biogènes le plus ancien. L'abondance de *G. ruber* et les valeurs du L\* chutent au cours de cet intervalle sédimentaire et semblent indiquer une diminution importante de la contribution biogène à la sédimentation du bassin. Mallarino *et al.* (2006) définissent l'unité 4 comme une alternance de turbidites sableuses et de boues hémipélagiques, ce qui est confirmé par les paramètres sédimentaires.

L'unité 3 est caractérisée par une absence quasi-totale de *G. ruber* dans ses sédiments (36 tests piqués pour 430 g de sédiments sec analysés sur l'ensemble de l'intervalle sédimentaire). On y trouve également peu de grains détritiques grossiers et les valeurs du L\* sont les plus faibles de l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire. L'unité 3 est en effet composée de boues très sombres. Du fait de son pauvre contenu en foraminifère planctonique, Mallarino *et al.* (2006) interprètent cette unité comme issue de la re-sédimentation de dépôts de prodelta.

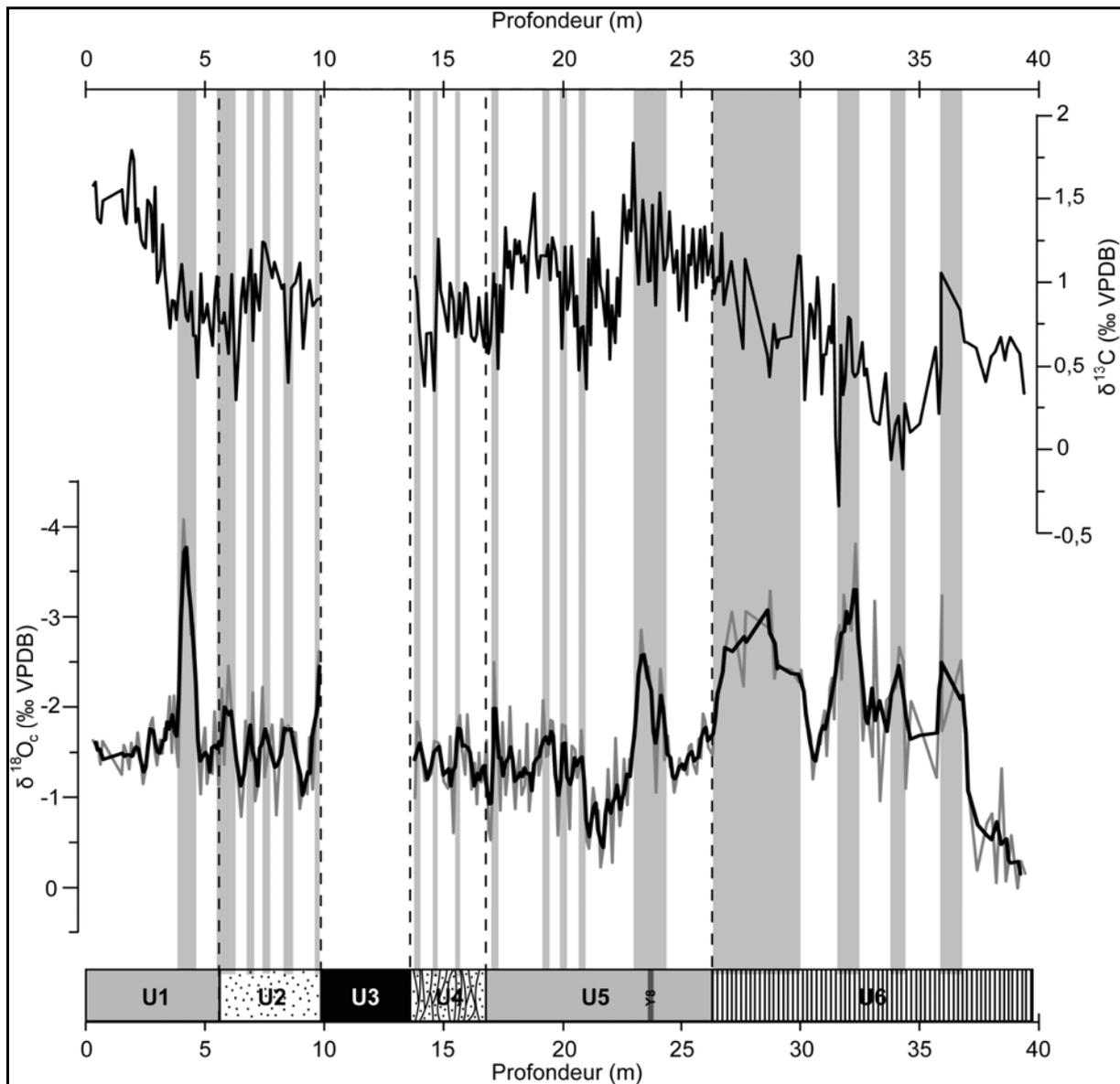
Le deuxième intervalle riche en particules détritiques grossières correspond très bien avec l'unité 2 qui à l'instar de l'unité 4 est constitué de turbidites sableuses qui s'intercalent avec des boues hémipélagiques comprenant un nombre moyen de foraminifères planctoniques. Les valeurs du L\* sont du même ordre de grandeur que celles de l'unité 4.

L'unité 1, composée d'argiles homogènes (cf. Chap.4) est caractérisée par une absence de particules détritiques grossières et par une abondance en foraminifères planctoniques. Les valeurs du L\* augmentent fortement indiquant que les sédiments de l'unité 1 sont plus clairs. La contribution biogène à la sédimentation de U1 semble plus importante que dans les unités 2 à 4.

Les paramètres sédimentaires confirment donc le découpage des différentes unités sédimentaires proposées par Mallarino *et al.*, 2006.

8.2.2. Stratigraphie isotopique du Bassin 4 et implications paléocéanographiques

Le  $\delta^{13}\text{C}$  fluctue entre -0,34 et 1,83‰ (Fig.8.3). On remarque que le  $\delta^{13}\text{C}$  est faible sur l'unité 6, avec une tendance à l'augmentation progressive. Il est ensuite plutôt élevé sur l'ensemble de l'unité 5, hormis de courts intervalles plus légers isotopiquement. Les unités 4 et 2 présentent plutôt des valeurs moyennes faibles du  $\delta^{13}\text{C}$ , bien que très instables tandis que l'unité 1 est caractérisée par de fortes valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  comparable à celles de l'unité 5.



**Figure 8.3** : Enregistrements du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}$  déterminés à partir de tests de *G. ruber* (rose, 250-315  $\mu\text{m}$ ) de la carotte MD03-2641. La courbe noire pour l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  représente une moyenne mobile sur 3 échantillons. Les principales excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  ont été illustrées par les bandes grises.

Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré sur des tests du foraminifère planctonique *G. ruber* (rose) varient de 0 à -4,1‰ (Fig.8.3). L'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$ , bien qu'interrompu au niveau de l'unité sédimentaire 3 du fait de l'absence de foraminifères planctoniques, montre sept excursions négatives de grandes ampleurs, avec des diminutions moyennes de l'ordre de -1,6‰ (36,8-35,9 ; ~34,1 ; 32,2-31,6 ; 29,9-26,8 ; 24,5-23,3 ; ~9,8 et 4,7-4 m). On peut également identifier de nombreuses fluctuations de moins grande amplitude du  $\delta^{18}\text{O}$  entre 20,8 m et le sommet de l'unité 4, ainsi qu'entre les deux grandes excursions négatives qui se trouvent dans la partie supérieure de l'enregistrement sédimentaire (entre 9,8 et 4,7 m).

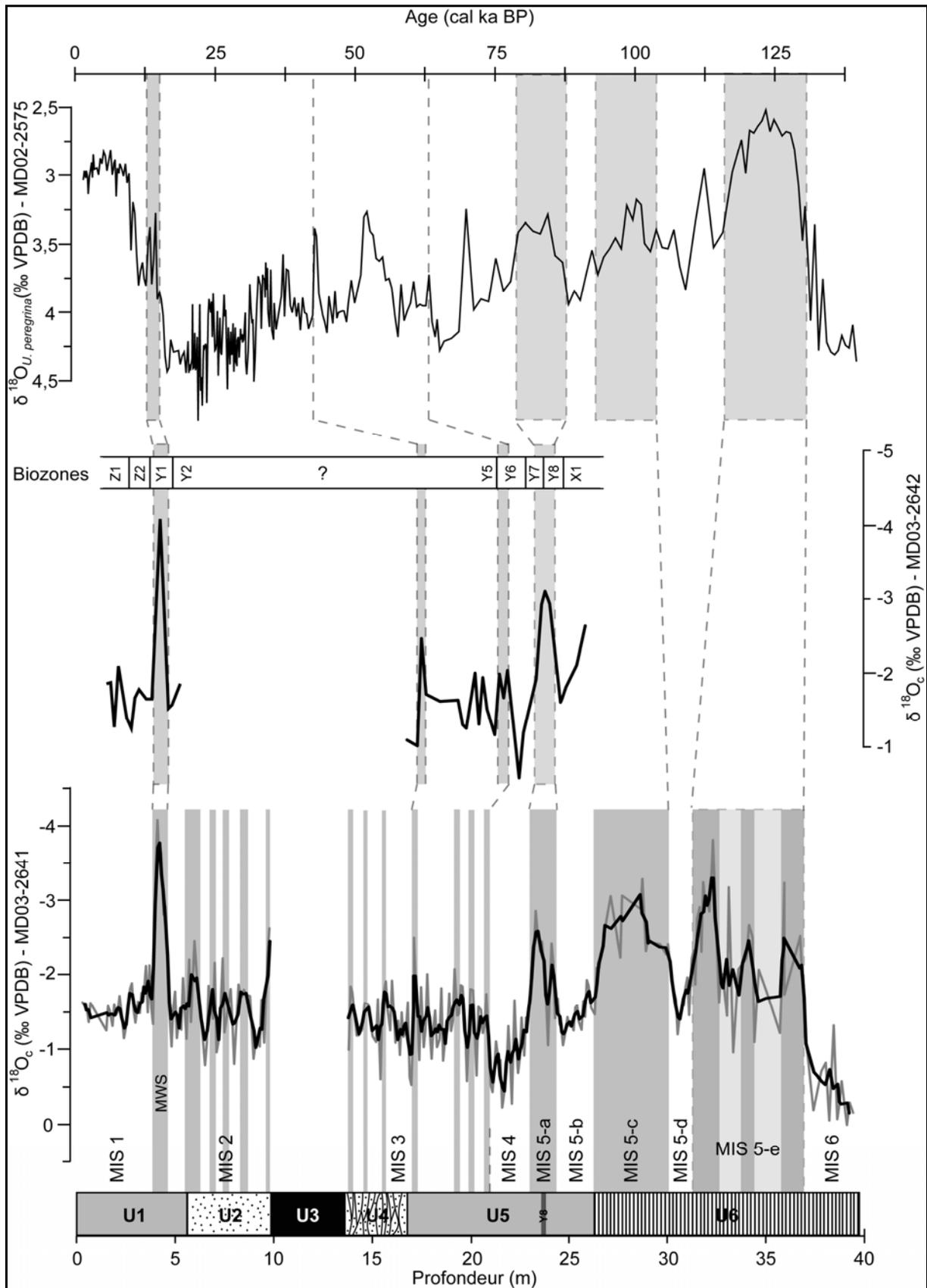
L'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  réalisé sur la carotte MD03-2641 du Bassin 4 montre les mêmes variations que les enregistrements isotopiques obtenus par Mallarino *et al.* (2006) sur d'autres carottes du même bassin (*i.e.* la carotte MD03-2642) et par Ziegler *et al.* (2008) au nord-est du Golfe du Mexique (MD02-2575 ; Fig.8.4). On peut ainsi, par comparaison avec les résultats de ces autres travaux, établir un cadre chronologique à l'étude de la carotte MD03-2641.

La première excursion négative importante du  $\delta^{18}\text{O}$  (en partant de la base de la carotte MD03-2641), identifiée sur l'enregistrement sédimentaire vers 36,8 m et caractérisée par une diminution des valeurs du rapport isotopique l'ordre de -2,5‰, semble marquer la transition entre des conditions glaciaires et des conditions interglaciaires. Compte tenu des repères stratigraphique et de la position du niveau de cendre Y8, cette transition est vraisemblablement contemporaine de l'importante diminution des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  associées à la Terminaison II entre la période glaciaire du MIS 6 et l'Eémien (MIS 5-e ; Shackleton, 1969).

L'Eémien correspondrait alors à l'intervalle sédimentaire allant de 36,8 à 31,6 m dans la carotte MD03-2641. L'augmentation brutale du  $\delta^{18}\text{O}$ , vers 31,6 m, suggère l'existence de conditions plus froides permettant le stockage de glace sur les continents et pourrait marquer le stade MIS-5d (Kukla *et al.*, 2002). Le maximum du refroidissement enregistré lors du MIS-5d aurait eu lieu vers 110 ka et serait enregistré dans la carotte MD03-2641 par des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  de -1,2‰ vers 30,5 m de profondeur. Les modélisations numériques et les études de

---

**Figure 8.4** (page suivante) : Proposition de corrélations entre les enregistrements du  $\delta^{18}\text{O}$  des carottes MD03-2641 (cette étude) et MD03-2642 (Mallarino *et al.*, 2006) du Bassin 4 et celui réalisé par Ziegler *et al.* (2008) sur des foraminifères benthiques (*U. peregrina*) du nord du Golfe du Mexique (MD02-2575). La chronologie de la carotte MD02-2575 a été déterminée grâce à 9 dates  $^{14}\text{C}$  et par comparaison avec une courbe isotopique de référence (LR04 ; Lisiecki et Raymo, 2005). Pour l'âge des limites entre les biozones, il faut se référer à la figure 8.1. MWS = « Meltwater spike ».



terrains tendent à démontrer que la calotte Laurentide serait apparue au nord du continent américain au cours du MIS-5d (cf. Chap.3), ce qui pourrait expliquer en partie la hausse du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux du Golfe du Mexique enregistrée dans les sédiments déposés à cette époque.

La seconde excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface du Bassin 4, identifiée entre 29,9 et 27 m de profondeur au sein de la carotte MD03-2641, semble correspondre au stade MIS-5c. Les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  varient de -1,2 à -2,4‰. Il est peu probable que des eaux de fonte en provenance de la calotte Laurentide puissent expliquer, même partiellement, cette diminution du rapport isotopique. La calotte Laurentide était, à cette époque, peu développée et située trop au nord pour pouvoir être drainée par le Mississippi (cf. Chap.3). La fonte de glaciers des Montagnes Rocheuses, drainés par les fleuves du sud-ouest des Etats-Unis, ont néanmoins pu contribuer à la diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface du nord-ouest du Golfe du Mexique. Il faut cependant noter que la contribution de ces glaciers reste modeste et d'ampleur régionale en raison des faibles volumes d'eau concernés. En effet, l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminifères planctoniques au nord-est du Golfe du Mexique (carotte MD02-2575) ne montre pas d'excursion négative au moment du MIS-5c (Ziegler *et al.*, 2008) contrairement au Bassin 4. La fin du MIS 5-c correspond, dans le Bassin 4, à la limite entre les unités sédimentaires 6 et 5.

Les sédiments de la base de l'unité 5 sont caractérisés par des valeurs élevées de  $\delta^{18}\text{O}$ , signalant un épisode plus froid avec le stockage d'oxygène léger ( $^{16}\text{O}$ ) dans des glaciers et/ou des calottes continentales. L'étude biostratigraphique, menée sur la carotte MD03-2642 (Mallarino *et al.*, 2006), associée à cet intervalle sédimentaire, caractérisé par des valeurs élevées du  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.8.4), la limite entre les biozones X1 et Y8, daté d'environ 90 ka (Fig.8.1). La base de l'unité 5 correspondrait alors au MIS 5-b, période froide centrée autour de 90 ka BP.

La forte excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  qui se produit vers 24,5 m de profondeur dans la carotte MD03-2641, correspond avec certitude avec celle enregistrée à la base de la carotte MD03-2642 (Fig.8.4 ; Mallarino *et al.*, 2006) car elles coïncident toutes les deux avec le dépôt d'un niveau de cendre (Y8) daté de 84 ka BP (Drexler *et al.*, 1980 ; Ledbetter, 1984). Ces fortes diminutions du  $\delta^{18}\text{O}$  marquent donc la période plus chaude du MIS 5-a. Pour les mêmes raisons que lors du MIS 5-c, il est peu probable que l'excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux du Golfe du Mexique, lors du MIS 5-a, résulte d'apports d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide, mais correspond plus vraisemblablement à la diminution du volume global de glace continentale associée aux apports d'eau de fonte de glaciers des Montagnes Rocheuses.

L'augmentation rapide du  $\delta^{18}\text{O}$  dans les tests de foraminifères planctoniques vers 23,3 m, soit au début de la biozone Y7 (~80 ka) - d'après la corrélation faite avec la carotte MD03-2641 (Fig.8.4) - marque le début d'un refroidissement du climat qui a permis le développement de calottes continentales et provoqué l'appauvrissement des eaux de surface du Golfe du Mexique en isotope léger de l'oxygène. Ce refroidissement caractérisé par des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  comparable à celles observées au MIS 6, correspond au MIS 4, période au cours de laquelle la calotte Laurentide se développe considérablement jusqu'à avoir une extension proche de celle qu'elle aura au LGM (cf. Chap.3). Le stade isotopique 4 se terminerait vers 21 m dans la carotte MD03-2641, comme le suggère la diminution des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  des *G. ruber*. Cette hypothèse est confortée par les données biostratigraphiques qui placent la fin de la biozone Y6 (~60 ka ; Mallarino *et al.*, 2006) à cette profondeur.

Dans la seconde partie de l'unité 5, au dessus de 21 mètres, les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  diminuent, suggérant la fin du stade 4 et l'entrée dans le stade 3. Les oscillations du  $\delta^{18}\text{O}$  autour d'une moyenne jusqu'au sommet de l'unité 4 sont cohérentes avec ce schéma. En effet, entre 60 et ~35,5 ka BP (Dyke *et al.*, 2002 ; cf. Chap.3), la calotte Laurentide connaît une importante phase de retrait accompagnée par la libération d'énormes volumes d'eau de fonte exportés pour partie vers le Golfe du Mexique *via* le Mississippi. Ces arrivées d'eau de fonte ont pu causer les excursions négatives enregistrées au cours du MIS 3 au sein du Bassin 4, à l'instar de ce qui s'est produit dans le Bassin d'Orca (Hill *et al.*, 2006).

L'absence de foraminifères planctoniques et donc de données isotopiques pour l'ensemble de l'unité 3 ne permet pas de situer avec précision la transition entre le MIS 3 et le MIS 2. D'après les observations sédimentologiques de Mallarino *et al.* (2006), l'unité 3, qui est constituée d'argiles homogènes sombres, résulterait du remaniement de dépôts prodeltaïques, lors de la chute brutale du niveau marin à la limite entre le MIS 3 et le MIS 2 (Lambeck et Chappell, 2001 ; Lambeck *et al.*, 2002). L'unité 2, riche en turbidites sableuses, se serait, quant à elle, mise en place lors du bas niveau marin du MIS 2. La forte augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  (de -2,6 à -1‰), au début de l'unité 2, n'a pu, jusqu'à présent, être reliée à aucun évènement connu dans le Golfe du Mexique. Cette importante hausse du  $\delta^{18}\text{O}$  pourrait être associée à la chute brutale du niveau marin entre le MIS 3 et le MIS 2, confirmant alors la chronologie des unités sédimentaires 3 et 2 proposée par Mallarino *et al.* (2006). Le  $\delta^{18}\text{O}$  présente quatre excursions négatives mineures dans les dépôts de l'unité 2 vers 8,3 ; 7,5 ; 6,9 et 6 m, que l'on peut interpréter comme le résultat d'apports d'eau de fonte de la marge sud de la calotte Laurentide et/ou des glaciers des Montagnes Rocheuses.

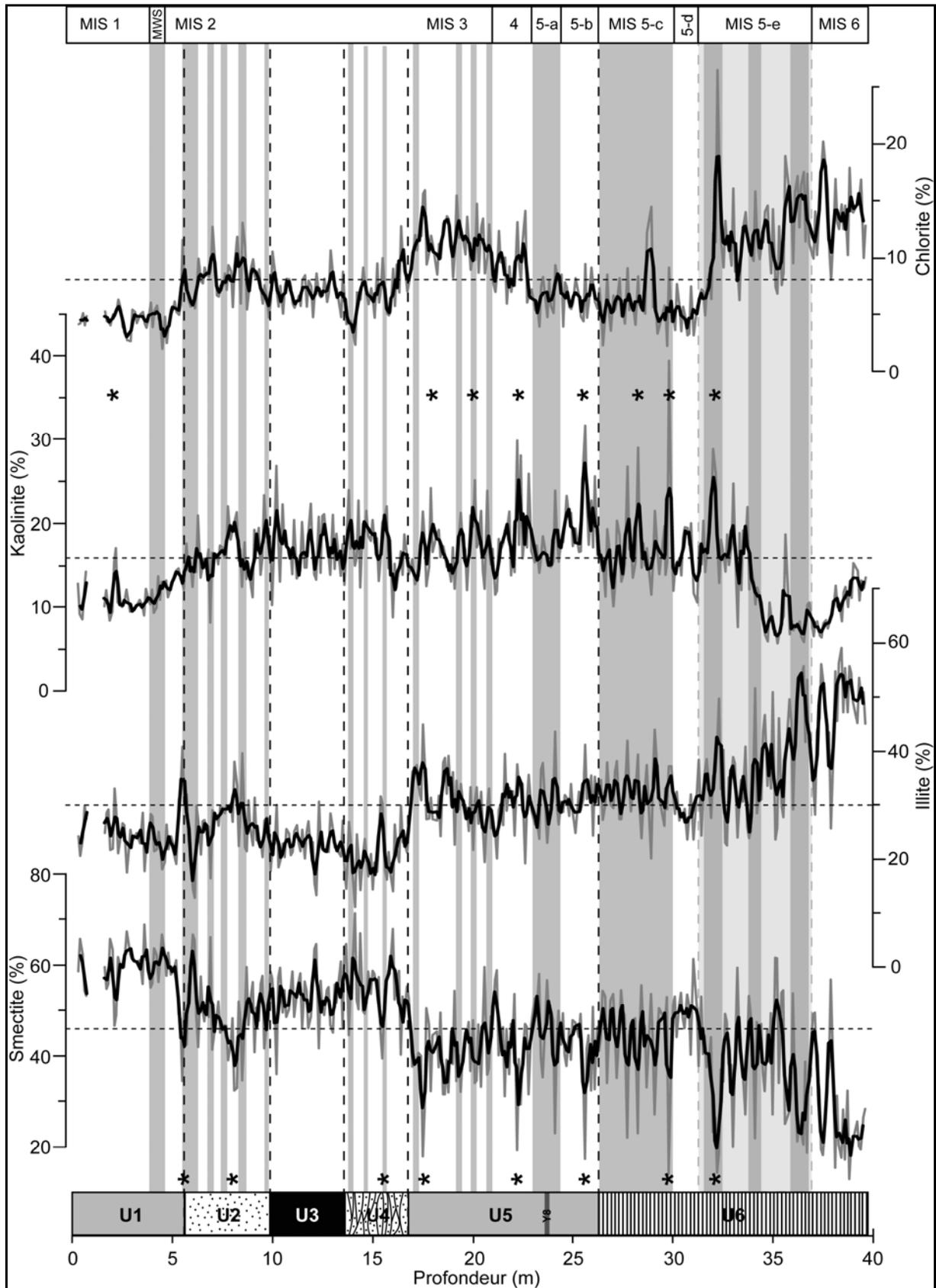
La limite entre les unités 2 et 1 semble correspondre à la transition MIS 2 - MIS 1. Elle est notamment caractérisée par une forte excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  dans les sédiments de la carotte MD03-2641, entre 4,7 et 4 m de profondeur, pendant la biozone Y1 (soit entre 16 et 12,5 ka). Cette excursion est interprétée comme le résultat d'apports d'eau de fonte lors du « meltwater spike » (MWS), défini dans les dépôts du Bassin d'Orca (Kennett et Shackleton, 1975 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Flower et Kennett, 1990 ; Flower *et al.*, 2004) et dans les sédiments du nord-est du Golfe du Mexique (Emiliani *et al.*, 1975, 1978 ; Ziegler *et al.*, 2008 ; Fig.8.4). L'amplitude du MWS est plus faible dans le Bassin 4 ( $\Delta \delta^{18}\text{O} \approx -2,6\text{‰}$ ) que dans le Bassin d'Orca ( $\Delta \delta^{18}\text{O} \approx -3,5\text{‰}$ ). Cette différence pourrait refléter un éloignement plus important du Bassin 4 vis-à-vis du Mississippi. Après cet événement isotopique (MWS), les sédiments du Bassin 4 sont caractérisés par des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  relativement stables ( $\sim -1,5\text{‰}$ ).

#### 8.2.3. Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments du Bassin 4

La fraction argileuse des sédiments du Bassin 4 est globalement constituée de 46% de smectite, 30% d'illite, 16% de kaolinite et 8% de chlorite, soit des valeurs très proches de celles trouvées pour les dépôts du Bassin d'Orca (41%, 36%, 11% et 12% respectivement). Les teneurs des différents minéraux argileux montrent de grandes variations auxquelles s'ajoutent des oscillations à plus haute fréquence tout au long de l'enregistrement sédimentaires. Certaines des modifications qui affectent les espèces argileuses dominantes (smectite et illite) se produisent aux limites des unités sédimentaires (Fig.8.5).

La smectite représente de 13 à 71% de la fraction argileuse. Ses teneurs évoluent globalement par paliers depuis la base jusqu'au sommet de la carotte MD03-2641, avec des phases d'augmentations rapide suivies d'une stabilisation de ses valeurs. Les trois principales phases d'augmentation s'observent : (1) vers 38 m ; (2) à la limite entre l'unité 5 et l'unité 4 ; et (3) au cœur de l'unité 2 vers 8 m. La smectite diminue parfois de façon très importante (valeurs <20%) sur quelques cm pendant les unités 6 et 5 (vers 32,2 ; 29,8 ; 25,6 ; 22,2 et 17,5 m) et dans une moindre mesure (<40%) dans les unités 4 à 2 (vers 15,5 ; 8,1 et 5,5 m).

L'illite a des teneurs qui varient entre 11 et 59%. Elle n'est supérieure à 50% que dans les sédiments de la base de la carotte (jusqu'à la limite entre le MIS 5e et le MIS 5d), lorsque les teneurs en smectite sont minimales. Après le MIS 5e, les teneurs en illite sont stables autour de 30% jusqu'à la limite entre les unités 5 et 4 où elles chutent brutalement de 37 à



**Figure 8.5 :** Variations des teneurs des différents minéraux argileux des sédiments du Bassin 4. Les courbes grises représentent les données, les courbes noires sont des moyennes mobiles sur 3 échantillons. Les bandes grises indiquent les excursions négatives du  $\delta^{18}O$  (Fig.8.4) et les étoiles, certains niveaux abordés dans le texte.

17%. Les sédiments ont ensuite des proportions d'illite relativement faibles jusqu'au sommet de la carotte, à l'exception de deux intervalles plus riches en illite (>30%) pendant U2 (vers 8,1 m) et à la limite entre l'unité 2 et l'unité 1.

La kaolinite constitue de 8 à 39% de la fraction argileuse totale. Les sédiments possèdent des teneurs très faibles en kaolinite sur la partie la plus profonde de l'unité 6. Celles-ci augmentent fortement vers 34,5 m en passant de 7 à 20%. Elles fluctuent ensuite autour d'une valeur moyenne relativement constante, d'environ 17%, jusqu'à la limite entre l'unité 2 et l'unité 1. On peut néanmoins observer quelques intervalles sédimentaires riches en kaolinite notamment au sein de l'unité 6 (vers 32 ; 30 et 29 m) et de l'unité 5 (vers 25,6 ; 22,2 ; 20,1 et 17,9 m). La kaolinite diminue dans les sédiments de l'unité 1 jusqu'à des teneurs de l'ordre de 10%, à l'exception d'un niveau riche (~17%) vers 2,2 m de profondeur.

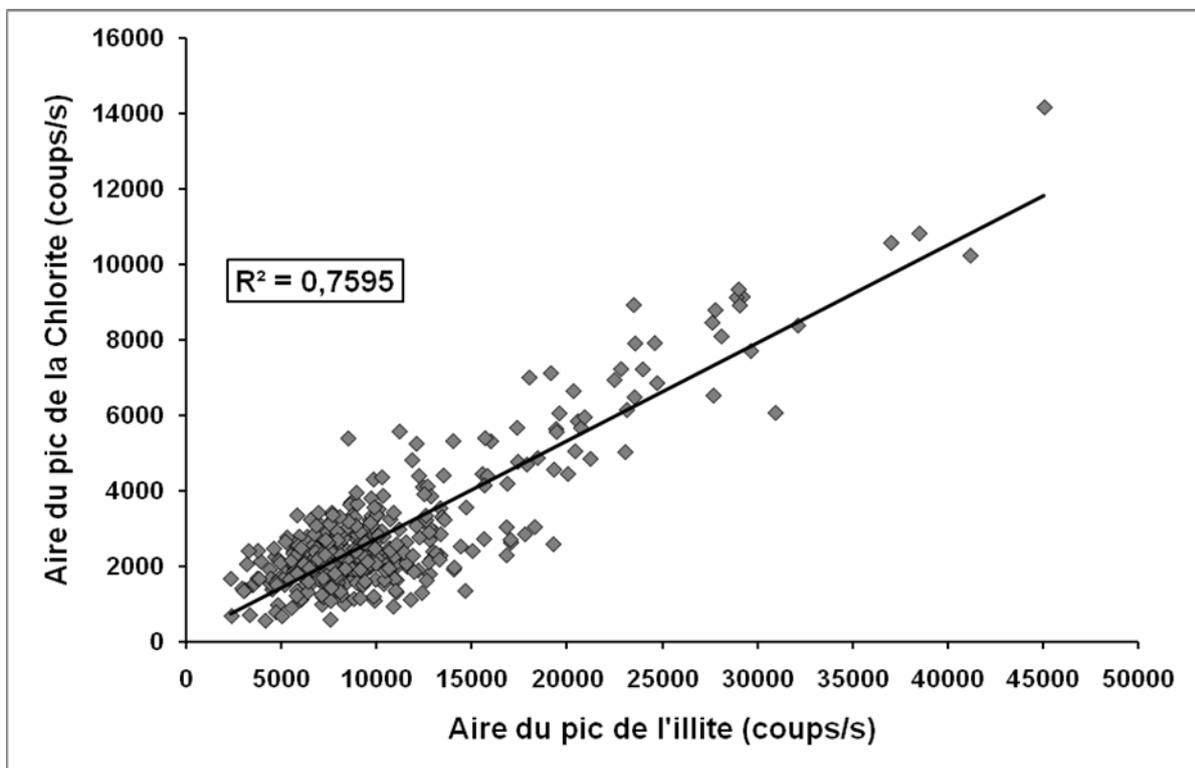
La chlorite varie de 2 à 27% dans les sédiments du Bassin 4. Les teneurs en chlorite sont maximales au niveau de la base de l'unité 6 (MIS 6 et MIS 5e). Elles diminuent brutalement (de 27 à 3%) entre 32,2 et 30,7 m de profondeur (transition entre le MIS 5e et le MIS 5d). Les teneurs en chlorite sont faibles du MIS 5e au MIS 5a, puis sont de nouveau importantes jusqu'au sommet de l'unité 5. Les sédiments des unités 4 à 1 sont relativement pauvres en chlorite à l'exception d'un bref intervalle au cœur de l'unité 2 (vers 8,1 m).

On a donc par unité sédimentaire, depuis la base jusqu'au sommet de la carotte :

- (1) Unité 6 : la base de cette unité (jusqu'à ~34 m) est riche en illite et en chlorite puis de grands changements de composition minéralogique se produisent. La smectite et la kaolinite augmentent au détriment de l'illite et de la chlorite dans la partie supérieure de l'unité 6.
- (2) Unité 5 : cette unité est caractérisée par une diminution très progressive des teneurs en smectite au bénéfice essentiellement de la chlorite qui évolue de façon contraire. On peut noter également au sein de cette unité sédimentaire l'existence de 4 intervalles riches en kaolinite (vers 25,6 ; 22,2 ; 20,1 et 17,9 m).
- (3) Unité 4 : la base de cette unité est caractérisée par l'augmentation importante de la smectite et par les diminutions simultanées de l'illite et de la chlorite.
- (4) Unité 3 : elle possède une signature minéralogique semblable à l'unité 4 et montre peu de variations de composition de la fraction argileuse. La smectite est dans cette unité le minéral majoritaire avec des valeurs supérieures à 50%. Un intervalle très riche en smectite (>60%) se situe vers 12,1 m et semble constituer le seul élément particulier de l'unité 3.

- (5) Unité 2 : l'illite et la chlorite y augmentent dans un premier temps jusque vers 8 m puis chutent de nouveau. La smectite subit une évolution contraire à l'illite et la chlorite. La limite entre l'unité 2 et l'unité 1 est caractérisée par un intervalle sédimentaire très riche en illite et en chlorite.
- (6) Unité 1 : Les sédiments de cette unité sont très riches en smectite et montrent peu de variations de la composition de leur fraction argileuse.

Contrairement à l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca, l'illite et la chlorite ne covarient pas de manière systématique, ce qui pourrait indiquer une origine différente pour ces deux minéraux argileux. La comparaison des aires de leurs pics sur les diffractogrammes de l'ensemble de la carotte (Fig.8.6) montre que les deux minéraux ont un coefficient de corrélation assez bon ( $R^2 = 0,76$  ; 373 échantillons) mais inférieur à celui calculé pour les sédiments du Bassin d'Orca. Même si l'illite et la chlorite qui se déposent dans le Bassin 4 ont une source détritique principale commune (i.e. la région des Grands Lacs et l'est du Bassin versant du Mississippi ; Chap.6), il est néanmoins probable que l'illite ait été également apporté dans cette région du Golfe du Mexique par les fleuves drainant le sud-ouest des Etats-Unis (Chap.6 ; Sionneau *et al.*, 2008).

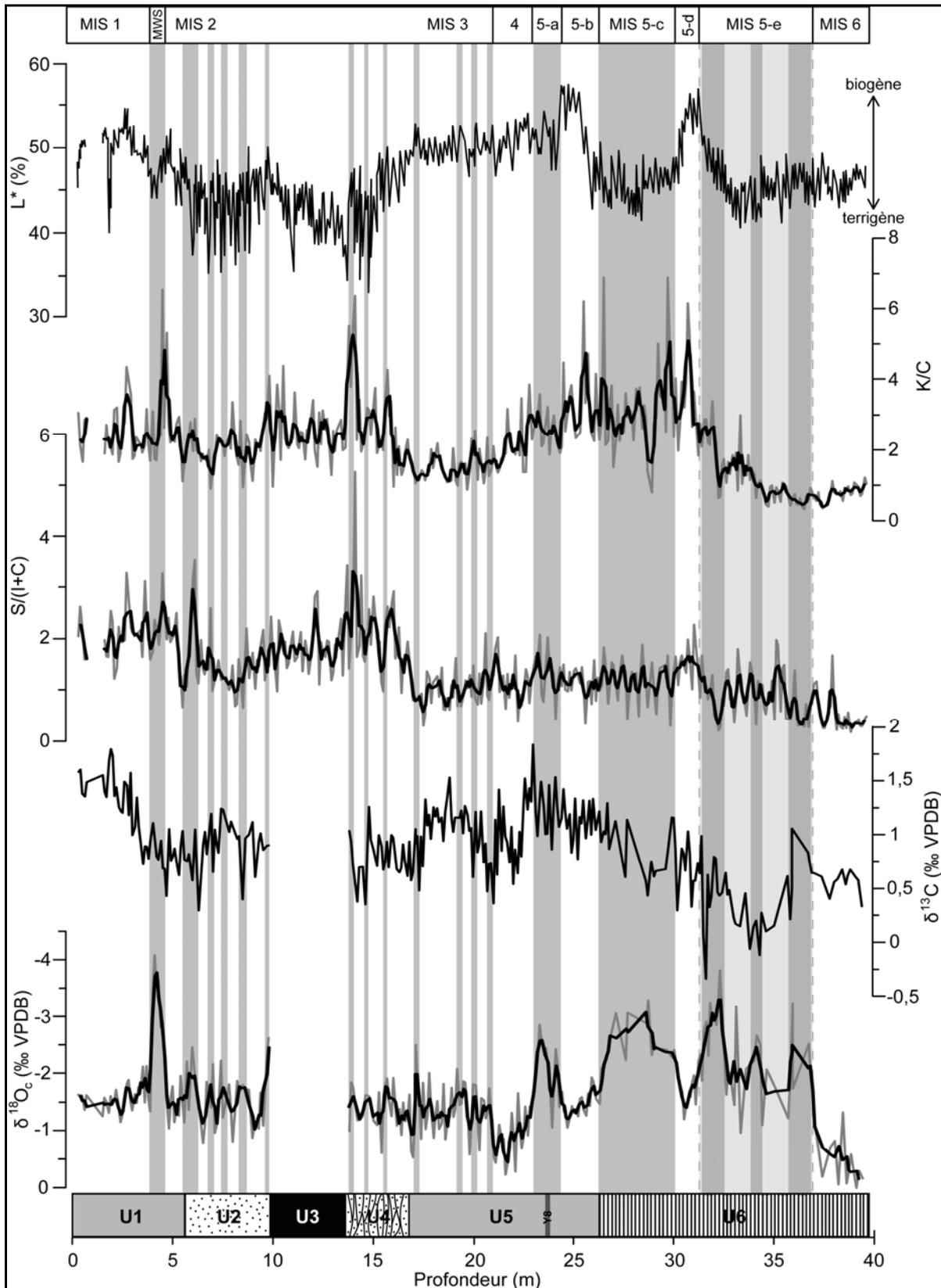


**Figure 8.6** : Corrélation entre l'aires des pics de l'illite et de la chlorite sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD03-2641.

### 8.3. Relations entre la paléocéanographie du nord-ouest du Golfe du Mexique et les apports terrigènes au sein du Bassin 4.

L'étude couplée des conditions hydrologiques des eaux de surface au niveau d'un mini-bassin de la marge continentale du Texas et de la Louisiane, et de son enregistrement sédimentaire, permet de préciser la provenance principale des apports détritiques en relation avec les variations paléo-environnementales (fonte de la marge sud de la calotte Laurentide, changements de direction de propagation des masses d'air tropical...) et ainsi de comprendre l'évolution, au cours du dernier cycle climatique, de la dynamique et du transfert sédimentaire des principaux fleuves débouchant sur le nord du Golfe du Mexique (cf. Chap.7). Une telle étude pour le Bassin 4 nécessite la comparaison des enregistrements de plusieurs paramètres sédimentaires (Fig.8.7) :

- (1) L'évolution du  $\delta^{18}\text{O}$  déterminé sur des tests de *G. ruber* permet de tracer les arrivées d'eau de fonte au sein du nord-ouest du Golfe du Mexique provenant de la fonte de la marge sud de la calotte Laurentide *via* le Mississippi ou/et de glaciers des Montagnes Rocheuses *via* les fleuves du sud-ouest des Etats-Unis (Rio Grande, Brazos...). Les rapports isotopiques permettent également de proposer un cadre stratigraphique pour la carotte MD03-2641 (cf. §.8.2.2).
- (2) Le  $\delta^{13}\text{C}$  des eaux de surface du Golfe du Mexique est contrôlé par les apports d'eau fluviale (essentiellement du Mississippi) et par la production primaire. Les eaux du Mississippi sont très pauvres en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$  actuel = -11 à -5‰ ; Tan, 1989) alors que la production primaire enrichit les eaux de surface du Golfe du Mexique en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C} \approx 2\text{‰}$ ) du fait du fractionnement isotopique des organismes composant le phytoplancton lors de la photosynthèse.
- (3) D'après les cartes de distribution des principaux minéraux argileux sur le continent nord-américain à l'est des Montagnes Rocheuses (cf. Chap.6) : le rapport S/(I+C) permet de déterminer l'origine principale des apports détritiques transportés depuis le nord du bassin versant du Mississippi. Une augmentation du rapport S/(I+C) indique que les apports terrigènes proviennent principalement du nord-ouest du BV du Mississippi (= BV du Missouri) riche en smectite, alors qu'une diminution de ce même rapport indique au contraire des sédiments plus riche en illite et en chlorite, caractérisant l'est du BV du Mississippi et la région des Grands Lacs.



**Figure 8.7 :** Comparaison du  $\delta^{18}O$ , du  $\delta^{13}C$ , des rapports de minéraux argileux  $S/(I+C)$  et  $K/C$ , et de la réflectance ( $L^*$ ) des sédiments du Bassin 4 (MD03-2641). Les positions des différentes unités sédimentaires (U), des stades isotopiques marins (MIS) et du « meltwater spike » (MWS) ont été représentés. Les barres grises indiquent des arrivées d'eau de fonte au sein du nord-ouest du Golfe du Mexique.

- (4) Les cartes de distributions des minéraux argileux (cf. Chap.6) indiquent aussi que la kaolinite est caractéristique des régions situées au sud des Etats-Unis alors que la chlorite est plutôt un minéral caractéristique des sols et des roches du nord. Le rapport des minéraux argileux K/C permet donc d'évaluer l'importance relative des apports détritiques provenant du sud, apportés dans la zone d'étude par les fleuves du sud-ouest du continent nord-américain, et des apports détritiques provenant du nord, apportés par le Mississippi.
- (5) L'enregistrement de la réflectance ( $L^*$ ) montre de très bonnes corrélations avec l'abondance de *G. ruber* dans les sédiments de la carotte MD03-2641 (cf. §.8.2.1). La couleur du sédiment dépend de nombreux facteurs (proportions des particules détritiques par rapport aux particules calcaires, présence de MO...). Dans la carotte MD02-2641,  $L^*$  reflète surtout la contribution biogène à la sédimentation du bassin. Les valeurs du  $L^*$  élevées caractérisent des sédiments clairs riches en foraminifères planctoniques, tandis que les valeurs faibles du  $L^*$  se rencontrent dans les niveaux sédimentaires sombres et pauvres en foraminifères. Une augmentation du  $L^*$  approxime donc une contribution biogène à la sédimentation plus importante alors qu'une diminution du  $L^*$  représente une sédimentation davantage terrigène.

Afin de faciliter la lecture, les diverses interprétations effectuées à partir de la comparaison des études isotopiques et sédimentaires du Bassin 4 sont présentées pour chaque période climatique précise (MIS).

### 8.3.1. La transition MIS 6-MIS 5-e (~130 ka BP)

La Terminaison II entre la période glaciaire du MIS 6 et le dernier interglaciaire (l'Eémien, MIS 5-e) vers 130 ka est enregistrée dans les sédiments du Bassin 4 par une forte diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  ( $\Delta \delta^{18}\text{O} \approx -2,5\text{‰}$ ; Fig.8.4), marquant la fonte de la calotte glaciaire installée sur le continent nord-américain au cours du MIS 6. Ces données suggèrent que la calotte aurait totalement fondue au cours du MIS 5-e en réponse au forçage climatique orbital de manière similaire avec la Terminaison I (~20-11 ka; cf. Chap.3). Lors de cette transition, l'augmentation de la teneur en IRD (Ice Rafted Debris) dans les sédiments de l'Atlantique Nord (l'évènement de Heinrich H11; McManus *et al.*, 1994; Chapman et Shackleton, 1999; Shackleton *et al.*, 2002), témoigne d'arrivées importantes d'eau de fonte et d'icebergs en

provenance du continent nord-américain. Il semble également probable que des écoulements d'eau de fonte, en provenance de la marge sud de la calotte Laurentide, soient arrivés au sein du Golfe du Mexique à cette époque, lors de la phase précoce de la déglaciation, sous forme de « meltwater pulses » similaires à ceux observés lors de la Terminaison I (cf. Chap.7), favorisant la diminution brutale des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface.

Les sédiments qui se déposent dans le Bassin 4, à la fin du MIS 6 et au début du MIS 5-e, sont très riches en illite (~50%) et en chlorite (~15% ; Fig.8.5) et au contraire très pauvres en smectite (les valeurs minimales de smectite sont associées au stade 6, elles augmentent au début du stade 5) comme l'indique le très faible ratio S/(I+C) (Fig.8.7). Les apports détritiques, à cette époque, semble donc provenir principalement des provinces minéralogiques des Grands Lacs et de l'est du bassin versant du Mississippi, caractérisées par leur richesse en illite et chlorite (Sionneau *et al.*, 2008). On peut néanmoins noter une augmentation du rapport S/(I+C), à la transition entre le MIS 6 et le MIS 5-e, qui reflète l'augmentation sensible des apports en smectite (35-40%). L'augmentation de l'apport de sédiments riches en smectite peut être reliée aux arrivées massives d'eau de fonte depuis la calotte glaciaire (Fig.8.7). Un tel schéma s'apparente aux processus précédemment décrits dans les sédiments du Bassin d'Orca, lors de la dernière déglaciation (cf. Chap.7). Par analogie avec les mécanismes décrits lors de la dernière déglaciation, on peut supposer que les principales arrivées d'eau de fonte, lors de la Terminaison II (passage MIS 6-MIS 5-e), proviendraient de la marge sud-ouest de la calotte Laurentide. Cependant, ces arrivées d'eau de fonte semblent induire uniquement un changement de la principale zone source des apports sédimentaires, sans que l'on observe une augmentation du détritisme au niveau du Bassin 4. En effet, le nombre de grains détritiques grossiers n'augmente pas (Fig.9.2) et les valeurs constantes de la réflectance à la transition MIS 6/5 (Fig.9.7), ne traduisent pas de modifications des contributions respectives des fractions terrigènes et carbonatées.

### 8.3.2. Le MIS 5 (~130-80 ka BP)

Le MIS 5 se décompose en 5 grandes périodes : 3 périodes chaudes caractérisées par des faibles valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (les MIS 5-e, 5-c et 5a) et 2 périodes plus froides (les MIS 5-d et 5-b) au cours desquelles le  $\delta^{18}\text{O}$  augmente (cf. §.8.2.2). Les périodes correspondant au MIS 5-d et MIS 5-b (phases froides) sont caractérisées par une réflectance plus élevée (couleur plus claire) associée à une abondance de *G. ruber* (Fig.8.2) ainsi que de *G. menardii* et *G. tumida* (Isguder, pers. com.), suggérant une productivité carbonatée plus intense (ou une

dilution moindre des particules biogéniques par le matériel terrigène). Les intervalles chauds du MIS 5 (Eémien – MIS 5-e ; MIS 5-c et MIS 5-a) sont, au contraire, marqués par la réduction de l'abondance des espèces de foraminifères et une couleur plus sombre des sédiments. Ce résultat est surprenant, car les périodes plus chaudes sont généralement associées à une augmentation de la productivité primaire tandis que les phases froides sont caractérisées par une contribution terrigène dominante.

Durant les intervalles chauds du MIS 5, la sédimentation du Bassin 4 semble donc dominée par les apports terrigènes avec une contribution biogène réduite. Les faibles valeurs du rapport K/C semble indiquer une faible contribution des provinces terrigènes méridionales riches en kaolinite et une prédominance des apports du Mississippi. Le rapport S/(I+C) montre des variations à hautes fréquences mais d'amplitudes faibles et suggère peu de modifications majeures des sources terrigènes. Néanmoins, l'observation détaillée des variations des différentes espèces argileuses (Fig.8.5) indique, au contraire, que les contributions respectives des différentes sources continentales ont été variables aux cours du stade 5. Les apports terrigènes, qui se déposent au sein du Bassin 4, proviennent, vraisemblablement, alternativement de l'est ou de l'ouest du bassin versant du Mississippi. De telles modifications des sources terrigènes, en contexte climatique caractérisé par une calotte glaciaire réduite, suggèrent alors l'importance de la répartition des précipitations (sur le continent nord-américain) qui contrôlent la contribution des différentes provinces argileuses du bassin versant du Mississippi.

La diminution brutale du  $\delta^{18}\text{O}$ , observée pendant le MIS 5-c, pourrait s'expliquer par un apport d'eau de fonte en provenance des glaciers des Montagnes Rocheuses (§.8.2.2) comme l'indique l'enrichissement en kaolinite, minéral argileux caractéristiques de la région du sud-ouest des Etats-Unis, au détriment de la chlorite dans les sédiments du Bassin 4 (Fig.8.7).

Les périodes froides du MIS 5-d et MIS 5-b sont aisément identifiables dans les sédiments du Bassin 4, grâce aux augmentations brutales du  $\delta^{18}\text{O}$  des *G. ruber* et du L\*. La sédimentation du Bassin 4 est essentiellement biogène lors des phases froides du MIS 5 avec un apport terrigène réduit peut être dû à une augmentation de l'aridité sur le continent nord-américain durant ces périodes. Les sédiments terrigènes sont très pauvres en chlorite et, dans une moindre mesure, en illite. Les teneurs en kaolinite sont au contraire assez importantes, reflétant une contribution significative de la province sud-ouest des Etats-Unis.

### 8.3.3. Le MIS 4 et le début du MIS 3 (~80-40 ka BP)

Même si le MIS 4 et la transition entre celui-ci et le MIS 3 sont bien visibles sur les enregistrements des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, ces modifications climatiques ne semblent pas affecter la sédimentation du Bassin 4. En effet, les principaux minéraux argileux présentent peu de variation comme en témoignent les rapports K/C et S/(I+C). La nature des sédiments ne changeant pas de manière significative, Mallarino *et al.* (2006) regroupent ces intervalles (MIS 4 et début du MIS 3) au sein de la même unité sédimentaire (l'unité 5). Tout au long de cette période, les sédiments sont caractérisés par une réflectance élevée (Fig.8.7) dénotant une contribution terrigène plutôt faible.

La fraction argileuse s'enrichit ensuite progressivement en illite et en chlorite au détriment de la kaolinite jusqu'à la fin de l'U5 qui comprend le MIS 4 et le début du MIS 3. Les apports détritiques en provenance du bassin versant du Mississippi prennent donc de plus en plus d'importance par rapport aux apports détritiques délivrés par les fleuves du sud-ouest des Etats-Unis. Ce schéma semble cohérent avec le développement de la calotte Laurentide, depuis le début du MIS 4, qui atteint une extension maximale vers 60 ka BP (cf. Chap.3). La marge sud de la calotte Laurentide, en atteignant le nord du bassin versant du Mississippi, est donc désormais drainée par ce dernier. Il en résulte que les apports terrigènes, transportés par le Mississippi, deviennent de plus en plus importants, au fur et à mesure de l'avancée de la calotte Laurentide, et que leur contribution à la sédimentation du nord-ouest du Golfe du Mexique augmente sensiblement.

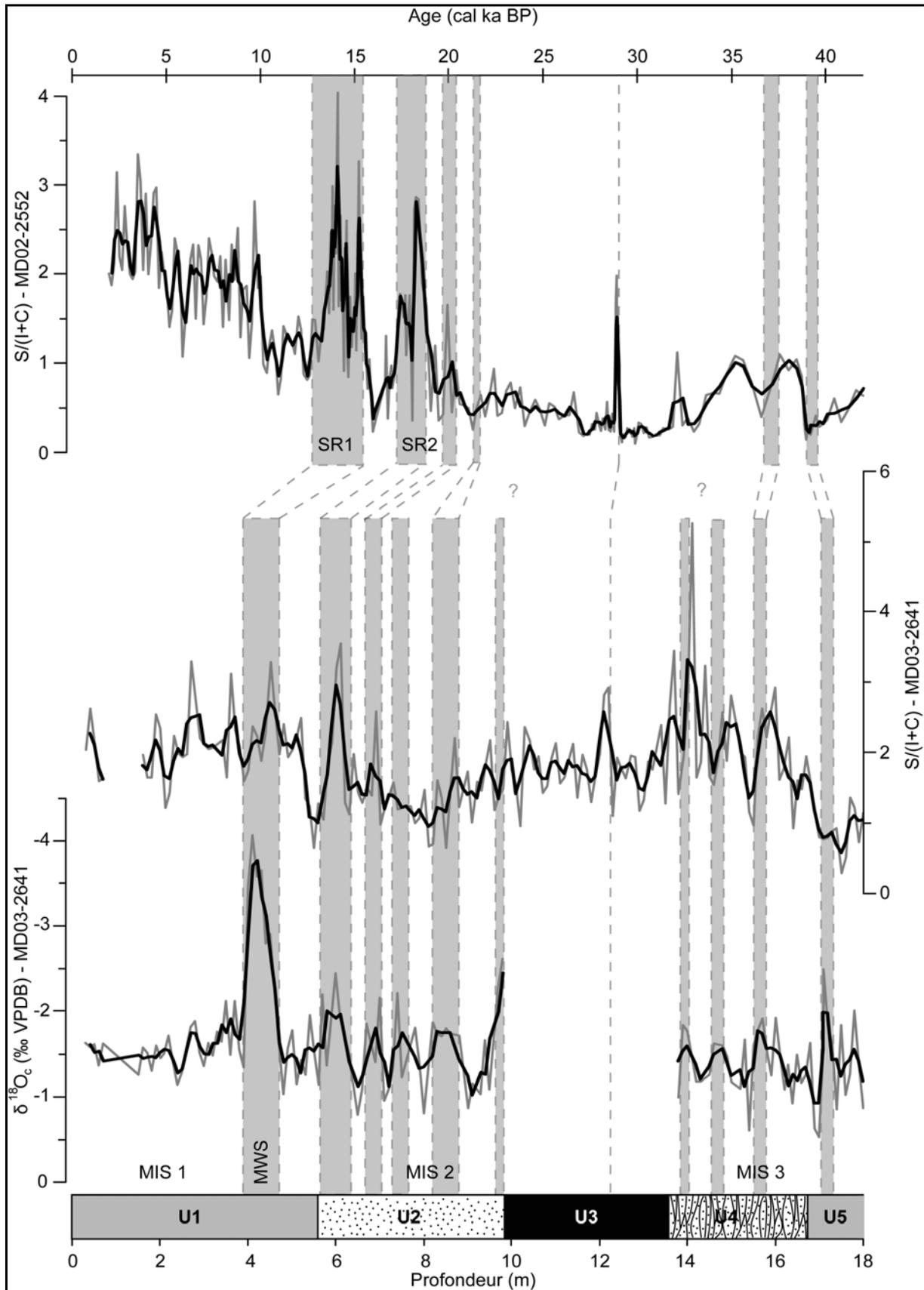
Après 60 ka BP (~début du MIS 3), la calotte Laurentide a connu une phase globale de recul avec une extension minimale vers 35,5-32 ka BP (Dyke *et al.*, 2002 ; cf. Chap.3). Lors du stade 3, la calotte Laurentide a subi des phases de fragmentation de sa bordure atlantique comme l'attestent les dépôts d'IRD (apportés par les icebergs ainsi libérés) et d'argiles riches en illite et en chlorite dans les sédiments marins profonds (Bond et Lotti, 1995 ; Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999 ; Çağatay *et al.*, 2002) ainsi que le signal léger du  $\delta^{18}\text{O}$ . On ne retrouve pas de modification dans la sédimentation du Bassin 4 sur cet intervalle de temps (~60-40 ka ; Fig.8.7). Les petites excursions négatives, identifiées sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  au début du MIS 3, reflètent alors probablement des apports d'eaux douces issues de la fonte de glaciers des Montagnes Rocheuses car elles sont associées à des apports terrigènes riches en kaolinite (hausse du rapport K/C) donc provenant principalement du sud-ouest des Etats-Unis (cf. Chap.6).

#### 8.3.4. La fin du MIS 3 (~40-25 ka BP)

Une excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'ordre de -1‰ est enregistrée vers 17,1 m de profondeur dans la carotte MD03-2641. Cette excursion a également été identifiée par Mallarino *et al.* (2006) dans la carotte MD03-2642 et par Ziegler *et al.* (2008) dans le nord-est du Golfe du Mexique. Elle se serait produite vers 40 ka BP (Fig.8.6) et pourrait être le résultat d'une arrivée d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique en provenance de la région des Grands Lacs. Les sédiments qui se déposent dans le Bassin 4, à ce moment là, sont en effet très riches en illite et en chlorite. Cette fonte de la calotte Laurentide dans la région des Grands Lacs est contemporaine de l'évènement de Heinrich 4 (Bond et Lotti, 1995) et correspondrait à la déstabilisation de l'ensemble du secteur dynamique du Labrador (cf. Chap.7).

A partir de cet évènement, le régime sédimentaire du Bassin 4 change drastiquement. Les apports détritiques deviennent de plus en plus importants (chute du L\* ; augmentation du nombre de particules grossières non biogènes ; Fig.8.2 et 8.7) entraînant une diminution relative de l'abondance en foraminifères des sédiments (Fig.8.2). La fraction argileuse terrigène s'enrichit considérablement en smectite indiquant un apport détritique accru en provenance de l'ouest du bassin versant du Mississippi (Fig.8.5). Mallarino *et al.* (2006) attribuent le dépôt de l'unité sédimentaire 4 à la chute du niveau marin de la fin du MIS 3. La chute du niveau marin implique une diminution de la distance entre les sources de matériel terrigène, notamment de l'embouchure du Mississippi, et le Bassin 4. Cette hypothèse explique notamment l'augmentation du détritisme et l'influence plus grande du Mississippi sur la sédimentation de ce Bassin.

Quand on analyse en détail l'enregistrement du Bassin 4 (Fig.8.8), on s'aperçoit que, les sédiments sont caractérisés par une diminution du rapport S/(I+C) lors des excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'unité 4. Ce schéma correspond à ce qui a été décrit pour le Bassin d'Orca après l'évènement de Heinrich 4 (cf. Chap.7) : lors des phases froides enregistrées dans les carottes de glace du Groenland, l'ensemble du secteur du Labrador de la calotte Laurentide se déstabilise et délivre des eaux de fonte dans l'Atlantique Nord et dans le Golfe du Mexique. Ces arrivées d'eau douce transportent du matériel terrigène dont la fraction fine est riche en illite et en chlorite. Les excursions négatives enregistrées dans le Bassin 4 (<-0,5‰) sont moindres que celles enregistrées dans le Bassin d'Orca (~-1‰). On peut supposer que la distance croissante vis-à-vis de l'embouchure du Mississippi pour le Bassin 4, permet



**Figure 8.8 :** Corrélations entre les enregistrements du  $\delta^{18}O$  et du rapport de minéraux argileux  $S/(I+C)$  du Bassin 4 (MD03-2641) et l'enregistrement du rapport  $S/(I+C)$  du Bassin d'Orca (MD02-2552).

un tamponnage plus intense des caractéristiques hydrologiques du panache fluvial par mélange avec les eaux de surface du Golfe du Mexique au cours de son trajet jusqu'au Bassin 4.

L'absence de données isotopiques sur l'ensemble de l'unité 3 rend difficile l'interprétation paléoenvironnementale de l'enregistrement sédimentaire. Mallarino *et al.* (2006) considèrent que cette unité, composée d'argiles homogènes, serait issue de la déstabilisation et du dépôt massif des sédiments d'un prodelta lors de la chute brutale du niveau marin entre le MIS 3 et le MIS 2 (Lambeck et Chappell, 2001). Les rapports de minéraux argileux sont effectivement globalement homogènes sur l'ensemble de l'unité sédimentaire à l'exception d'un important pic positif du rapport S/(I+C). On retrouve d'ailleurs ce pic du rapport S/(I+C) dans les dépôts du Bassin d'Orca, au sein d'un intervalle sédimentaire caractérisé par un très fort taux d'accumulation (~230 cm/1000 ans) et daté d'environ 28,9 ka BP (Fig.8.8). L'unité 3 pourrait donc effectivement s'être déposée en très peu de temps mais ne semble pas être le résultat d'un phénomène local au nord-ouest du Golfe du Mexique puisqu'on en retrouve l'expression dans le Bassin d'Orca. Ce phénomène sédimentaire pourrait être associé à une ou des arrivées massives d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique comme semble l'attester l'enregistrement de la fin d'une importante excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  à la transition entre l'unité 3 et l'unité 2 (Fig.8.7).

#### 8.3.5. Le MIS 2 et le MIS 1 (~25-0 ka BP)

La sédimentation du Bassin 4 au cours du MIS 2 est principalement terrigène comme l'indique le dépôt de l'unité 2 riche en turbidites sableuses (augmentation des grains détritiques non biogènes ; Fig.8.2) et les faibles valeurs du L\*.

La chute des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  vers 8,5 m de profondeur dans la carotte MD03-2641 se produit simultanément à une hausse des teneurs en illite et en chlorite au sein de la fraction argileuse terrigène (Fig.8.5) et serait donc le témoin d'apports terrigènes et d'eau douce en provenance de la région des Grands Lacs. Par corrélation avec l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca, cet écoulement d'eau douce se produirait vers 21,5 ka BP (Fig.8.8). On retrouve cet événement sur les enregistrements du  $\delta^{18}\text{O}$  réalisés par Nürnberg *et al.* (2008) sur plusieurs espèces de foraminifères du nord-est du Golfe du Mexique (*G. ruber*, *U. peregrina* et *G. crassaformis*) et serait contemporain de l'évènement de Heinrich 2 (Bond et Lotti, 1995). Il reflète ainsi la déstabilisation générale du secteur dynamique glaciaire du Labrador comme lors des événements froids du MIS 3 (H et stade ; cf. Chap.7 et § précédent).

Lors de la déglaciation, les arrivées d'eaux de fonte que l'on distingue sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  (Fig.8.8), ont une signature minéralogique différente de ce que l'on a observé précédemment. Les apports terrigènes associés à ces arrivées d'eau de fonte sont relativement plus riches en smectite qu'en illite et en chlorite et correspondent aux SR2 et 1 identifiés dans l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca (Fig.8.8 ; cf. Chap.7). Les écoulements d'eau de fonte apportés à cette époque par le Mississippi ont été attribués principalement à la marge sud-ouest de la calotte Laurentide (Sionneau *et al.*, soumis).

Entre les SR2 et 1, à la limite entre l'unité sédimentaire 2 et l'unité 1 du Bassin 4, la fraction argileuse d'origine terrigène s'enrichit brutalement en illite et en chlorite (Fig.8.5). Le dépôt de ces sédiments, daté d'environ 16,5 ka (Fig.8.8), résulterait d'un détritisme accru, comme l'indiquent les diminutions du  $L^*$  (Fig.8.7), provenant de la région des Grands Lacs suite à la déstabilisation de la marge sud-est de la calotte Laurentide lors du H1. Le fait que ces écoulements d'eau de fonte n'affectent pas le  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques du Bassin 4, suggère qu'ils sont arrivés sous forme de courants hyperpycnaux (Aharon, 2006).

L'importante excursion négative du  $\delta^{18}\text{O}$  identifiée entre 4,7 et 4 m de profondeur au sein de la carotte MD03-2641, correspond au « Meltwater spike » décrit dans les sédiments du Bassin d'Orca. Ces arrivées massives d'eau de fonte dans le Golfe du Mexique de 16 à 12,9 ka BP, sont accompagnées par des apports terrigènes riches en smectite, indiquant une provenance depuis le nord-ouest du BV du Mississippi. La marge sud-ouest de la calotte Laurentide subit en effet, durant cette période, un retrait important et libère d'énormes volumes d'eau de fonte vers le Golfe du Mexique (cf. Chap.7).

Les variations des dynamiques fluviales mises en évidence entre le MIS 3 et la dernière déglaciation est sans doute un effet du changement de la configuration de la calotte Laurentide entre ces deux périodes. Au cours du MIS 3, la calotte Laurentide est dans une configuration « réduite » dans sa partie sud-ouest : son extension coïncide avec les contours du bouclier canadien (Dyke *et al.*, 2002). Sa marge sud-ouest n'est donc plus drainée par le Mississippi et les eaux douces qui sont issues de ses fluctuations s'écoulent probablement vers le nord-ouest jusqu'à l'Océan Arctique (Fig.7.13). Sa marge sud-est, par contre, se situe toujours dans la région des Grands Lacs et peut, lorsqu'elle se déstabilise, délivrer des eaux de fonte qui s'écoulent *via* le Missouri puis le Mississippi jusqu'au Golfe du Mexique (Chap.7). Au début de la dernière déglaciation, la calotte Laurentide est dans sa configuration « maximale ». Sa marge sud-ouest est située plus au sud que lors du MIS 3, ce qui lui permet d'être drainée par le Mississippi. Cette marge étant plus sensible aux fluctuations climatiques que la marge sud-est (cf. Chap.3), elle libère de plus grandes quantités d'eau de fonte qui, en

érodant les terrains du nord ouest du bassin versant du Mississippi, apportent des sédiments riches en smectite au sein du Golfe du Mexique (cf. Chap.7).

La hausse du niveau marin au cours de la déglaciation augmente le caractère distal du Bassin 4 vis-à-vis des sources du matériel terrigène. La taille moyenne des sédiments s'affine (chute du nombre de particules détritiques grossières ; Fig.8.2) et la contribution biogène augmente considérablement, après le « meltwater spike » (MWS) comme l'indiquent les fortes valeurs du L\* ainsi que l'abondance de *G. ruber* (Fig.8.2), de *G. menardii* et de *G. tumida* (Isguder, pers. com.). L'abondance de ces trois espèces d'eau chaude suggère une amélioration des conditions de surface de l'océan (SST).

## 8.4. Conclusions

L'étude à haute résolution des isotopes stables de l'oxygène mesurés sur des tests de *G. ruber* dans les sédiments de la carotte MD03-2641 (prélevée au sein du Bassin 4) a permis de préciser le cadre chronologique des dépôts de ce bassin précédemment établi par Mallarino *et al.* (2006).

De nombreuses fluctuations du  $\delta^{18}\text{O}$  indiquent que les conditions hydrologiques des eaux de surface du nord-ouest du Golfe du Mexique ont été influencées, au cours du dernier cycle climatique, par les grandes variations climatiques (transitions glaciaire-interglaciaire à l'Eémien et à l'Holocène, fluctuations climatique du MIS 5) et par des arrivées épisodiques d'eaux de fonte en provenance de la calotte Laurentide et/ou des glaciers des Montagnes Rocheuses.

Dans le cadre d'une approche intégrée, similaire à celle développée dans le Bassin d'Orca, la comparaison des données isotopiques de l'oxygène avec l'enregistrement sédimentaire du Bassin 4 (variations de la composition minéralogique de la fraction argileuse terrigène, L\*, abondance de particules détritiques grossières), a fourni des informations intéressantes sur les relations qui lient la sédimentation du nord-ouest du Golfe du Mexique et la dynamique des différents fleuves qui y débouchent en réponse aux changements climatiques et à l'évolution de la calotte Laurentide.

L'enregistrement sédimentaire, au cours de la Terminaison II (passage du MIS 6 à l'Eémien ; ~130 ka BP), dans le nord-ouest du Golfe du Mexique, est semblable à celle décrite pour la Terminaison I (~21-10 ka BP ; Chap.7). La plus faible résolution analytique, et

le manque de contrôle stratigraphique absolu dans le Bassin 4 à cette période empêche cependant une comparaison plus fine des enregistrements sédimentaires de ces deux Terminaisons glaciaires.

Au cours du MIS 5, les apports détritiques vers le Bassin 4 proviennent alternativement du bassin versant du Mississippi lors des périodes plus chaudes et du sud-ouest des Etats-Unis lors des périodes plus froides. Il est probable que la remontée du Jet Stream vers le nord lors de ces périodes chaudes puisse permettre aux masses d'air tropical, venant du Golfe du Mexique, de se diriger vers le centre des Etats-Unis. L'augmentation des précipitations qui en résulte, sur le bassin versant du Mississippi, favoriserait alors une plus grande érosion et un détritisme plus important vers le nord du Golfe du Mexique *via* le Mississippi. Lors des phases froides, la diminution des précipitations sur le centre du continent nord-américain, consécutive à la migration du Jet Stream vers les basses latitudes, aurait induit une diminution des apports terrigènes en provenance du Mississippi, favorisant une contribution relative plus importante des apports de fleuves locaux à la sédimentation du bassin.

Au MIS 4 et au début du MIS 3, la sédimentation du nord-ouest du Golfe du Mexique ne semble pas affectée par les fluctuations de la calotte Laurentide pourtant déjà bien développée sur le nord du continent américain et qui connaît des épisodes de fonte entre 80 à 40 ka BP. Néanmoins, l'influence des apports terrigènes en provenance du Mississippi augmente progressivement au cours de cette période. Les faibles excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  enregistrées par les sédiments, reflètent alors probablement des arrivées épisodiques d'eau de fonte en provenance des glaciers des Montagnes Rocheuses transportant des sédiments riches en kaolinite.

La similitude observée entre les enregistrements sédimentaires des Bassins 4 et d'Orca, après 40 ka BP et jusqu'au « meltwater spike » (~16-13 ka BP), démontre que les apports détritiques en provenance du Mississippi influence la sédimentation de l'ensemble de la pente continentale de la Louisiane et du Texas durant toute cette période (e.g. Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004 ; Mallarino *et al.*, 2006 ; Tripsanas *et al.*, 2007).

Les évènements de Heinrich 4, 2 et 1 sont très bien enregistrés dans les sédiments de la marge nord du Golfe du Mexique. Ils correspondent à des apports détritiques importants, riches en illite et en chlorite, et provenant de la déstabilisation de la calotte Laurentide dans la région des Grands Lacs.

Les apports détritiques riches en smectite, provenant de l'ouest du BV du Mississippi, sont associés aux arrivées d'eau de fonte lorsque la marge sud-ouest de la calotte Laurentide a

une extension méridionale lui permettant d'être drainée par le Mississippi. Durant les périodes où la marge sud-ouest est trop au nord pour être drainée par le Mississippi, comme c'est le cas à la fin du MIS 3, l'augmentation épisodique des apports riches en smectite est liée plus certainement à des hausses importantes des précipitations sur le centre du continent nord-américain, résultant d'une migration du Jet Stream vers les hautes latitudes.

Dans l'objectif de mieux contraindre les interprétations proposées sur la base des données isotopiques et sédimentologiques, il faudrait établir un modèle d'âge précis pour la carotte MD03-2641 (datations  $^{14}\text{C}$  sur la période récente, biostratigraphie,  $\delta^{18}\text{O}$  benthiques...) et préciser les conditions hydrologiques (mesure de Mg/Ca par exemple). On pourrait également envisager l'analyse à très haute fréquence de certains intervalles sédimentaires particuliers tel que la transition MIS6- Eémien, le MIS 3 et l'unité sédimentaire 3.

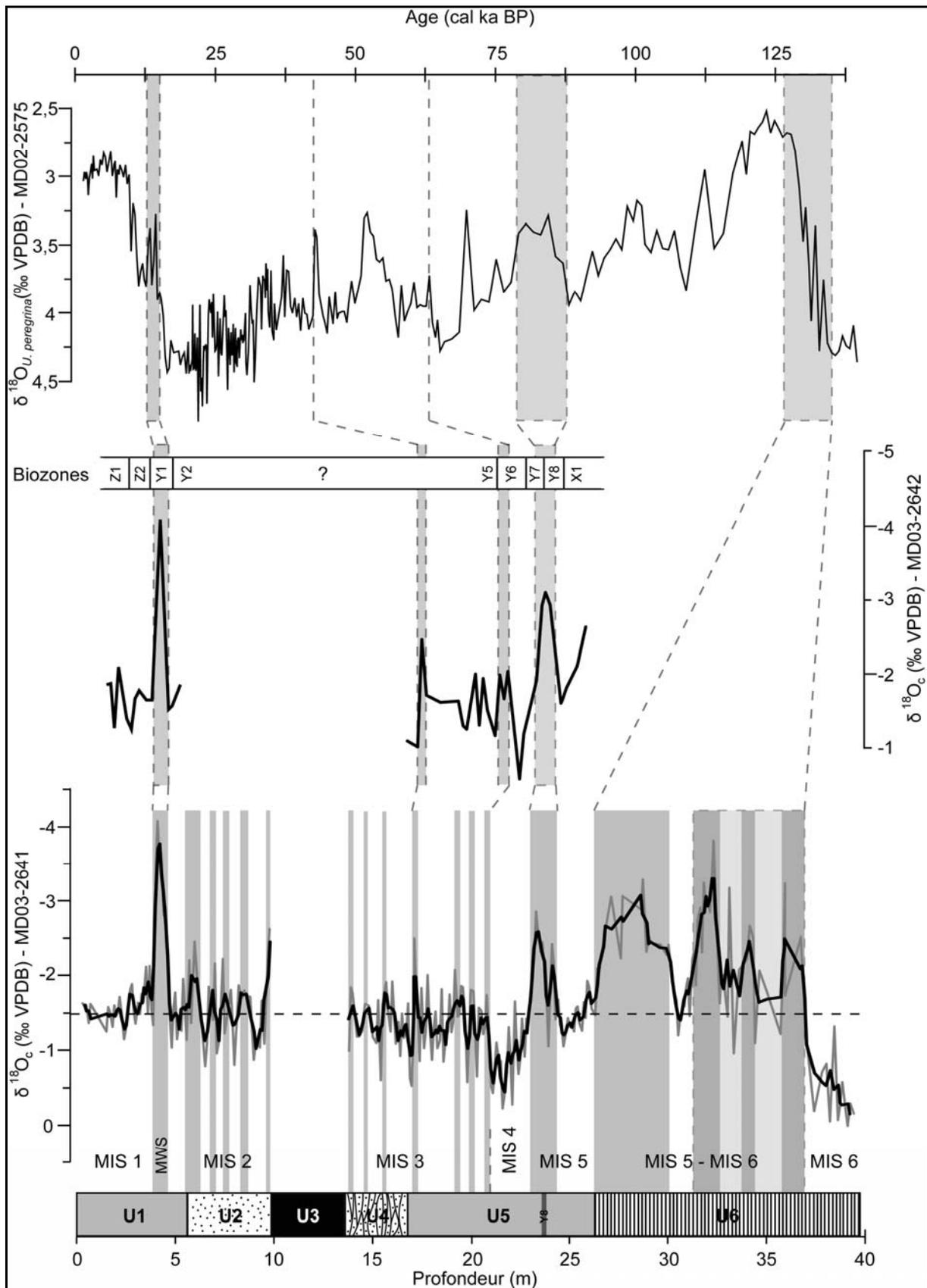
## 8.5. La Terminaison II : Hypothèse alternative élaborée après discussions avec le jury (notamment avec Laurent Labeyrie)

L'ensemble des enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  réalisés sur des tests de foraminifères planctoniques (*G. ruber*) dans le Golfe du Mexique donnent des valeurs d'environ -1,5‰ pour l'Holocène (Fig.7.9 ; 8.8 et 8.9 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Aharon, 2003, Flower *et al.*, 2004 ; LoDico *et al.*, 2006). Des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  inférieures à -1,5‰ ne représentent donc pas une augmentation des températures (ou une diminution du volume global de glace continentale) mais sont vraisemblablement le signal d'apports massifs d'eau douce au sein du Golfe du Mexique.

Les excursions négatives identifiées sur l'enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  du Bassin 4 entre 36,8 et 27 m de profondeur correspondraient ainsi à d'importants apports d'eau de fonte issus du démantèlement d'une calotte Laurentide lors de la transition entre la glaciation du MIS 6 ( $\delta^{18}\text{O} \approx -0,5\text{‰}$  ; 39,4 – 37,4 m) et l'interglaciaire du MIS 5. Les sédiments déposés au cours de ce dernier se situeraient donc entre 25,8 et 24,5 m et sont caractérisés par des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  similaires à celles de l'Holocène (Fig.8.9). Les taux d'accumulation dans le Bassin 4 lors de ces arrivées massives d'eau de fonte à la transition entre le MIS 6 et le MIS 5 (~200 cm/1000 ans) sont du même ordre de grandeur que ceux déterminés dans le Bassin d'Orca lors du « Meltwater Spike » au cours de la dernière déglaciation (214 cm/1000 ans).

Les sédiments déposés dans le Bassin 4, au cours de ces énormes écoulements d'eau de fonte, sont caractérisés par des valeurs faibles du rapport K/C (Fig.8.7) et par des teneurs élevées en illite et en chlorite (Fig.8.5), indiquant probablement une provenance principale des eaux de fonte depuis le nord-est du Bassin versant du Mississippi. Les sédiments pourraient également provenir, en partie, de la déstabilisation des dépôts de la plateforme continentale du Texas lors de la remontée du niveau marin induit par la déglaciation.

Le Bassin 4 offrirait donc un enregistrement sédimentaire précis d'une période jusqu'à présent peu documentée dans le Golfe du Mexique. L'étude approfondie de cet intervalle sédimentaire (Terminaison II), associée à une étude biostratigraphique afin de contraindre la chronologie des dépôts, et sa comparaison avec l'enregistrement de la dernière déglaciation (Terminaison I), permettra de mieux comprendre l'évolution du système Amérique du Nord/Golfe du Mexique lors de périodes d'importants démantèlements de la calotte Laurentide.



**Figure 8.9 :** Nouvelle proposition de corrélations entre les enregistrements du  $\delta^{18}O$  des carottes MD03-2641 (cette étude) et MD03-2642 (Mallarino et al., 2006) du Bassin 4 et celui réalisé par Ziegler et al. (2008) sur des foraminifères benthiques (*U. peregrina*) du nord du Golfe du Mexique (MD02-2575).

---

---

## **PARTIE IV.**

### **SYNTHESE ET PERSPECTIVES**

---

---



## SYNTHESE ET PERSPECTIVES

### V.1. Synthèse

L'étude des relations entre les variations paléoclimatiques et paléo-environnementales entre les hautes et les basses latitudes est essentielle à la compréhension du système climatique global et des phénomènes pouvant altérer son fonctionnement. L'évolution, au cours du dernier cycle climatique, des caractéristiques hydrologiques des eaux de surface du Golfe du Mexique a fait l'objet de nombreuses études car ces masses d'eaux jouent un rôle important dans les échanges entre les hautes et les basses latitudes. En effet, les caractéristiques physico-chimiques (température et salinité) des eaux de surface du Golfe du Mexique ont pu être affectées dans le passé par des apports d'eau douce issus de la fonte des calottes glaciaires continentales et/ou plus récemment par des épisodes de mégacrués du Mississippi liées à des variations du régime de précipitation. Ces modifications peuvent alors être transférées vers l'Océan Atlantique *via* le Gulf Stream.

Des études sédimentologiques (minéralogie, granulométrie, calcimétrie, etc...) et géochimiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ;  $\delta^{13}\text{C}$ , etc...) ont été réalisées à haute résolution, dans le cadre de ce travail de thèse, sur le matériel terrigène déposé, au cours du dernier cycle climatique, dans deux mini-bassins de la pente continentale du Texas et de la Louisiane - le Bassin d'Orca et le Bassin 4 (ou Bassin d'Humphrey) -. Les résultats obtenus ont permis d'établir le lien entre les enregistrements marins des conditions hydrologiques du Golfe du Mexique (*e.g.* Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2006, LoDico *et al.*, 2006 ; Ziegler *et al.*, 2008) et les reconstitutions continentales de l'évolution de la calotte glaciaire Laurentide (*e.g.* Dyke et Prest, 1987a, 1987b ; Marshall *et al.*, 2002 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Dyke, 2004 ; Teller *et al.*, 2005) en contraignant la nature et l'origine des particules détritiques transférées depuis le continent vers le Golfe du Mexique *via* le Mississippi ou les autres grands fleuves du Sud des Etats-Unis.

- Carte de distribution des principaux minéraux argileux – Transfert continent/océan

La première étape a consisté en l'élaboration de cartes inédites de distribution des quatre principaux minéraux argileux (smectite, illite, kaolinite et chlorite) : (1) dans la région du bassin versant du Mississippi grâce à la compilation de nombreuses données publiées ou inédites, et (2) dans les sédiments de surface du Golfe du Mexique grâce à l'acquisition de nombreuses données de sub-surface. Le but de cette étude était de contraindre les sources continentales de ces minéraux, ainsi que les facteurs influençant leur transport et leur distribution dans le nord du Golfe du Mexique. Elles nous ont permis d'identifier quatre grandes provinces argileuses sur le continent nord-américain, à l'est des Montagnes Rocheuses :

- (1) le nord-ouest du bassin versant du Mississippi (riche en smectite) ;
- (2) l'est du bassin versant du Mississippi et la région des Grands Lacs (riches en illite et en chlorite) ;
- (3) le sud-est des Etats-Unis (riche en kaolinite) ;
- (4) le sud-ouest du bassin versant du Mississippi et le bassin versant du Brazos (riches en illite et en kaolinite).

De plus, les résultats indiquent que la distribution des minéraux argileux dans le nord du Golfe du Mexique est contrôlée par trois facteurs principaux :

- (1) l'importance relative des apports sédimentaires respectifs des différents fleuves : le Mississippi est le plus gros contributeur d'argiles à la sédimentation de la marge nord du Golfe du Mexique alors que les fleuves Apalachicola, Mobile, Brazos et Rio Grande ont des influences locales ;
- (2) la sédimentation différentielle qui implique le tri sélectif des différents minéraux argileux : l'illite sédimente plus rapidement que les autres minéraux argileux et se concentrent sur les plateformes continentales ;
- (3) la circulation océanique de surface et de sub-surface : la distribution des minéraux argileux est cohérente avec la circulation anticyclonique induite par le Loop Current au nord-est du Golfe du Mexique et avec la circulation cyclonique, contrôlée par les vents, sur la plateforme de la Louisiane et du Texas. Ces résultats sont publiés dans *Quaternary Science Reviews* (Sionneau *et al.*, 2008).

- Enregistrement sédimentaire des changements paléoenvironnementaux dans le bassin d'Orca, nord du Golfe du Mexique

Les fluctuations de la composition de la fraction argileuse terrigène et des autres paramètres sédimentologiques (granulométrie des particules, réflectance, teneur en  $\text{CaCO}_3$ ) dans les enregistrements sédimentaires de mini-bassins de la pente continentale du Texas et de la Louisiane enregistrent – pas forcément de manière linéaire - les modifications de la nature et de l'origine des apports détritiques des principaux fleuves drainant le continent nord-américain, sous l'influence de variations paléoclimatiques (circulation atmosphérique, transfert d'humidité...) et paléo-environnementales (évolution de la calotte Laurentide). L'étude détaillée de la sédimentation dans ces mini-bassins offre donc l'opportunité de pouvoir établir le lien entre les variations paléoclimatiques/paléo-environnementales de haute latitude et les modifications de l'hydrologie des eaux du Golfe du Mexique :

- *Les arrivées d'eau de fonte dans le bassin d'Orca lors de la déglaciation*

Il était important, dans un premier temps, d'aborder l'approche proposée sur la déglaciation qui est une période à la fois bien contrainte chronologiquement et bien documentée tant du point de vue de l'évolution de la calotte Laurentide et des écoulements d'eau de fonte sur le continent nord-américain (*e.g.* Dyke, 2004 ; Teller *et al.*, 2005 ; Tarasov et Peltier, 2006) que du point de vue de la paléocéanographie du Golfe du Mexique (*e.g.* Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004). Pour les mêmes raisons, le bassin d'Orca - qui est réputé pour être l'une des meilleures archives sédimentaires du nord du Golfe du Mexique en termes de paléoclimat - sert de base pour cette approche, afin de se placer dans des conditions optimales d'enregistrements des variations climatiques.

Au cours de la dernière déglaciation (20-12,9 ka), l'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca est caractérisé par des augmentations importantes et épisodiques des teneurs en smectite de la fraction argileuse. Ces évènements sédimentaires particuliers (SR : Smectite Rich event) sont synchrones de grandes excursions négatives des valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  qui indiquent des arrivées massives d'eau de fonte au sein du Golfe du Mexique (Meltwater Flow MWF) durant la dernière déglaciation, en accord avec les enregistrements continentaux. Les cartes de distribution des minéraux argileux indiquent que les apports détritiques particuliers associés à ces décharges d'eau douce provenaient essentiellement du nord-ouest du bassin versant du Mississippi et donc de la marge sud-ouest de la calotte Laurentide. Une seule des arrivées importante d'eau de fonte (MWF1-e) est associée à des apports terrigènes riches en

illite et en chlorite. Cette arrivée d'eau douce se produit vers 17 ka BP, de manière synchrone avec l'événement climatique de Heinrich 1 (H1) enregistré par des modifications majeures de la sédimentation dans l'Océan Atlantique Nord (signal d'eau de fonte dans les rapports isotopiques de l'oxygène et dépôt d'IRD). Ces événements de Heinrich sont interprétés comme résultant de la déstabilisation des marges est et nord-est (Bond et Lotti, 1995). Le synchronisme entre le MWF1-e et H1 suggère que l'arrivée d'eau douce dans le Golfe du Mexique résulte de la déstabilisation simultanée des marges est et sud de la calotte Laurentide.

Ces résultats font l'objet d'une publication à soumettre (Sionneau *et al.*, soumis à *Quaternary Research*).

○ *Modification du régime sédimentaire du bassin d'Orca après le Younger Dryas*

Après 12,9 ka (début du Younger Dryas), le changement observé du régime de sédimentation dans le Bassin d'Orca est interprété comme l'indice de l'abandon de l'exutoire sud des eaux de fonte -via le Mississippi- vers le Golfe du Mexique (Teller *et al.*, 2005 ; Tarasov et Peltier, 2006 ; Fisher, 2007). La remontée du niveau marin (Simms *et al.*, 2007) qui se produit après le YD a certainement contribué à ce changement de régime sédimentaire, en accroissant la distance relative entre l'embouchure du Mississippi et le bassin d'Orca.

Au cours de l'Holocène, les résultats indiquent que les fleuves du sud-ouest des Etats-Unis transfèrent épisodiquement des sédiments riches en kaolinite sur la pente continentale du Texas et de la Louisiane. La nature minéralogique de ces apports particuliers indique une origine depuis le sud des Etats-Unis. Dans le contexte climatique, ces observations suggèrent que ces apports terrigènes résulteraient de phénomènes de paléo-crués, liées à des modifications du régime de précipitations sur le continent nord-américain induit par la position de Jet Stream (Brown *et al.*, 1999 ; LoDico *et al.*, 2006).

Les variations de la composition de la fraction argileuse ont donc permis de contraindre les modalités et les processus du transfert terrigène continent-océan sous contrôle climatique. Le cortège argileux, en effet, enregistre fidèlement les changements de drainage des différentes zones sources continentales et permet ainsi d'établir le lien entre les changements paléo-environnementaux continentaux et marins qui affectent le domaine continental et l'enregistrement des modifications hydrologiques du domaine marin. Un article publié à *Marine Geology* et un autre soumis reprennent une partie des résultats acquis sur cet

intervalle (Tribovillard *et al.*, 2008 ; Tribovillard *et al.*, soumis aux Comptes-Rendus Géosciences).

- *Enregistrement sédimentaire dans le bassin d'Orca pendant le stade isotopique 3 (MIS3)*

La même approche scientifique a alors été utilisée sur le stade isotopique 3 (MIS3), période plus ancienne et moins bien documentée, et qui est caractérisée par des fluctuations rapides du climat. Ce stade isotopique est, en effet, caractérisé par les oscillations de Dansgaard-Oeschger (DO), évènements climatiques rapides enregistrés dans les glaces du Groenland, où alternent des phases chaudes (dites interstades) et des phases froides (stades et évènements de Heinrich). L'objectif scientifique était, par analogie avec ce que l'on a pu observer lors de la déglaciation, de suivre l'évolution de la calotte Laurentide, grâce aux enregistrements des variations des apports détritiques, et de contraindre le fonctionnement du système continent nord-américain/Golfe du Mexique en réponse à ces oscillations climatiques.

Les résultats montrent que la sédimentation dans le bassin d'Orca au cours du MIS 3 est très différente de celle qui caractérise la dernière déglaciation : en effet, les niveaux riches en smectite sont en opposition de phase avec les arrivées massives d'eau de fonte caractérisées par des valeurs isotopiques légères. Ces décharges d'eau douce sont, au contraire, caractérisées par des sédiments terrigènes riches en illite et en chlorite. Ces résultats indiquent donc que les fluctuations du cortège argileux dans le bassin d'Orca et les oscillations de DO des enregistrements glaciaires covarient sur le stade 3. Cela suggère un fonctionnement bimodale du système continent nord-américain/Golfe du Mexique en réponse à ces variations paléoclimatiques rapides :

- (1) Lors des phases froides (stadias et évènements de Heinrich), la marge sud-est de la calotte Laurentide se déstabilise, de manière simultanée avec les marges est et nord-est (Bond et Lotti, 1995 ; Bout-Roumazeilles *et al.*, 1999 ; Çağatay *et al.*, 2002), et délivre dans le bassin d'Orca des apports détritiques riches en illite et chlorite en provenance de la région des grands lacs ;
- (2) Lors des phases chaudes (interstadias), la remontée vers le nord du Jet Stream permettrait l'entrée, sur le centre du continent nord-américain, des masses d'air tropical chargé en humidité, en provenance du Golfe du Mexique. Ces masses d'air vont occasionner une augmentation des précipitations provoquant alors d'importantes paléo-crues du Mississippi dans la partie nord-ouest de son bassin

versant. Les sédiments terrigènes apportés par ces paléo-crues au nord du Golfe du Mexique, sont alors enrichis en smectite, tandis que les conditions hydrologiques du Golfe du Mexique ne présentent pas de signal isotopique léger lors de ces apports d'eau douce, en raison du faible fractionnement isotopique de l'oxygène dans les précipitations à ces latitudes ( $\delta^{18}\text{O} = -0.5\text{‰}$  à  $-2.5\text{‰}$  ; Dansgaard, 1964 ; Rozanski, 1993).

La valorisation de ces résultats est en cours avec la rédaction d'un manuscrit court pour *Geology* (Sionneau *et al.*, en préparation).

- Enregistrement sédimentaire dans le Bassin 4 (d'Humphrey), nord-ouest du Golfe du Mexique

L'enregistrement sédimentaire du Bassin d'Orca a permis de faire le lien entre les fluctuations de la calotte glaciaire Laurentide, la provenance principale des particules détritiques apportées par le Mississippi, l'évolution de la paléo-hydrologie au nord du Golfe du Mexique et les changements de circulation des masses d'air en réponse aux variations climatiques rapides du dernier cycle glaciaire. Il est alors utilisé comme référence pour les études similaires réalisées dans d'autres bassins, moins bien documentés, de la marge nord du Golfe du Mexique, afin d'étudier la réponse des autres composants du système au forçage climatique.

La zone nord-ouest du Golfe du Mexique est très peu étudiée du point de vue paléoclimatique, contrairement aux domaines nord (*e.g.* Kennett et Shackleton, 1975 ; Leventer *et al.*, 1982 ; Flower et Kennett, 1990 ; Aharon, 2003, 2006 ; Flower *et al.*, 2004) et nord-est (*e.g.* Emiliani *et al.*, 1975 ; Joyce *et al.*, 1990, 1993 ; Nürnberg *et al.*, 2008 ; Ziegler *et al.*, 2008). Pourtant, l'enregistrement sédimentaire de cette zone permettrait de mieux comprendre l'évolution des fleuves du sud-ouest des Etats-Unis - dont l'influence a pu être mise en évidence dans le bassin d'Orca - sur l'hydrologie du Golfe du Mexique et de proposer un schéma global de l'évolution paléocéanographique du nord de ce bassin océanique.

Nous avons donc réalisé, comme pour le Bassin d'Orca, une approche intégrée en couplant les analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone des foraminifères planctoniques avec des paramètres sédimentaires (minéralogie des argiles, L\*, abondance des particules terrigènes grossières...) sur une carotte (MD03-2641) prélevée dans un mini bassin (Bassin 4) situé à l'ouest de la pente continentale de la Louisiane. Cette carotte recouvre un enregistrement sédimentaire de l'ensemble du dernier cycle glaciaire jusqu'au stade

isotopique 6. La confrontation des résultats acquis dans ce bassin avec les données acquises précédemment dans le bassin d'Orca et avec les données de la littérature permettent de proposer des modalités de fonctionnement du transfert terrigène dans le Bassin 4 (d'Humphrey) au cours du dernier cycle glaciaire.

○ *Enregistrement sédimentaire pendant la Terminaison II dans le Bassin 4*

La Terminaison II (transition entre le MIS 6 et l'Eémien ~130 ka) dans les sédiments du Bassin 4 a la même signature minéralogique que la Terminaison I dans le Bassin d'Orca (dernière déglaciation). Ces phases de transition sont caractérisées par une augmentation des apports terrigènes riches en smectite. Par analogie avec les résultats du bassin d'Orca, et en accord avec les cartes de distribution des minéraux argileux, on peut supposer l'existence au MIS6, d'une calotte glaciaire Laurentide d'extension comparable à celle observée lors du dernier maximum glaciaire. La calotte aurait subi une importante phase de démantèlement lors du réchauffement du début de l'Eémien et libéré d'énormes volumes d'eau de fonte provenant principalement de sa marge sud-ouest, érodant la province minéralogique riche en smectite du nord-ouest du bassin versant du Mississippi.

○ *Influence des circulations atmosphériques sur les transferts terrigènes au stade 5 dans le Bassin 4*

Au cours du MIS 5, la sédimentation du Bassin 4 reçoit des apports détritiques provenant alternativement du Mississippi (riches en smectite) lors des phases chaudes (stades isotopiques 5a, 5c et 5e) et du sud-ouest des Etats-Unis (riche en kaolinite) lors des phases froides (stades isotopiques 5b et 5d). Ces oscillations, en l'absence d'une dynamique glaciaire importante au début du MIS5, sont interprétées comme étant une réponse aux variations de circulation des masses d'air sous l'influence de la migration du Jet Stream. En effet, l'oscillation de la position du Jet Stream va réguler les entrées des masses d'air tropical chaud et humide sur le continent nord-américain, affecter le régime de précipitations et se répercuter sur la distribution des zones d'érosion préférentielles. Les excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  enregistrées au cours de cette période - qui ne peuvent pas être induites par une augmentation des précipitations - résulteraient alors de décharges d'eau de fonte de glaciers des Montagnes Rocheuses puisque la faible extension de la calotte Laurentide au MIS 5 limitait le drainage par le Mississippi. (NB : une nouvelle interprétation pour la transition MIS 6 - MIS 5 et pour le stade 5 a été élaborée après discussion avec le jury ; cf. §.8.5).

- *Enregistrement sédimentaire du Bassin 4 pendant la phase de construction de la calotte*

Entre 80 à 40 ka, le Bassin 4 reçoit des apports sédimentaires croissants en provenance du Mississippi. Néanmoins, l'enregistrement sédimentaire semble déconnecté des grandes fluctuations du système climatique qui accompagnent le développement de la calotte Laurentide (Bond et Lotti, 1995). En effet, on n'observe ni variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de surface du Golfe du Mexique et ni modifications majeures des apports terrigènes dans les sédiments. Les rares excursions négatives du  $\delta^{18}\text{O}$  de cette période sont interprétées comme des arrivées d'eau de fonte en provenance des glaciers des Montagnes Rocheuses en raison de leur composition minéralogique riche en kaolinite qui exclue une décharge depuis la zone des Grands Lacs et/ou depuis le nord du bassin versant du Mississippi.

- *Enregistrement des épisodes de débâcles et de fonte de la calotte Laurentide dans le Bassin 4*

Pendant le stade 3, après 40 ka, l'enregistrement sédimentaire du Bassin 4 présente des similitudes avec ce qui est observé dans le Bassin d'Orca. Un enrichissement en illite et chlorite, associé à un signal isotopique léger (40 ka, 22 ka, 17 ka), indique notamment une augmentation des apports depuis la zone des Grands Lacs, pendant les événements Heinrich (H4, H2 et H1), périodes de fragmentation des marges est et nord est de la calotte Laurentide et de décharge d'icebergs vers l'Océan Atlantique nord. L'enregistrement sédimentaire du Bassin 4 confirme la probable déstabilisation de la marge sud-est de la calotte pendant les HE, mise en évidence dans l'enregistrement sédimentaire du bassin d'Orca.

Les décharges d'eau de fonte associées au Meltwater Spike sont enregistrées dans le bassin d'Humphrey par le signal isotopique (valeurs légères du rapport isotopique de l'oxygène) et par la cortège argileux qui révèle un enrichissement en smectite (SR1), de manière similaire à celui décrit au sein du Bassin d'Orca (Sionneau *et al.*, soumis à *Quaternary Research*). Ces résultats suggèrent alors que l'événement d'apport d'eau douce associé au meltwater spike a une influence d'ampleur régionale, et n'est pas restreinte au Bassin d'Orca.

## V.2. Perspectives

Les résultats acquis dans les deux mini-bassins de la pente continentale du Golfe du Mexique ont permis de mieux contraindre :

- les sources des particules détritiques, la fluctuation de leurs contributions respectives ;
- leur contrôle, par les variations climatiques globales (à l'échelle glaciaire – interglaciaire) et par la variabilité climatique rapide (oscillations de Dansgaard-Oeschger) ;
- le forçage à la fois sur la dynamique glacielle (fonte de la calotte / fragmentation de la calotte) et sur les configurations atmosphériques (position du Jet-stream / régime des précipitations).

Une partie des résultats a été valorisée, ou est en cours de valorisation :

- relations entre transfert sédimentaire et MWF au stade 3 au sein du bassin d'Orca (MD02-2552) avec Ben Flower et Heather Hill,
- Relations entre variabilités des apports terrigènes et modifications du régime de précipitation au cours du stade 5 dans le Bassin 4 (modification des configurations atmosphériques liées à la position du jet-stream et de l'ITCZ).

L'amélioration de la compréhension des processus et des modalités des transferts entre le continent nord-américain et le Golfe du Mexique au cours du dernier cycle glaciaire nécessiterait de poursuivre l'effort sur un certain nombre de points particuliers :

- Etablir un modèle d'âge précis pour la carotte MD03-2641 (Bassin 4), à l'aide de datations  $^{14}\text{C}$  dans la partie sommitale, notamment pour contraindre les limites temporelles de l'unité sédimentaire U3 dont on suppose une origine gravitaire ;
- Obtenir une courbe des variations de température (analyses Mg/Ca sur les tests de foraminifères – en cours à la Rice University / André Droxler) au cours du stade 5 dans le bassin d'Humphrey afin de déconvoluer la partie du signal isotopique qui correspond aux arrivées d'eau douce ;

- Contraindre temporellement les dépôts de la base de la carotte MD02-2552 (Bassin d'Orca) à l'aide d'une étude biostratigraphique, et/ou de stratigraphie isotopique (collaboration avec Ben Flower, University of South Florida) afin de proposer une interprétation paléoenvironnementale des modifications des assemblages argileux ;
- Augmenter la résolution analytique sur des intervalles sédimentaires clefs, en terme de climat ou en terme de processus de sédimentation, tels que :
  - la Terminaison II, pour essayer de mettre en évidence les épisodes d'eau de fonte associés à cette déglaciation et les comparer avec ceux de la Terminaison I ;
  - le dernier intervalle glaciaire au sens large (stade 3 étendu), afin de comprendre les divergences dans l'enregistrement des fluctuations climatiques affectant la calotte Laurentide entre les zones nord ouest (Bassin 4) et nord (Bassin d'Orca) du Golfe du Mexique ;
  - l'évènement sédimentaire, aux environs de 29 ka BP, correspondant à l'unité sédimentaire 3 dans le Bassin 4 et à un intervalle condensé dans le Bassin d'Orca. Cet intervalle est actuellement interprété comme un événement gravitaire qui semble avoir affecté l'ensemble de la marge continentale nord du Golfe du Mexique ;
- Déterminer la composition de la fraction argileuse sur une série de carottes, dont le cadre chronostratigraphique est bien contraint, réparties sur la marge continentale nord du Golfe du Mexique. Une telle base de données permettrait alors d'établir des cartes de distribution des principaux minéraux argileux dans les sédiments du nord du Golfe du Mexique, sur plusieurs intervalles clefs du dernier cycle glaciaire, afin de contraindre l'importance et l'épanchement des différentes arrivées d'eau de fonte en provenance de la calotte Laurentide ;
- Compléter les présentes études sédimentologiques par des études chimiques (éléments majeurs, éléments traces, Terres Rares...) et/ou isotopiques (Sr, Nd, Pb...) pour affiner le traçage des sources terrigènes.

---

---

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

---

---



**A**

---

- Aber, J.S., Apolzer, K., 2004. Pre-Wisconsinan glacial database and ice limits in the central United States, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 83-88.
- Addy, S.K., Behrens, E.W., 1980. Time of accumulation of hypersaline anoxic brine in Orca basin (Gulf of Mexico). *Marine Geology* 37, 241-252.
- Aharon, P., 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: Implications for rapid climate changes during the last deglaciation. *Paleoceanography* 18, 1079, doi: 10.1029/2002PA000840.
- 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.
- Allen, B.L., Harris, B.L., Davis, K.R., Miller, G.B., 1972. The mineralogy and chemistry of high plains playa lake soils and sediments. Report WRC 72-4, Texas Tech. University, 75 p.
- Alley, R.B., Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123-1149.
- Anderson, J.B., Rodriguez, A., Abdulah, K.C., Fillon, R.H., Banfield, L.A., Mckeown, H.A., Wellner, J.S., 2004. Late Quaternary stratigraphic evolution, northern Gulf of Mexico: A synthesis, in Anderson, J.B., Fillon, R.H., (Eds.), *Late Quaternary stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin*, SEPM Special Publication 79, pp. 1-24.
- Andrews, J.T., 1973. The Wisconsin Ice Sheet: Dispersal centers, problems of rates of retreat, and climatic implications. *Arctic and Alpine Research* 5, 185-199.
- Andrews, J.T., 1989. Quaternary geology of the northeastern Canadian Shield, in Fulton, R.J., (Ed), *Quaternary Geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada* 1, pp. 276-301.
- Andrews, J.T., Barnett, D.M., 1972. Analysis of strandline tilt directions in relation to ice centers and post-glacial crustal deformation, Laurentide Ice Sheet. *Geografiska Annaler* 54A, 1-11.
- Andrews, J.T., Mahaffy, M.A.W., 1976. Growth rate of the Laurentide Ice Sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115,000 BP sea level low). *Quaternary Research* 6, 167-183.
- Andrews, J.T., Miller, G.H., 1979. Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of distribution of limestone erratic. *Geology* 7, 592-596.

- Andrews, J.T., Miller, G. H., 1984. Quaternary glacial and nonglacial correlations for the Eastern Canadian Arctic, in Fulton, R. J., (Ed.), Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IQCP Project 24. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, pp. 101-116.
- 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.
- Andrews, J.T., Aksu, A., Kelly, M., Klassen, R., Miller, G.H., Mode, W.N., Mudie, P., 1985. Land/ocean correlations during the last interglacial/glacial transition, Baffin Bay, northwestern north Atlantic: a review. *Quaternary Science Reviews* 4, 333-355.
- Andrews, J.T., Dyke, A.S., Tedesco, K., White, J.W., 1993. Meltwater along the Arctic margin of the Laurentide Ice Sheet (8-12 ka): Stable isotopic evidence and implications for past salinity anomalies. *Geology* 21, 881-884.
- Andrews, J.T., Jennings, A.E., MacLean, B., 2001. Late Quaternary stratigraphy of Hatton and Resolution basins, east of Hudson Strait, in MacLean, B., (Ed.), Marine Geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada: Late Quaternary Sediments, Depositional Environments, and Late Glacial-Deglacial History Derived from Marine Terrestrial Studies. Geological Survey of Canada Bulletin 566, pp. 57-64.
- Attig, J.W., Clayton, L., Mickelson, D.M., 1985. Correlation of the late Wisconsin glacial phases in the western Great Lakes area. *GSA Bulletin* 96, 1585-1593.

## **B**

---

- Badalini, G., Kneller, B., Winker, C.D., 2000. Architecture and process in the late Pleistocene Trinity-Brazos turbidite system, Gulf of Mexico, in Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T., (Eds.), Deep-water reservoirs of the world, Proceedings of the 20<sup>th</sup> Annual Research Conference, Gulf Coast Section SEPM Foundation, pp. 16-34.
- Balsam, W.L., Beeson, J.P., 2003. Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research* 50, 1421-1444.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology* 161, 141-153.
- Barnett, P.J., 1992. Quaternary geology of Ontario, in Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Scott, G.M., (Eds.), *Geology of Ontario*. Toronto, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, pp. 1011-1088.
- Bartlein, P.J., Anderson, K.H., Anderson, P.M., Edwards, M.E., Mock, C.J., Thompson, R.S., Webb, R.S., Webb, T., Whitlock, C., 1998. Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: Features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews* 17, 549-585.

- Beaubouef, R.T., Friedmann, S.J., 2000. High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of the Pleistocene intra slope basins, western Gulf of Mexico: Depositional models and reservoir analogs, in Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T., (Eds.), *Deep-water reservoirs of the world, Proceedings of the 20<sup>th</sup> Annual Research Conference, Gulf Coast Section SEPM Foundation*, pp. 40-60.
- Beaubouef, R.T., Abreu, V., Van Wagoner, J.C., 2003. Basin 4 of the Brazos-Trinity slope system, western Gulf of Mexico: The terminal portion of a late Pleistocene lowstand system tract, in Roberts, H.H., Rosen, N.C., Fillon, R.H., Anderson, J.B., (Eds.), *Shelf margin deltas and linked down slope petroleum systems: Global significance and future exploration potential: Proceedings of the 23<sup>rd</sup> Annual Research Conference, Gulf Coast Section SEPM Foundation*, pp. 45-66.
- Benson, L., Lund, S., Negrini, R., Linsley, B., Zic, M., 2003. Response of North American Great Lakes to Dansgaard-Oeschger oscillations. *Quaternary Science Reviews* 22, 2239-2251.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *GSA Bulletin* 76, 803-832.
- Biscaye, P.E., Eitrem, S., 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal Atlantic Ocean. *Marine Geology* 23, 155-172.
- Biscaye, P.E., Grousset, F.E., Revel, M., Van der Gaast, S., Zielinski, G.A., Vaars, A., Kukla, G., 1997. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102, 26,765-26,781.
- Bluemle, J.P., 1974. Early history of Lake Agassiz in southeast North Dakota. *GSA Bulletin* 85, 811-814.
- Bond, G.C., 1995. Climate and the conveyor. *Nature* 377, 383-384.
- Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last deglaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- Bond, G.C., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., 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.
- Boulay, S., Colin, C., Trentesaux, A., Frank, N., Liu, Z., 2005. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 228, 260-277.
- 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 of London* 142, 447-474.

- Bout-Roumazeilles, V., Trentesaux, A., 2007. Sedimentologic analysis of cores, recovered from the RV Marion Dufresne cruise in the Gulf of Mexico, 2-18 July, 2002, chapter 5 in Winters, W.J., Lorenson, T.D., Paull, C.K., (Eds.), Initial report of the IMAGES VIII/PAGE 127 gas hydrate and paleoclimate cruise on the R/V Marion Dufresne in the Gulf of Mexico, 2-18 July 2002. U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1358 ONLINE.
- Bout-Roumazeilles, V., Debrabant, P., Labeyrie, L., Chamley, H., Cortijo, E., 1997. Latitudinal control of astronomical forcing parameters on the high-resolution clay mineral distribution in the 45°-60°N range in the North Atlantic Ocean during the past 300,000 year. *Palaeoceanography* 12, 671-686.
- Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography* 146, 211-228.
- Bowen, G.J., Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resour. Res.* 39, 1299, doi: 10.1029/2003WR002086.
- Boyle, E.A., Keigwin, L., 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature* 330, 35-40.
- Braun, D.D., 2004. The glaciations of Pennsylvania, USA, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 237-242.
- Broccoli, A.J., Manabe, S., 1987. The Effects of the Laurentide Ice Sheet on North American Climate during the Last Glacial Maximum. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 291-299.
- Brochu, M., Michel, J.-P., 1994. *Dictionnaire de Géomorphologie à caractère dimensionnel*. Guérin Universitaire, Editions ESKA, Montréal, 298 p.
- Broecker, W.S., 1990. Salinity history of the Northern Atlantic during the last deglaciation. *Paleoceanography* 5, 459-467.
- Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4, 79–89.
- Broecker, W.S., 1997. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO<sub>2</sub> upset the current balance? *Science* 278, 1582–1588.
- Broecker, W.S., Peteet, D.M., Rind, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature* 315, 21-25.
- Broecker, W.S., André, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J., Peteet, D., 1988a. The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography* 3, 1-19.

- Broecker, W.S., Andree, M., Bonani, G., Wolfli, W., Klas, M., Mix, A., Oeschger, H., 1988b. Comparison between radiocarbon ages obtained on coexisting planktonic foraminifera. *Paleoceanography* 3, 647-657.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature* 341, 318-321.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., Wolfli, W., 1990a. A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* 5 (4), 469-477.
- Broecker, W.S., Klas, M., Clark, E., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W., Ivy, S., 1990b. Accelerator mass spectrometer radiocarbon measurements on foraminifera shells from deep-sea cores. *Radiocarbon* 32, 119-133.
- Bromwich, D.H., Toracinta, E.R., Wang, S.-H., 2002. Meteorological perspective on the initiation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary International* 95-96, 113-124.
- Brooks, J.M., Wiesenburg, D.A., Roberts, H., Carney, R.S., MacDonald, I.R., Fisher, C.R., Guinasso Jr., N.L., Sager, W.W., MacDonald, S.J., Burke Jr, R.A., Aharon, P., Bright, T.J., 1990. Salt, seeps and symbiosis in the Gulf of Mexico. A preliminary report of deepwater discoveries using DSV Alvin. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 71, 1772-1773.
- Brown, A.V., Brown, K.B., Jackson, D.C., Pierson, W.K., 2005. Lower Mississippi River and its tributaries, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America*. Elsevier Academic Press, London, pp. 231-271.
- Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification, in Brindley, G.W., Brown, G., (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*. Mineralogical Society, London, pp. 305-359.
- Brown, P.A., Kennett, J.P., 1998. Megaflood erosion and meltwater plumbing changes during last North American deglaciation recorded in the Gulf of Mexico sediments. *Geology* 26, 599-602.
- Brown, P.A., Kennett, J.P., Ingram, B.L., 1999. Marine evidence for episodic Holocene megafloods in North America and the northern Gulf of Mexico. *Paleoceanography* 14, 498-510.
- Bryant, W.R., Antoine, J.W., Ewing, M., Jones, B., 1968. Structure of the Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 52, 1204-1228.
- Bryant, W.R., Lugo, J., Córdova, C., Salvador, A., 1991. Physiography and bathymetry, in Salvador, A., (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America, Volume J*. The geological Society of America, Boulder, pp. 13-30.
- Buckley, D.E., MacKinnon, W.G., Cranston, R.E., Christian, H.A., 1994. Problems with piston core sampling: Mechanical and geochemical diagnosis. *Marine Geology* 117, 95-106.

Budd, W.F., Smith, I.N., 1981. The growth and retreat of ice sheets in response to orbital radiation changes, in Allison, I., (Ed.), *Sea Level, Ice and Climatic Change*, International Association of Hydrological Sciences, Publication 131, pp. 369-409.

Budd, W.F., Smith, I.N., 1987. Conditions for growth and retreat of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 279-290.

Buffler, R.T., Shaub, F.J., Watkins, J.S., Worzel, J.L., 1979. Anatomy of the Mexican Ridges, southwestern Gulf of Mexico, in Watkins, J.S., (Ed.), *Geological and geophysical investigations of continental margins*. AAPG Memoir 29, pp. 319-327.

Burk, C.A., Drake, C.L., 1974. *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, New York, 1009 p.

## C

---

Çağatay, M.N., Keigwin, L.D., Okay, N., Sari, E., Algan, O., 2002. Variability of clay-mineral composition on Carolina Slope (NW Atlantic) during marine isotope stages 1-3 and its paleoceanographic significance. *Marine Geology* 189, 163-174.

Carlson, A.E., 2008. Why there was not a Younger Dryas-like event during the Penultimate Deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 27, 882-887.

Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin, 623 p.

Chamley, H., 1998. Clay mineral sedimentation in the ocean, in Paquet, H., Clauer, N., (Eds.), *Soils and Sediments (Mineralogy and Geochemistry)*. Springer, Berlin, pp. 269-302.

Chamley, H., Kennett, J.P., 1976. Argiles détritiques, Foraminifères planctoniques et paléoclimats, dans des sédiments quaternaires du golfe du Mexique. *C. R. Acad. Sc. Paris* 282, 1415-1418.

Chapman, M.R., Shackleton, N.J., 1999. Global ice-volume fluctuations, North Atlantic ice-rafting events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka. *Geology* 27, 795-798.

Chen, C.F., 1997. Particle flux through sediment fingers. *Deep-Sea Research Part I – oceanographic Research Papers* 44, 1645-1654.

Clague, J.J., Saunders, I.R., Roberts, M.C., 1988. Ice-free conditions in the southwestern British Columbia at 16 000 years BP. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 938-941.

Clark, P.U., 1992. Surface form of the southern Laurentide Ice Sheet and its implications to ice-sheet dynamics. *GSA Bulletin* 104, 595-605.

Clark, P.U., Mix, A.C., 2000. Ice sheets by volume. *Nature* 406, 689-690.

Clark, P.U., Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 1-7.

- Clark, P.U., Clague, J.J., Curry, B.B., Dreimanis, A., Hicock, S.R., Miller, G.H., Berger, G.W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B.B., Mott, R.J., Oldale, R.N., Stea, R.R., Szabo, J.P., Thorleifson, L.H., Vincent, J.-S., 1993. Initiation and development of Laurentide and Cordilleran Ice Sheets following the last interglaciation. *Quaternary Science Reviews* 12, 79-114.
- Clark, P.U., Licciardi, J.M., MacAyeal, D.R., Jenson, J.W., 1996. Numerical reconstruction of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet during the last glacial maximum. *Geology* 24, 679-682.
- 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.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., 2003. Superlakes, Megafloods, and Abrupt Climate Change. *Science* 301, 922-923.
- 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 8,200 B.P. cold event. *Quaternary Science Reviews* 23, 289-407.
- Clayton, L., 1983. Chronology of Lake Agassiz drainage to Lake Superior, in Teller, J.T., Clayton, L., (Eds.), *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada Special Paper 26, pp. 291-307.
- Clayton, L., Moran, S.R., 1982. Chronology of Late Wisconsinan glaciations in middle North America. *Quaternary Science Reviews* 1, 55-82.
- CLIMAP, 1976. The surface of ice-age Earth. *Science* 191, 1131-1137.
- Cochrane, J.D., Kelly, F.J., 1986. Low frequency circulation on the Texas–Louisiana continental shelf. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 91, 10645–10659.
- Coleman, J.M., 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *GSA Bulletin* 100, 999-1015.
- Coleman, J.M., Roberts, H.H., Bryant, W.R., 1991. Late Quaternary sedimentation, in Salvador, A., (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin*. *The Geology of North America, Volume J*, The Geological Society of America, Boulder, pp. 325-352.
- Colman, S.M., Clark, J.A., Clayton, L., Hansel, A.K., Larsen, C.E., 1994. Deglaciation, lake levels, and meltwater discharge in the Lake Michigan basin. *Quaternary Science Reviews* 13, 879-890.
- Coplen, T.B., 1988. Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology* 72, 293-297.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M.R., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.-L., Auffret, G.A., 1997. Changes in sea surface hydrology

associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60° N. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 29-45.

Cragg, J., Mitchum, G., Sturges, W., 1982. Wind induced sea-surface slopes on the West Florida Shelf. *Journal of Physical Oceanography* 13, 2201–2212.

Craig, H., 1969, in Degens, E., Ross, D., (Eds.), *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Springer-Verlag, New York, pp. 208-242.

Cummings, M.L., Scrivner, J.V., 1980. The saprolite at the Precambrian–Cambrian contact, Irvine Park, Chippewa Falls, Wisconsin. *Transactions of the Wisconsin Academy of Sciences, Arts and Letters* 68, 22–29.

Curtin, D., Selles, F., Steppuhn, H., 1998. Estimating calcium-magnesium selectivity in smectitic soils from organic matter and texture. *Soil Science Society of America Journal* 62 (5), 1280–1285.

## **D**

---

Dahm, C.N., Edwards, R.J., Gelwick, F.P., 2005. Gulf Coast Rivers of the southwestern United States, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America*. Elsevier Academic Press, London, pp. 181–219.

Daigneault, R.-A., Bouchard, M.A., 2004. Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 919-938.

Dansgaard, W., Tauber, H., 1969. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures. *Science* 166, 499-502.

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir, P.M., Reeh, N., 1982. A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218, 1273-1277.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, 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 a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218-220.

Davies, D.K., Moore, W.R., 1970. Dispersal of Mississippi sediment in Gulf-of-Mexico. *J. Sedim. Petrol.* 40, 339-349.

Delong, M.D., 2005. Upper Mississippi River Basin, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America*. Elsevier Academic Press, London, pp. 327–362.

Denton, G.H., Hughes, T., 1981. *The Last Great Ice Sheets*. Wiley-Interscience, New York, 484 p.

De Velasco, G.G., Winant, C.D., 1996. Seasonal patterns of wind stress and wind stress curl over the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 101, 18127–18140.

- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 1987. Paleoenvironments along the Eastern Laurentide Ice Sheet Margin and Timing of the Last Ice Maximum and Retreat. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 265-277.
- Diegel, E.A., Karlo, J.F., Schuster, D.C., Shoup, R.C., Tauvers, P.R., 1995. Cenozoic structural evolution and tectono-stratigraphic framework of the Northern Coast Continental Margin, in Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Sneldon, S., (Eds.), *Salt Tectonics: A Global Perspective*. AAPG Memoir 65, pp. 109-151.
- Donnelly, J.P., Driscoll, N.W., Uchupi, E., Keigwin, L.D., Schwab, W.C., Thieler, E.R., Swift, S.A., 2005. Catastrophic meltwater discharge down the Hudson Valley: A potential trigger for the Intra-Allerød cold period. *Geology* 33, 89-92.
- Doyle, L.J., Sparks, T.N., 1980. Sediments of the Mississippi, Alabama, and Florida (MAFLA) Continental Shelf. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 905-916.
- Dredge, L.A., Thorleifson, L.H., 1987. The Middle Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 215-235.
- Dreimanis, A., 1977. Late Wisconsin glacial retreat in the Great Lakes region, North America. *Annals of the New York Academy of Sciences* 288, 70-89.
- Drexler, J.W., Rose, W.I., Sparks, R.S.J., Ledbetter, M.T., 1980. The Los Chocoyos ash, Guatemala: A major stratigraphic marker in middle America and in three ocean basins. *Quaternary Research* 13, 327-345.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N., Fairbanks, R., 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.
- Dyke, A.S., 1996. Preliminary paleogeographic maps of glaciated North America. Geological Survey of Canada, Open File 3296.
- Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 373-424.
- Dyke, A.S., Hooper, J., 2001. Deglaciation of northwestern Baffin Island, Nunavut, Canada. Geological Survey of Canada Map, 1999A, scale 1:500 000.
- Dyke, A.S., Prest, V.K., 1987a. Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie Physique et Quaternaire* 41, 237-263.
- Dyke, A.S., Prest, V.K., 1987b. Paleogeography of northern North America, 18,000-5,000 years ago. Geological Survey of Canada, Map 1703A, scale 1:12,500,000.
- Dyke, A.S., Dredge, L.A., Vincent, J.-S., 1982. Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the late Wisconsin maximum. *Géographie Physique et Quaternaire* 36, 5-14.

Dyke, A.S., Vincent, J.-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A., Cowan, W.R., 1989. The Laurentide Ice Sheet and introduction to the Quaternary geology of the Canadian Shield, in Fulton, R.J., (Ed.), Quaternary Geology of Canada and Greenland. Geological Survey of Canada, Geology of Canada 1, pp. 178-189.

Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews 21, 9-31.

## E

---

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.

Ellwood, B.B., Balsam, W.L., Roberts, H.H., 2006. Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trends from magnetic susceptibility measurements of surface samples. Marine Geology 203, 237-248.

Elson, J.A., 1967. Geology of Lake Agassiz, in Mayer-Oakes, W., (Ed.), Life, Land, and Water. University of Manitoba Press, Winnipeg, pp. 36-96.

Emiliani, C., Gartner, S., Lidz, B., Eldridge, K., Elvey, D.K., Huang, T.C., Stipp, J.J., Swanson, M.F., 1975. Paleoclimatological analysis of late Quaternary cores from the northeastern Gulf of Mexico. Science 189, 1083-1088.

Emiliani, C., Rooth, C., Stipp, J.J., 1978. The late Wisconsin flood into the Gulf of Mexico. Earth and Planetary Science Letters 41, 159-162.

Erlingsson, U. (submitted in Geogr. Ann. A.). A jökulhlaup from a Laurentian captured ice shelf to the Gulf of Mexico could have caused the Bølling warming.

## F

---

Fagel, N., Hillaire-Marcel, C., Robert, C., 1997. Changes in the Western Boundary Undercurrent outflow since the Last Glacial Maximum, from smectite/illite ratios in deep Labrador Sea sediments. Paleoceanography 12, 79-96.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000 year glacial eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. Nature 342, 637-641.

Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals. Quaternary Science Reviews 24, 1781-1796.

Fan, S., Oey, L., Hamilton, P., 2004. Assimilation of drifter and satellite data in a model of the Northeastern Gulf of Mexico. Continental Shelf Research 24, 1001-1013.

- Fanning, A.F., Weaver, A.J., 1997. Temporal-geographical meltwater influences on the North Atlantic Conveyor: Implications for the Younger Dryas. *Paleoceanography* 12, 307-320.
- Fenton, M.M., Moran, S.R., Teller, J.T., Clayton, L., 1983. Quaternary stratigraphy and history in the southern part of the Lake Agassiz basin, in Teller, J.T., Clayton, L., (Eds.), *Glacial Lake Agassiz*. Geological Association of Canada Special Paper 26, pp. 49-74.
- Fisher, D.A., Reeh, N., Langley, K., 1985. Objective reconstructions of the late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet and the significance of deformable beds. *Géographie Physique et Quaternaire* 39, 229-238.
- Fisher, T.G., 2003. Chronology of glacial Lake Agassiz meltwater routed to the Gulf of Mexico. *Quaternary Research* 59, 271-276.
- Fisher, T.G., 2007. Abandonment chronology of glacial Lake Agassiz's Northwestern outlet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 31-44.
- Fisher, T.G., Smith, D.G., Andrews, J.T., 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews* 21, 873-878.
- Flint, R.F., 1943. Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin Age. *Geological Society of America Bulletin* 54, 325-362.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary geology*. Wiley, New York, 892 p.
- Flower, B.P., Kennett, J.P., 1990. The Younger Dryas cool episode in the Gulf of Mexico. *Paleoceanography* 5, 949-961.
- Flower, B.P., Hastings, D.W., Hill, H.W., Quinn, T.M., 2004. Phasing of deglacial warming and Laurentide Ice Sheet meltwater in the Gulf of Mexico. *Geology* 32, 597-600.
- Fullerton, D.S., 1980. Preliminary correlation of post-Erie Interstade events (16 000-10 000 radiocarbon years before present), central and eastern Great Lakes region, and Hudson, Champlain, and St. Lawrence Lowlands, United States and Canada. *United States Geological Survey Professional Paper* 1089, 52 p.
- Fulton, R.J., Andrews, J.T., 1987. Préface : Naissance, développement et disparition de la calotte laurentienne. *Géographie Physique et Quaternaire* 41, 179-180.
- Fulton, R.J., Prest, V.K., 1987. Introduction: The Laurentide Ice Sheet and its Significance. *Géographie Physique et Quaternaire* 41, 181-186.

---

## **G**

---

- Galat, D.L., Berry Jr., C.R., Peters, E.J., White, R.G., 2005. Missouri River Basin, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America*. Elsevier Academic Press, London 727-468.

- Gallet, S., Jahn, B.M., Van Vliet Lanoe, B., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 156, 157–172.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard, M.L., (Ed.), *Deltas*. Houston Geological Society, pp. 87-98.
- Gaullier, V., Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II – Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. *AAPG Bulletin* 89, 1081-1089.
- Gerrard, M., Caquineau, S., Pinheiro, J., Stoops, G., 2007. Weathering and allophone neoformation in soils developed on volcanic ash in the Azores. *European Journal of Soil Science* 58, 496–515.
- Gingele, F.X., De Deckker, P., Hillenbrand, C.-D., 2001. Clay mineral distribution in surface sediments between Indonesia and NW Australia - source and transport by ocean currents. *Marine Geology* 179, 135–146.
- Gipp, M.R., Piper, D.J.W., 1989. Chronology of Late Wisconsinan glaciation, Emerald Basin, Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 333-335.
- Glass, H.D., Frye, J.C., Leonard, A.B., 1973. Clay minerals in east-central New Mexico. *New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources. Circular* 139, 14.
- Gradusov, B.P., 1974. A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. *Geoderma* 12, 49–55.
- Green, T., 1987. The importance of double diffusion to the settling of suspended material. *Sedimentology* 34, 319-331.
- Griffin, G.M., 1962. Regional clay mineral facies. Products of weathering intensity and current distribution in the northeastern Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 73, 737-768.
- Griffin, J.J., Goldberg, E.D., 1969. Recent sediments of Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologists* 11, 258–268.
- Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the World Ocean. *Deep-Sea Research* 15, 433–459.
- Grimley, D.A., 2000. Glacial and nonglacial sediment contributions to Wisconsin Episode loess in the central United States. *GSA Bulletin* 112, 1475-1495.
- Grimm, E.C., Watts, W.A., Jacobson, G.L.Jr., 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.

Grousset, F.E., Labeyrie, J.A., Sinko, A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, G., Cortijo, E., Huon, S., 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40–55N). *Palaeoceanography* 8, 175–192.

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.

Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 331–343.

## **H**

---

Hansel, A.K., Johnson, W.H., 1992. Fluctuations of the Lake Michigan lobe during the late Wisconsin subepisode. *Sveriges Geologiska Undersökning, Series Ca 81*, 133–144.

Harrington, C.R., 1989. Pleistocene vertebrate localities in the Yukon, in Carter, L.D., Hamilton, T.D., Galloway, J.P., (Eds.), *Late Cenozoic History of the Interior Basins of Alaska and Yukon*. United States Geological Survey Circular 1026, pp. 93–98.

Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393, 673–676.

Hemming, S.R., Bond, G.C., Broecker, W.S., Sharp, W.D., Klas-Mendelson, M., 2000. Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages of Individual Hornblende Grains for Varying Laurentide Sources of Iceberg Discharges 22,000 to 10,500 yr BP. *Quaternary Research* 54, 373–383.

Hicock, S.R., Lian, O.B., 1995. The Sisters Creek Formation: Pleistocene sediments representing a nonglacial interval in the southwestern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 758–767.

Hill, H.W., Flower, B.P., Hollander, D.J., Quinn, T.M., 2004. Evidence for Oceanic/Continental Climate Linkages during Freshwater Inputs to the Gulf of Mexico. *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract PP44A-07.

Hill, H.W., Hollander, D.J., Flower, B.P., Quinn, T.M., 2005. Elevated Mississippi River discharge during glacial times: a 7000 year wet event on the North American continent. Fall AGU, poster PP21A-1539.

Hill, H.W., Flower, B.P., Quinn, T.M., Hollander, D.J., Guilderson, T.P., 2006. Laurentide Ice Sheet meltwater and abrupt climate change during the last glaciation. *Paleoceanography* 21, PA 1006, doi: 10.1029/2005PA001186.

Hill, P.S., Nowell, A.R.M., 1995. Comparison of 2 models of aggregation in continental-shelf bottom boundary-layers. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 100, 22749–22763.

Hill, P.S., Milligan, T.G., Geyer, W.R., 2000. Controls on effective settling velocity of suspended sediment in the Eel River flood plume. *Continental Shelf Research* 20, 2095–2111.

- Hillaire-Marcel, C., 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie de Québec* 20, 185-220.
- Hillaire-Marcel, C., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects. Thèse de doctorat, Université de Paris VI, 600 p.
- Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., 1980. Chronology, paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie* 24, 373-392.
- Hillaire-Marcel, C., Grant, D.R., Vincent, J.S., 1980. Comment on « Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet » and « Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics ». *Geology* 8, 466-468.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J., Parsons, D.F., 2001. A 340,000 year record of ice rafting, palaeoclimatic fluctuations, and shelf-crossing glacial advances in the southwestern Labrador Sea. *Global and Planetary Change* 28, 227-240.
- Hofmann, E. E., Worley, S. J., 1986. An investigation of the circulation of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 91, 14221–14236.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société Géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq, 136 p.
- Hoyal, D.C.J.D., Bursik, M.I., Atkinson, J.F., 1999. The influence of diffusive convection on sedimentation from buoyant plumes. *Marine Geology* 159, 205-220.
- Huertas, F.J., Fiore, S., Huertas, F., Linares, J., 1999. Experimental study of the hydrothermal formation of kaolinite. *Chemical Geology* 156, 171–190.
- Hughes, T.J., Denton, G.H., Andersen, G.B., Schilling, D.H., Fastook, J.L., Lingle, C.S., 1981. The last great ice sheets: a global view, in Denton, G.H., Hughes, T.J., (Eds.), *The Last Great Ice Sheet*. Wiley and Sons, New York, pp. 263-317.
- Hurlburt, H. E., Thompson, J. D., 1980. A numerical study of Loop current intrusions and eddy shedding. *Journal of Physical Oceanography* 10, 1611–1651.
- Hurtgen, M.T., Lyons, T.W., Ingall, E.D., Cruse, A.M., 1999. Anomalous enrichments of iron monosulfide in euxinic marine sediments and the role of H<sub>2</sub>S in iron sulfide transformations: examples from Effingham Inlet, Orca Basin and the Black Sea. *Am. J. Sci.* 299, 556-588.

## I

---

- Inoue, M., Welsh, S.E., 1996. Numerical simulation of Gulf of Mexico circulation under present and glacial climatic conditions. OCS Study MMS 96-0067, U.S. Dept. of the Interior, Minerals Management Service, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, 146 p .

Irving, R.D., 1876. On Kaolin in Wisconsin. Wisconsin Academy of Science Arts and Letters Transactions 3, 3–30.

Ives, J.D., Andrews, J.T., Barry, R.G., 1975. Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparisons with Fenno-Scandinavia. *Naturwissenschaften* 62, 118-125.

## **J**

---

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 interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311-313.

Johnson, A.G., Kelley, J.T., 1984. Temporal, spatial, and textural variation in the mineralogy of Mississippi River suspended sediment. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 67–72.

Johnson, R.G., 1997. Ice age initiation by an ocean-atmospheric circulation change in the Labrador Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 367-379.

Johnson, W.H., 1986. Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the Lake Michigan Lobe prior to 14 ka BP, in Sibrava, V., Bowen, D.Q., Richmond, G.M., (Eds.), *Glaciations in the Northern Hemisphere. Quaternary Science Reviews, Special Volume 5*, pp. 17-22.

Jones, G.A., 1984. Advective transport of clay minerals in the region of the Rio Grande Rise. *Marine Geology* 58, 187–212.

Joyce, J.E., Tjalsma, L.R.C., Prutzman, J.M., 1990. High-resolution planktic stable isotope record and spectral analysis for the last 5.35 M.Y.: Ocean drilling program site 625, northeast Gulf of Mexico. *Paleoceanography* 5, 507-529.

Joyce, J.E., Tjalsma, L.R.C., Prutzman, J.M., 1993. North American glacial meltwater history for the past 2.3 m.y.: Oxygen isotope evidence from the Gulf of Mexico. *Geology* 21, 483-486.

Jullien, E., Grousset, F.E., Hemming, S.R., Peck, V.L., Hall, I.R., Jeantet, C., Billy, I., 2006. Contrasting conditions preceding MIS3 and MIS2 Heinrich events. *Global and Planetary Change* 54, 225-238.

## **K**

---

Karpoff, A.M., Lagabriele, Y., Boillot, G., Girardeau, J., 1989. L'authigenèse océanique de palygorskite par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (marge de Galice); ses implications géodynamiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers. Sciences de la Terre* 308, 647–654.

Kehew, A.E., Teller, J.T., 1994. History of the late glacial runoff along the southwestern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 13, 859-877.

- Kehew, A.E., Beukema, S.P., Bird, B.C., Kozłowski, A.L., 2005. Fast flow of the Lake Michigan Lobe: evidence from sediment-landform assemblages in southwestern Michigan, USA. *Quaternary Science Reviews* 24, 2335-2353.
- Kennett, J.P., 1990. The Younger Dryas cooling event: an introduction. *Paleoceanography* 5, 891-895.
- Kennett, J.P., Huddleston, P., 1972. Late Pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy, and tephrochronology: Western Gulf of Mexico. *Quaternary Research* 2, 38-69.
- Kennett, J.P., Shackleton, N.J., 1975. Laurentide Ice Sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep-sea cores. *Science* 188, 147-150.
- Kennett, J.P., Elmstrom, K., Penrose, N., 1985. The last deglaciation in Orca Basin, Gulf of Mexico: high-resolution planktonic foraminiferal changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 50, 189-216.
- Khodri, M., Leclainche, Y., Ramstein, G., Braconnot, P., Marti, O., Cortijo, E., 2001. Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature* 410, 570-574.
- King, L., 1996. Late Wisconsinan ice retreat from the Scotian Shelf. *GSA Bulletin* 108, 1056-1067.
- Knox, J.C., 1996. Late Quaternary Upper Mississippi River alluvial episodes and their significance to the Lower Mississippi River system. *Engineering Geology* 45, 63-285.
- Knox, J.C., 2000. Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews* 19, 439-457.
- Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth Science Reviews* 47, 41-70.
- Krist, F.J.Jr., Lush, D.P., 2004. Glacial history of Michigan, U.S.A.: a regional perspective, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 111-117.
- Kukla, G.J., Bender, M.L., de Beaulieu, J.-L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K.-L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C., Winograd, I.J., 2002. Last Interglacial Climates. *Quaternary Research* 58, 2-13.
- Kutzbach, J.E., Wright, H.E., 1985. Simulation of the climate of 18,000 yr BP: Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geologic record. *Quaternary Science Reviews* 4, 147-187.

Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Behling, P.J., Selin, R., 1993. Simulated climatic changes: Results of the COHMAP climate-model experiments, in *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 24-93.

## **L**

---

Labeyrie, L., Jouzel, J., Lévi, C., Cortijo, E., 2004. Changements abrupts dans un monde glaciaire. *C. R. Geoscience* 336, 721-732.

Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T., Beer, J., 2000. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 358, 1009-1025.

Laj, C., Labeyrie, L., Kissel, C., 2004. Le rapport de campagne à la mer MD132/P.I.C.A.S.S.O.-IMAGES XI à bord du Marion Dufresne. OCE/2004/02.

Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science* 292, 679-686.

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.

Ledbetter, M.T., 1984. Late Pleistocene tephrochronology in the Gulf of Mexico region, in Healy-Williams, N., (Ed.), *Principles of the Pleistocene stratigraphy applied to the Gulf of Mexico*. International Human Resources Development Corporation, Boston, pp. 121-148.

Lemmen, D.S., Duk-Rodkin, A., Bednarski, J.M., Late glacial drainage systems along the northwestern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 13, 805-828.

Leventer, A., Williams, D.F., Kennett, J.P., 1982. Dynamics of the Laurentide ice sheet during the last deglaciation: evidence from the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 11-17.

Leventer, A., Williams, D.F., Kennett, J.P., 1983. Relationships between anoxia, glacial meltwater and microfossil preservation in the Orca Basin, Gulf of Mexico. *Marine Geology* 53, 23-40.

Lewis, C.F.M., Moore, T.C.Jr., Rea, D.K., Dettman, D.L., Smith, A.M., Mayer, L.A., 1994. Lakes of the Huron basin: their record of runoff from the Laurentide ice sheet. *Quaternary Science Reviews* 13, 891-922.

Lian, O.B., Mathewes, R.W., Hicock, S.R., 2001. Paleoenvironmental reconstruction of the Port Moody Interstate, a nonglacial interval in southwestern British Columbia at about 18 000 <sup>14</sup>C years BP. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 943-952.

Licciardi, J.M., Clark, P.U., Jenson, J.W., MacAyeal, D.R., 1998. Deglaciation of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 17, 427-448.

- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records. *Paleoceanography* 20, doi: 10.1029/2004PA001071.
- LoDico, J.M., Flower, B.P., Quinn, T.M., 2006. Subcentennial-scale climatic and hydrologic variability in the Gulf of Mexico during the early Holocene. *Paleoceanography* 21, PA3015, doi: 10.1029/2005PA001243.
- Logan, B.W., Harding, J.L., Ahr, W.M., Williams, J.D., Snead, R.G., 1969. Carbonate sediments and reefs, Yucatan Shelf, Mexico. *AAPG Memoir* 11, 198 p.
- Loizeau, J.-L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J.-P., 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353-361.
- Lowe, J.J., Ammann, B., Birks, H.H., Bjorck, S., Coope, G.R., Cwynar, L., Beaulieu, J.-L., Mott, R.J., Peteet, D.M., Walker, M.J.C., 1994. Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka BP): a contribution to IGCP-253. *Journal of Quaternary Science* 9, 185-198.
- Lowell, T.V., Hayward, R.K., Denton, G.H., 1999. Role of climate oscillations in determining ice-margin position: hypothesis, examples, and implications. *Geological Society of America Special Paper* 337, 193-203.
- Ludwick, J.C., 1964, Sediments in northeastern Gulf of Mexico, in Miller, R.L., (Ed.), *Papers in marine Geology*. Macmillan, New York, pp. 204-238.
- Lyons, T.W., Severmann, S., 2006. A critical look at iron paleoredox proxies: new insights from modern euxinic marine basins. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5698-5722.

## **M**

---

- MacAyeal, D.R., 1993. Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography* 8, 775-784.
- Mallarino, G., Beaubouef, R.T., Droxler, A.W., Abreu, V., Labeyrie, L., 2006. Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill (northwestern slope of the Gulf of Mexico). *AAPG Bulletin* 90, 1089-1119.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., 1995. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean. *Nature* 378, 165-167.
- Manabe, S., Stouffer, R.J., 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography* 12, 321-336.
- Mangerud, J., Anderson, S.T., Berglund, B.E., Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-128.
- Marchitto, T.M., Wei, K.-Y., 1995. History of Laurentide meltwater flow to the Gulf of Mexico during the last deglaciation, as revealed by reworked calcareous nannofossils. *Geology* 23, 779-782.

- Marshall, S.J., 2002. Modelled nucleation centres of the Pleistocene ice sheets from an ice sheet model with subgrid topographic and glaciologic parameterizations. *Quaternary International* 95-96, 125-137.
- Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., 1999. Modeling North American Freshwater Runoff through the Last Glacial Cycle. *Quaternary Research* 52, 300-315.
- Marshall, S.J., Tarasov, L., Clarke, G.K.C., Peltier, W.R., 2000. Glaciological reconstruction of the Laurentide Ice Sheet: physical processes and modelling challenges. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 769-793.
- Martin, R.G., Bouma, A.H., 1978. Physiography of Gulf of Mexico, in Bouma, A.H., Moore, G.T., Coleman, J.M., (Eds.), *Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin: AAPG Studies. Geology* 7, pp. 3-19.
- Matsch, C.L., Schneider, A.F., 1986. Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the glacial lobe complex in Minnesota and northwestern Wisconsin, in Sibrava, V., Bowen, D.Q., Richmond, G.M., (Eds.), *Glaciations in the Northern Hemisphere. Quaternary Science Reviews, Special Volume 5*, pp. 59-64.
- Matthews, W.J., Vaughn, C.C., Gido, K.B., Marsh-Matthews, E., 2005. Southern Plains Rivers, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America. Elsevier Academic Press, London*, pp. 283–314.
- Mazzullo, J., Peterson, M., 1989. Sources and dispersal of late Quaternary silt on the northern Gulf of Mexico continental shelf. *Marine Geology* 86, 15–26.
- McCool, W.W., Parsons, J.D., 2004. Sedimentation from buoyant fine-grained suspensions. *Continental Shelf Research* 24, 1129-1142.
- McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L., Higgins, S., 1994. High-resolution climate records from the North-Atlantic during the last interglacial. *Nature* 371, 326-329.
- Meckler, A.N., Schubert, C.J., Hochuli, P.A., Plessen, B., Birgel, D., Flower, B.P., Hinrichs, K.-U., Haug, G.H., 2008. Glacial to Holocene terrigenous organic matter input to sediments from Orca Basin, Gulf of Mexico – A combined optical and biomarker approach. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 251-263.
- Mickelson, D.M., Colgan, P.M., 2003. The southern Laurentide Ice Sheet. *Development in Quaternary Science* 1, ISSN 1571-0866, DOI: 10.1016/S1571-0866(03)01001-7.
- Mickelson, D.M., Clayton, L., Fullerton, D.S., Borns, H.W., 1983. The Late Wisconsin glacial record of the Laurentide Ice Sheet in the United States, in Wright, H.E., (Ed.), *Late-Quaternary Environments of the United States. University of Minnesota Press, Minneapolis*, pp. 3-37.
- Milankovitch, M., 1920. *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars, Paris*, 339 p.

- Miller, A.A.L., Fader, G.B.J., Moran, K., 2001. Late Wisconsinan ice advances, ice extent, and glacial regimes interpreted from seismic data, sediment physical properties, and foraminifera: Halibut Channel, Grand Banks of Newfoundland, in Weddle, T.K., Retelle, M.J., (Eds.), *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*. GSA Special Paper 351, pp. 51-107.
- Mitchum, G.T., Sturges, W., 1982. Wind-driven currents on the West Florida Shelf. *Journal of Physical Oceanography* 12, 1310–1317.
- Molinari, R.L., Festa, J.F., Behringer, D.W., 1978. The Circulation in the Gulf of Mexico Derived from Estimated Dynamic Height Fields. *Journal of Physical Oceanography* 8, 987-996.
- Moody, C.L., 1967. Gulf of Mexico distributive province. *AAPG Bulletin* 51, 179-199.
- Moore, G.T., Woodbury, H.O., Worzel, J.L., Watkins, J.S., Starke, G.W., 1979. Investigations of the Mississippi fan, Gulf of Mexico. *AAPG Memoir* 29, 393-402.
- Mörner, N.-A., Dreimanis, A., 1973. Erie Interstade. *GSA Memoir* 136, 107-1034.
- Mosher, D.C., Piper, D.J.W., Vilks, G., Aksu, A.E., Fader, G.B.J., 1989. Evidence for Wisconsinan glaciations in the Verrill Canyon area, Scotian Slope. *Quaternary Research* 31, 27-40.
- Murray, H.H., Leininger, R.K., 1956. The effect of weathering on clay minerals. *Clays and Clay Minerals. Proceedings of the National Conference on Clays and Clay Minerals* 4, 340–347.

## **N**

---

- Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., 1975. *The ocean basins and margins, volume 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum Press, New York, 706 p.
- Nelson, T.H., 1991. Salt tectonics and listric-normal faulting, in Salvador, A., (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America, Volume J*. The geological Society of America, Boulder, pp. 73-89.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Bakke, J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene* 14, 299-310.
- Nowlin, W.D., 1971. Water masses and general circulation of the Gulf of Mexico. *Oceanology* 5, 28-33.
- Nürnberg, D., Ziegler, M., Karas, C., Tiedemann, R., Schmidt, M., 2008. Interacting Loop Current variability and Mississippi River discharge over the past 400 kyrs. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 278-289.

**O**

---

- Occhietti, S., 1987. Dynamique de l'inlandsis Laurentien du Sangamonien à l'Holocène. *Géographie Physique et Quaternaire* 41, 301-313.
- Oey, L.-Y., 1995. Eddy and wind-forced shelf circulation. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 100, 8621–8637.
- Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.-C., 2005. Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A Review of Numerical Models and Future Challenges. *Geophysical Monograph Series, AGU*, 26 p.
- Ohlmann, J.C., Niiler, P.P., 2005. Circulation over the continental shelf in the northern Gulf of Mexico. *Progress in Oceanography* 64, 45-81.

**P**

---

- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 77, 379.
- Parker, S.J., Shultz, A.W., Schroeder, W.W., 1992. Sediment characteristics and seafloor topography of a palimpsest shelf, Mississippi–Alabama continental shelf. *Quaternary Coasts of the United States: Marine and Lacustrine Systems, SEPM Special Publication* 48, ISBN 0-918985-98-6.
- Parry, W.T., Reeves, C.C., 1968. Clay mineralogy of pluvial lake sediments, southern High Plains, Texas. *Journal of Sedimentary Research* 38, 516–529.
- Parsons, J.D., Garcia, M.H., 2000. Enhanced sediment scavenging due to double-diffusive convection. *Journal of Sedimentary Research* 70, 47-52.
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M., 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* 48, 465-478.
- Paterson, W.S.B., 1972. Laurentide ice sheet: Estimated volumes during the late Wisconsin. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 10, 885-917.
- Patterson, C.J., Johnson, M.D., 2004. The status of glacial mapping in Minnesota, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 119-123.
- 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., 1994. Ice Age paleotopography. *Science* 265, 195-201.
- Peltier, W.R., 2007. Rapid climate change and Arctic Ocean freshening. *Geology* 35, 1147-1148.
- 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.
- Peltier, W.R., Vettoretti, G., Stastna, M., 2006. Atlantic meridional overturning and climate response to Arctic Ocean freshening. *Geophysical Research Letters* 33, p. L06713, doi: 10.1029/2005GL025251.
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A., Röhl, U., 2000. Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic during the Last Glacial. *Science* 290, 1947-1950.
- Petschick, R., 2000. MacDiff 4.2 Manual. MacDiff [Online]. Available from: <<http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>>. (Revised 2001-05-17)
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology* 130, 203–229.
- Pew, E., 1982. Seismic structural analysis of deformation in the southern Mexican Ridges. Thesis, University of Texas, Austin, 102 p.
- Pindell, J., Dewey, J.F., 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf-Caribbean region. *Tectonics* 1, 179-211.
- Pinsak, A.P., Murray, H.H., 1960. Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. *Clays and Clay Minerals*, 7<sup>th</sup> National Conference, Pergamon, Oxford, New York, pp. 162-177.
- Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Fader, G.B., Josenhans, H.W., MacLean, B., Vilks, G., 1990. Quaternary geology, in Keen, M.J., Williams, G.L., (Eds.), *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*. Geological Survey of Canada, *Geology of Canada* 2, pp. 475-607.
- Pirkle, E.C., 1960. Kaolinitic sediments in peninsular Florida and origin of the kaolin. *Economic Geology* 55, 1382–1405.
- Pirmez, C., Droxler, A., 2006. Turbidite sedimentation in Brazos-Trinity Basin IV: Refining the age model. USSSP-IODP308 [Available Online].
- Poore, R.Z., Verardo, S., Caplan, J., Pavich, K., Quinn, T., (in press). Planktic foraminiferal relative abundance trends in the Gulf of Mexico Holocene sediments: Records of climate variability, in Holmes, C., (Ed.), *Gulf of Mexico, its origins, waters, biota, and human impacts*. Univ Texas Press.

- Potter, P.E., Heling, D., Shimp, N.E., van Wie, W., 1975. Clay mineralogy of modern alluvial muds of the Mississippi River Basin. *Bulletin du Centre Recherche Pau- SNPA* 9, 353–389.
- Presley, B.J., Stearns, S., 1986. Interstitial water chemistry, Deep Sea Drilling Project Leg 961, in Bouma, A.H., Coleman, J.M., Meyer, A.W., et al., (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, 96, U.S. Govt. Printing Office, Washington, pp. 697-709.
- Prest, V.K., 1983. Canada's Heritage of Glacial Features. *L'Héritage glaciaire du Canada*. Commission géologique du Canada. *Rapport divers* 28, 119 p.
- Prest, V.K., 1984. The Late Wisconsinan glacier complex, in Fulton, R.J., (Ed.), *Quaternary stratigraphy of Canada - A Canadian contribution to IGCP Project 24*. Geological Survey of Canada, Paper 84-10, pp. 21-36 and Map 1584A, scale 1:7 500 000.
- Pryor, W.A., 1975. Biogenic Sedimentation and Alteration of Argillaceous Sediments in Shallow Marine Environments. *GSA Bulletin* 86, 1244-1254.
- Pye, K., Johnson, R., 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of lower. Mississippi Valley loess *Earth Surface Processes and Landforms* 13 (2), 103–124.

## **R**

---

- Rahmstorf, S., 1994. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model. *Nature* 372, 82-85.
- Rahmstorf, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature* 378, 145-149.
- Rahmstorf, S., 2000. The thermohaline ocean circulation – a system with dangerous thresholds? *Climate Change* 46, 247-256.
- Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation, in Elias, S.A., (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, pp 1-10.
- 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.
- Rateev, M.A., Gorbunova, Z.N., Lisitzin, A.P., Nosov, G.I., 1969. The distribution of clay minerals in the oceans. *Sedimentology* 13, 21–43.
- Rayburn, J.A., Teller, J.T., 2007. Isostatic rebound in the northwestern part of the Lake Agassiz basin: Isobase changes and overflow. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 23-30.
- Reichart, B.K., Bengtsson, L., Oerlemans, J., 2001. Midlatitude forcing for glacier mass balance investigated using general circulation models. *Journal of Climate* 14, 3767-3787.

- Richard, P.J.H., 1981. Paléophytogéographie post-glaciaire en Ungava par l'analyse pollinique. *Paléo-Québec* 13, 153 p.
- Ridge, J.C., 1997. Shed Brook Discontinuity and Little Falls Gravel: evidence for the Erie Interstade in central New York. *GSA Bulletin* 109, 652-665.
- Rind, D., Peteet, D., 1985. Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent? *Quaternary Research* 24, 1-22.
- Robert, C., Kennett, J.P., 1992. Paleocene and Eocene kaolinite distribution in the South Atlantic and Southern Ocean: Antarctic climatic and paleoceanographic implications. *Marine Geologie* 103, 99-110.
- Robert, C., Kennett, J.P., 1997. Antarctic continental weathering changes during Eocene-Oligocene cryosphere expansion: clay mineral and oxygen isotope evidence. *Geology* 25, 587-590.
- Romanou, A., Chassignet, E. P., 2004. Gulf of Mexico circulation within a high-resolution numerical simulation of the North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 109, 1003-1028.
- Rooth, C.G.H., 1990. Meltwater Younger Dryas upheld. *Nature* 343, 702.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation, in Swart, P.K., Lohman, K.C., McKenzie, J., Savin, S., (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. *Geophysical Monograph*. 78, American Geophysical Union, Washington, pp. 1-36
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., 1981. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35, 145-214.
- Ruhe, R.V., 1969. *Quaternary Landscapes of Iowa*. Iowa State University Press, Ames, 255 p.
- Russell, N., Moreira, J., Sánchez, R., 2000. Volcanogenic massive sulphide deposits of Cuba. VMS deposits of Latine America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special publication 2, pp. 241-258.

## **S**

---

- Sakamoto, W., 1972. Study on the process of river suspension from flocculation to accumulation in estuary. *Bulletin of Ocean Research Institute, University of Tokyo* 5, 1-49.
- Salvador, A., 1987. Late Jurassic-Triassic paleogeography and origin of the Gulf of Mexico basin. *AAPG Bulletin* 71, 419-451.
- Salvador, A., 1991. The Gulf of Mexico Basin. *The Geology of North America, Volume J*. The geological Society of America, Boulder, 568 p.

- Satterfield, W.M., Beherens, E.W., 1990. A late Quaternary canyon/channel system, northwest Gulf of Mexico continental slope. *Marine Geology* 92, 51-67.
- Saucier, R.T., 1994. Evidence of late glacial runoff in the lower Mississippi Valley. *Quaternary Science Reviews* 13, 973-981.
- Safe, D.W., Kunze, G.W., 1971. A clay mineral investigation of six cores from the Gulf of Mexico. *Marine Geology* 10, 69-85.
- Schijf, J., 2007. Alkali elements (Na, K, Rb) and alkaline earth elements (Mg, Ca, Sr, Ba) in the anoxic brine of Orca Basin, northern Gulf of Mexico. *Chemical Geology* 243, 255-274.
- Schlager, W., Buffler, R.T., and Scientific Party, 1984. Deep Sea Drilling Project, Leg 77, southeastern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 95, 226-236.
- Schmitz, W.J.Jr., 2003. On the Circulation In and Around the Gulf of Mexico. Volume I: A Review of the Deep Water Circulation. Available on World Wide Web: <<http://www.serf.tamus.edu/gomcirculation/>>. [Revised 2005-10-26]
- Schnitker, D., Belknap, D.F., Bacchus, T.S., Friez, J.K., Lusardi, B.A., Popek, D.M., 2001. Deglaciation of the Gulf of Maine, in Weddle, T.K., Retelle, M.J., (Eds.), *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*. GSA Special Paper 351, pp. 9-34.
- Shackleton, N.J., 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of Royal Society of London* 174, 135-154.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238; Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  and  $10^6$  year scale. *Quaternary Research* 3, 39-55.
- Shackleton, N.J., Chapman, M., Sánchez-Goñi, M.F., Paillet, D., Lancelot, Y., 2002. The classic marine isotope substage 5e. *Quaternary Research* 58, 16-17.
- Sheinbaum, J., Candela, J., Badan, A., Ochoa, J., 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophysical Research Letters* 29, doi: 10.1029/2001GL013990.
- Sheu, D.-D., Presley, B.J., 1986. Variations of calcium carbonate, organic carbon and iron sulfides in anoxic sediment from the Orca Basin, northern Gulf of Mexico. *Marine Geology* 70, 103-118.
- Sheu, D.-D., Shakur, A., Pigott, J.D., Wiesenburg, D.A., Brooks, J.M., Krouse, H.R., 1987. Sulfur and oxygen isotopic compositions of dissolved sulfate in the Orca Basin: implications for origin of the high-salinity brine and oxidation of sulfides at the brine-seawater interface. *Marine Geology* 78, 303-310.
- Shilts, W.W., 1980. Flow patterns in the central North America ice sheet. *Nature* 286, 213-218.

- Shilts, W.W., 1985. Geological models for the configuration, history and style of disintegration of the Laurentide Ice Sheet, in Woldenberg, M.J., (Ed.), *Models in Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp. 73-91.
- Shilts, W.W., Cunningham, C.M., Kaszycki, C.A., 1979. Keewatin Ice Sheet – Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet. *Geology* 7, 537-541.
- Shokes, B., Presley, B.J., Trabant, P.K., Reid, D.F., 1977. Anoxic, hypersaline basin in the northern Gulf of Mexico. *Science* 196, 1443-1446.
- Shurbet, D.H., Cebull, S.E., 1975. The age of the crust beneath the Gulf of Mexico. *Tectonophysics* 28, 25-30.
- Siegert, M.J., 2001. *Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change*. Ed. Wiley, Chichester, 231 p.
- Simms, A.R., Lambeck, K., Purcell, A., Anderson, J.B., Rodriguez, A.B., 2007. Sea-level history of the Gulf of Mexico since the Last Glacial Maximum with implications for the melting history of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 26, 920-940.
- Sionneau, T., Bout-Roumazeilles, V., Biscaye, P.E., Van Vliet-Lanoe, B., Bory, A., 2008. Clay mineral distributions in and around the Mississippi River watershed and Northern Gulf of Mexico: sources and transport patterns. *Quaternary Science Reviews* 27, 1740-1751.
- Sionneau, T., Bout-Roumazeilles, V., Flower, B.P., Bory, A., Tribovillard, N., Van Vliet-Lanoe, B., Kissel, C., (soumis à *Quaternary Research*). On the provenance of freshwater pulses in the Gulf of Mexico during the last deglaciation: Evidence from grain-size and clay mineralogy.
- Smith, D. C., 1986. A numerical study of Loop current eddy interaction with topography in the western Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography* 16, 1260–1272.
- Smith, D.G., Fisher, T.G., 1993. Glacial Lake Agassiz: The northwestern outlet and paleoflood. *Geology* 21, 9-12.
- Smith, L.M., 2003. *Playas of the Great Plains*. University of Texas Press, 275 p.
- Smith, S.R., Jacobs, G.A., 2005. Seasonal circulation fields in the northern Gulf of Mexico calculated by assimilating current meter, shipboard ADCP, and drifter data simultaneously with the shallow water equations. *Continental Shelf Research* 25, 157-183.
- Snoeckx, H., Grousset, F., Revel, M., Boelaert, A., 1999. European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4. *Marine Geology* 158, 197-208.
- Stiff, B.J., Hansel, A.K., 2004. Quaternary Glaciations in Illinois, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 71-82.

- S<sup>t</sup>-Onge, D.A., 1987. The Sangamonian Stage and the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 189-198.
- Stuart, C.J., Caughey, C.A., 1976. Form and composition of the Mississippi Fan. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions* 26, 333-343.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research* 53, 277-284.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F., 1995. The GISP2  $\delta^{18}O$  Climate Record of the Past 16,500 Years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes. *Quaternary Research* 44, 341-354.
- Sturges, W., Evans, J.C., 1983. On the variability of the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Journal of Marine Research* 41, 639-653.
- Sugden, D.E., 1977. Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. *Arctic and Alpine Research* 9, 21-47.
- Syverson, K.M., Colgan, P.M., 2004. The Quaternary of Wisconsin: a review of stratigraphy and glaciations history, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 295-311.
- Syvitski, J.P.M., Murray, J.W., 1981. Particle interaction in fjord suspended sediment. *Marine Geology* 39, 215-242.
- Szabo, J.P., Chanda, A., 2004. Pleistocene glaciations of Ohio, U.S.A., in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 233-236.

## **T**

---

- Tan, F.C., 1989. Stable carbone isotopes in dissolved inorganic carbon in marine and estuarine environments, in Fritz, P., Fontes, J.C., (Eds.), *Handbook of Environmental Geochemistry*, vol. 3A. Elsevier, New York, pp. 171-190.
- Tarasov, L., Peltier, W.R., 2005. Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal. *Nature* 435, 662-665.
- Tarasov, L., Peltier, W.R., 2006. A calibrated deglacial drainage chronology for the North American continent: evidence of an Arctic trigger for the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews* 25, 659-688.
- Teller, J.T., 1990. Meltwater and precipitation runoff to the North Atlantic, Arctic, and Gulf of Mexico from the Laurentide Ice Sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanography* 5, 897-905.
- Teller, J.T., 1995. History and drainage of large ice-dammed lakes along the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary International* 28, 83-92.

- Teller, J.T., Leverington, D.W., 2004. Glacial Lake Agassiz: a 5000 yr history of change and its relationship to the  $\delta^{18}\text{O}$  record of Greenland. *GSA Bulletin* 116, 729-742.
- Teller, J.T., Leverington, D.W., Mann, J.D., 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in the climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 21, 879-887.
- Teller, J.T., Boyd, M., Yang, Z., Kor, P.S.G., Fard, A.M., 2005a. Alternative routing of Lake Agassiz overflow during the Younger Dryas: new dates, paleotopography, and a re-evaluation. *Quaternary Science Reviews* 24, 1890-1905.
- Teller, J.T., Murty, T., Nirupama, N., Chittibabu, P., 2005b. A possible tsunami in the Labrador Sea related to the drainage of glacial Lake Agassiz ~8400 years BP. *Science of Tsunami Hazards* 23, 3-16.
- Thackray, G.D., Lundeen, K.A., Borgert, J.A., 2004. Latest Pleistocene alpine glacier advances in the Sawtooth Mountains, Idaho, USA: Reflections of midlatitude moisture transport at the close of the last glaciations. *Geology* 32, 225-228.
- Thieler, E.R., Butman, B., Schwab, W.C., Allison, M.A., Driscoll, N.W., Donnelly, J.P., Uchupi, E., 2007. A catastrophic meltwater flood event and the formation of the Hudson Shelf Valley. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 120-136.
- Thiry, M., 2000. Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth Science Review* 49, 201-221.
- Thiry, M., Simon-Coinçon, R., Schmitt, J.-M., 1999. Paléoaaltérations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C.R. Acad. Sci. Earth & Planetary Sciences* 329, 853-863.
- Thorleifson, L.H., 1996. Review of Lake Agassiz history, in Teller, J.T., Thorleifson, L.H., Matile, G., Brisbin, W., (Eds.), *Sedimentology, Geomorphology, and History of the Central Lake Agassiz basin*. Geological Association of Canada, Field Trip Guidebook B2, pp. 55-84.
- Tompkins, R.E., Shephard, L.E., 1979. Orca Basin: depositional processes, geotechnical properties and clay mineralogy of Holocene sediments within an anoxic hypersaline basin, northwest Gulf of Mexico. *Marine Geology* 33, 221-238.
- Toracinta, A.R., Bromwich, D.H., Wei, H., (to be submitted). High resolution LGM simulations over the Laurentide Ice Sheet using Polar MM5. 4 p.
- Trabant, P.K., Presley, B.J., 1978. Orca Basin, anoxic depression on the continental slope, northwest Gulf of Mexico, in Bouma, A.H., Moore, G.T., Coleman, J.M., (Eds.), *Framework, Facies, and Oil-Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin*, AAPG Studies in Geology 7, pp. 303-316.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazielles, V., Tribovillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of Sedimentary Research* 71 (5), 858-862.

- Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Alego, T., Lyons, T.W., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A., Baudin, F., 2008. Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents. *Marine Geology* 254, 62-72.
- Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A., Baudin, F., (soumis). Organic-matter preservation and accumulation in an anoxic setting: the Orca Basin, Gulf of Mexico. *Comptes-Rendus Géosciences*.
- 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.
- Turner, R.E., 1999. Inputs and outputs of the Gulf of Mexico, in Kumpf, H., Steidinger, K., Sherman, K., (Eds.), *The Gulf of Mexico large marine ecosystem; assessment, sustainability and management*, Blackwell Science, Inc., 704 p.
- Tushingham, A.M., Peltier, W.R., 1991. Ice-3G: A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. *Journal of Geophysical Research* 96, 4497-4523.

## U

---

- Uchupi, E., 1975. Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, in Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., (Eds.), *The ocean basins and margins, volume 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean*. Plenum Press, New York, 706 p.

## V

---

- Van Cappellen, P., Viollier, E., Roychoudhury, A., Clark, L., Ingall, E., Lowe, K., DiChristina, T., 1998. Biogeochemical cycles of manganese and iron at the oxic-anoxic transition of a stratified marine basin (Orca Basin, Gulf of Mexico). *Environ. Sci. Technol.* 32, 2931-2939.
- Van der Voo, R., Mauk, F.J., French, R.B., 1976. Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico. *Geology* 4, 177-180.
- Van Olphen, H., 1963. *An introduction to clay colloid chemistry*. Interscience, John Willey & Sons, New York, pp. 89-107.
- Van Vliet-Lanoë, B., 2005. *La planète des glaces : Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, Paris, 470 p.
- Van Vliet-Lanoë, B., 2007. The autocyclic nature of glaciations. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, 247-262.
- Vastano, A.C., Barron, C.N., Shear, E.W., 1995. Satellite observations of the Texas current. *Continental Shelf Research* 15, 729-754.

- Velichko, A.A., Kononov, Y.M., Faustova, M.A., 1997. The Last Glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets. *Quaternary International* 41/42, 43-51.
- Vendeville, B.C., 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I – Mechanics and kinematics. *AAPG Bulletin* 89, 1071-1079.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becqué, 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.
- Vincent, J.-S., Prest, V.K., 1987. The Early Wisconsinan History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 41, 199-213.
- Vukovich, F.M., Crissman, B.W., 1986. Aspects of warm rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research* 91, 2645-2660.
- Vukovich, F.M., Waddell, E., 1991. Interaction of a warm ring with the western slope in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography* 21, 1062–1074.
- Vukovich, F.M., Crissman, B.W., Bushnell, M., King, W., 1979. Some aspects of the oceanography of the Gulf of Mexico using satellite and in situ data. *Journal of Geophysical Research* 84, 7749–7760.

## **W**

---

- Walker, J.R., Massingill, J.V., 1970. Slump features on the Mississippi Fan, northeastern Gulf of Mexico. *GSA Bulletin* 81, 3101-3108.
- Wang, H., Hughes, R.E., Steele, J.D., Lepley, S.W., Tian, J., 2003. Correlation of climate cycles in middle Mississippi Valley loess and Greenland ice. *Geology* 31, 179-182.
- Wang, L., 2000. Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 381-394.
- Wang, W., Nowlin, W.D., Reid, R.O., 1998. Analyzed surface meteorological fields over the northwestern Gulf of Mexico for 1992–94: mean, seasonal, and monthly patterns. *Monthly Weather Review* 126, 2864-2883.
- Wang, Y., 2007. Etude de la sédimentation silto-argileuse au sein d'une colonne d'eau (marine) fortement stratifiée. Mémoire de Licence Géosciences et Environnement. Université de Lille 1, 21 p.
- Weaver, C.E., 1967. Variability of a river clay suite. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 971–974.
- White, D., Johnston, K., Miller, M., 2005. Ohio River Basin, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds.), *Rivers of North America*. Elsevier Academic Press, London, pp. 375–412.

- Williams, D.F., Kohl, B., 1986. Isotope Chronostratigraphy and Carbonate Record for Quaternary Site-619, Pygmy Basin, Louisiana Continental-Slope. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 96, 671-676.
- Williams, L.D., 1978. Ice-sheet initiation and climatic influences of expanded snow cover in Arctic Canada. *Quaternary Research* 10, 141-149.
- Winant, C.D., Beardsley, R.C., Davis, R.E., 1987. Moored wind, temperature, and current observations made during Coastal Ocean Dynamics Experiment 1 and 2 over the northern California continental shelf and upper slope. *Journal of Geophysical Research – Oceans* 92, 1569–1604.
- Windom, H.L., 1976. Lithogenous material in marine sediments, in Riley, J.P., Chester, R., (Eds.), *Chemical Oceanography*. Academic Press, New York, London, pp. 103–135.
- Winguth, C., Mickelson, D.M., Colgan, P.M., Laabs, B.J.C., 2004. Modeling the deglaciation of Green Bay Lobe of the southern Laurentide Ice Sheet. *Boreas* 33, 34-47.
- Winker, C.D., 1996. High-resolution seismic stratigraphy of a late Pleistocene submarine fan ponded by salt-withdrawal mini-basins on the Gulf of Mexico continental slope. *Proceeding of the 28th annual Offshore Technology Conference, OTC Paper 8024*, 619-628.
- Worzel, J.L., Leyden, R., Ewing, M., 1968. Newly discovered diapirs in Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 52, 1194-1203.

## **Y**

---

- Yapp, C.J., Epstein, S., 1977. Climatic implications of D/H ratios of meteoric water over North America (9,500-22,000 B.P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrology. *Earth and Planetary Science Letters* 34, 333-350.
- Yu, Z., Wright, H.E.Jr., 2001. Response of interior North America to abrupt climate oscillations in the North Atlantic region during the last deglaciation. *Earth-Science Reviews* 52, 333-369.

## **Z**

---

- Zic, M., Negrini, R.M., Wigand, P.E., 2002. Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and the northwestern Great Basin, United States. *Geology* 30, 635-638.
- Ziegler, M., Nürnberg, D., Karas, C., Tiedemann, R., Lourens, L.J., 2008. Persistent summer expansion of the Atlantic Warm Pool during glacial abrupt cold events. *Nature Geoscience*, doi: 10.1038/ngeo277.



---

---

# ANNEXES

---

---



---

## **ANNEXE 1.**

### **Sédimentation silto-argileuse au travers d'une interface eau de mer/saumure**

---



## SEDIMENTATION SILTO-ARGILEUSE AU TRAVERS D'UNE INTERFACE EAU DE MER/SAUMURE

### 1. Introduction

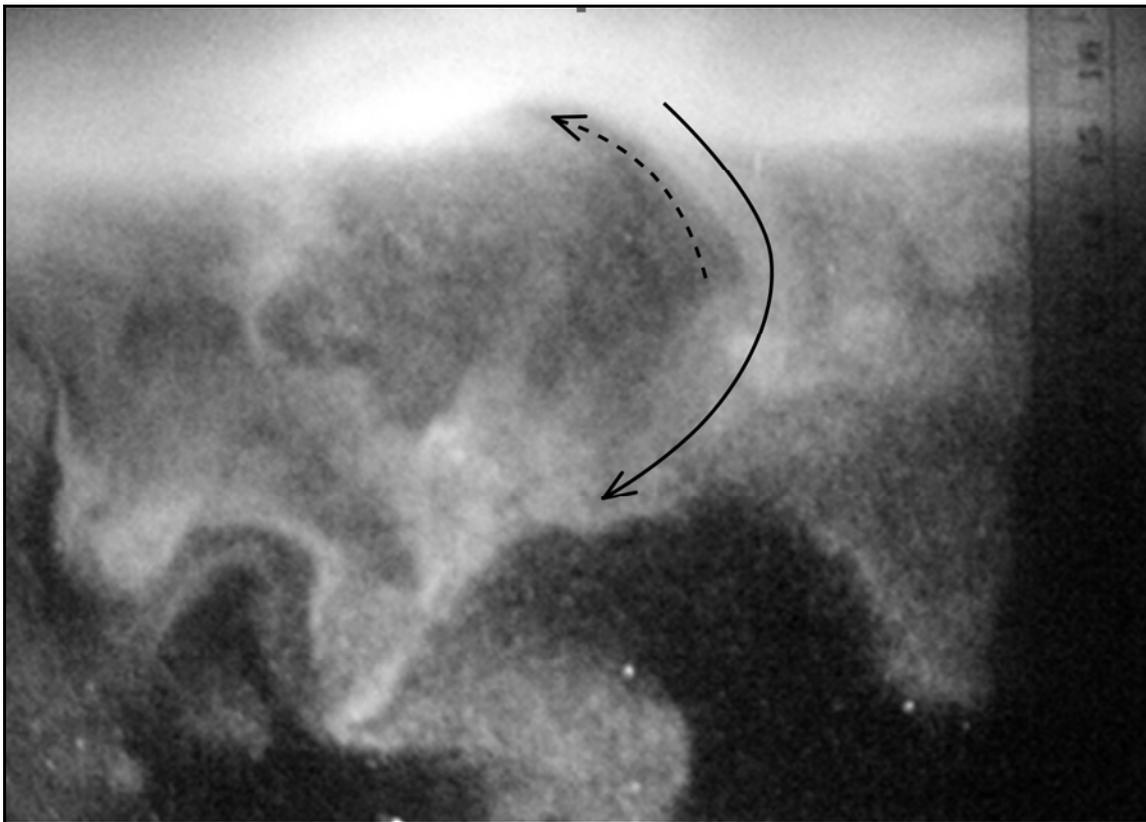
Le Bassin d'Orca, mini-bassin de la pente continentale de la Louisiane au nord du Golfe du Mexique, est caractérisé par la présence, sur son fond, d'une saumure, épaisse de 200 m, dont la salinité dépasse 250‰ (cf. §.2.2). L'interface entre cette couche hyper-salée et l'eau de mer, située vers 2230 m de profondeur, est marquée par un fort contraste de densité ( $1.025\text{g/cm}^3$  pour l'eau de mer contre  $1.185\text{g/cm}^3$  pour la saumure ; Shokes *et al.*, 1977 ; Tompkins et Shephard, 1979), à tel point qu'elle est discernable sur les profils sismiques (cf. Fig.2.9). La forte stratification des eaux empêche le renouvellement de l'oxygène au sein de la saumure et favorise l'anoxie du fond du bassin (*e.g.* Tribovillard *et al.*, 2008).

Les sédiments qui se déposent au sein du Bassin d'Orca sont granulométriquement fins (cf. §.4.1.1) et proviennent essentiellement des apports détritiques du Mississippi (Davies et Moore, 1970 ; Brown et Kennett, 1998 ; Brown *et al.*, 1999). L'anoxie qui règne au sein de la saumure empêchant le développement de la vie benthique, les dépôts sédimentaires qui se trouvent sous l'interface eau de mer/saumure sont donc préservés de la bioturbation et constituent d'excellentes archives pour des études paléoclimatiques (cf. §.2.2). Ils ont donc naturellement été analysés afin de documenter l'histoire des paléo-crues du Mississippi au cours de l'Holocène (Brown *et al.*, 1999 ; LoDico *et al.*, 2006) et des débâcles d'eau de fonte en provenance de la marge sud de la calotte Laurentide au cours du dernier cycle glaciaire (Leventer *et al.*, 1982 ; Kennett *et al.*, 1985 ; Broecker *et al.*, 1989 ; Marchitto et Wei, 1995 ; Brown et Kennett, 1998 ; Flower *et al.*, 2004 ; Hill *et al.*, 2004, 2005, 2006). La sédimentation des particules fines, qui composent les dépôts du Bassin d'Orca, à travers l'interface eau de mer/saumure n'a en revanche jamais été décrite.

La sédimentation des particules fines en milieu marin, notamment au travers d'interface de densité (due à des différences de températures et/ou de salinités entre deux couches d'eau), est relativement complexe et dépend de nombreux phénomènes tel que la

floculation (Van Olphen, 1963 ; Syvitski et Murray, 1981 ; Hill et Nowell, 1995 ; Hill *et al.*, 2000), l'activité biologique (Pryor, 1975), la concentration en particules et la vitesse des panaches fluviales à l'interface eau douce/eau de mer (McCool et Parsons, 2004).

De nombreuses modélisations analogiques ont été réalisées afin d'observer la sédimentation de particules fines au travers d'une pycnocline de type eau douce/eau de mer en l'absence de turbulence (Green, 1987 ; Chen, 1997 ; Hoyal *et al.*, 1999 ; Parsons et Garcia, 2000 ; Parsons *et al.*, 2001). Les principaux résultats obtenus montrent que les particules fines sédimentent au sein de la couche d'eau douce (couche de surface) et se concentrent au niveau de la pycnocline. L'accumulation progressive de sédiments augmente la charge gravitaire au niveau de l'interface eau douce/eau de mer et finit par la rendre instable localement. Elle se déstabilise et génère des mouvements convectifs qui contribuent à la chute des particules fines au sein de la couche d'eau de mer (couche de fond ; Fig.1).



**Figure 1** : Photographie montrant la sédimentation de particules fines au travers d'une interface eau douce/eau de mer (limite entre la couche claire et sombre dans la partie supérieure du cliché). La déstabilisation de l'interface, par augmentation progressive de la charge sédimentaire, génère des mouvements convectifs locaux (flèches) qui permettent la sédimentation des particules fines dans la couche d'eau de mer (flèche continue ; d'après Parsons *et al.*, 2001).

La sédimentation de particules fines au travers d'une pycnocline caractérisée par un contraste de densité beaucoup plus fort que lors des expériences précédentes n'a jamais été étudiée ( $\Delta d_{\text{eau de source/eau de mer}} \approx 25 \text{ mg/cm}^3$ ;  $\Delta d_{\text{eau de mer/saumure}} \approx 160 \text{ mg/cm}^3$ ). Une modélisation analogique inédite a donc été réalisée afin d'observer et de décrire la sédimentation de particules silto-argileuses au travers d'une interface matérialisant un très fort contraste de densité.

## 2. Description du modèle analogique

Le but étant de comprendre comment le matériel fin en suspension en provenance du Mississippi peut sédimenter dans le Bassin d'Orca au travers de l'interface entre l'eau de mer et la saumure, un modèle analogique du bassin a été réalisé en utilisant les caractéristiques des différentes masses d'eau décrites par Shokes *et al.* (1977).

Dans un aquarium en verre, de dimension  $48 \times 24 \times 28 \text{ cm}$ , deux couches d'eau ont été introduites de façon à ce qu'elles présentent une stratification :

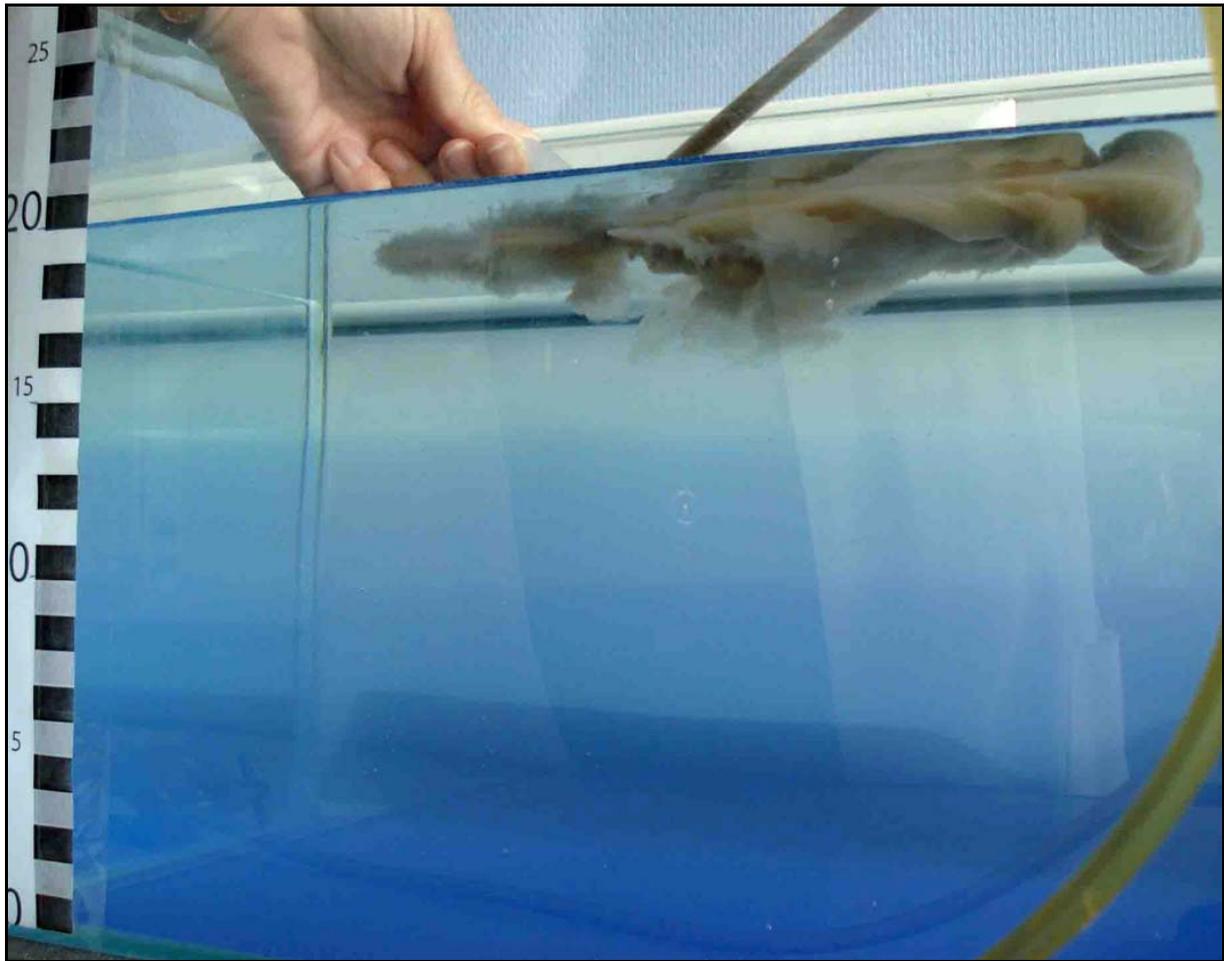
(1) La couche de surface = eau de mer :

- Salinité ( $S_{\text{sw}}$ ) = 35 ‰
- Température ( $T_{\text{sw}}$ ) = 20 °C
- Masse volumique ( $\rho_{\text{sw}}$ ) = 1025 kg/m<sup>3</sup>
- Viscosité ( $\mu_{\text{sw}}$ ) =  $1,070 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$

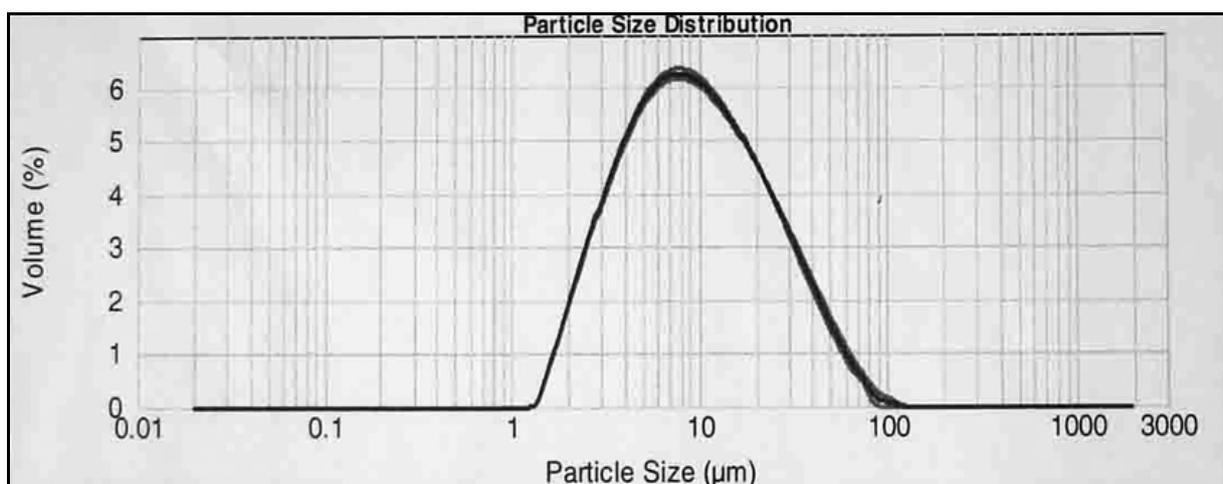
(2) La couche de fond = saumure type Bassin d'Orca :

- $S_{\text{saumure}} \approx 260 \text{ ‰}$
- $\rho_{\text{saumure}} = 1185 \text{ kg/m}^3$

Deux essais ont été effectués pour cette étude. Dans le premier essai (Essai 1), la couche de fond possède une température de 20 °C et a été colorée au bleu de méthylène afin de mieux observer la stratification des deux couches d'eau. La saumure a été introduite la première dans le bassin et la couche de surface rajouté ensuite en essayant de ne pas créer de turbulence. Dans le deuxième essai (Essai 2), la couche du fond est à une température de 5 °C (ce qui accroît sa densité et sa viscosité), afin d'être plus proche des conditions existantes au fond du Bassin d'Orca, et n'a pas été colorée pour mieux observer la sédimentation des



**Figure 2 :** Photographie illustrant l'introduction de la suspension riche en particules fines dans la couche d'eau de mer de surface (Essai 1).



**Figure 3 :** Courbe de distribution granulométrique des particules constituant les sédiments utilisés dans le cadre de cette modélisation analogique (mode = 8 µm ; taille moyenne des particules = 15,19 µm).

particules en son sein. Dans cet essai la couche de surface a d'abord été mise en place dans le bassin, la saumure étant ajoutée ensuite directement au fond du bassin. Cette méthode a l'avantage de provoquer moins de turbulence et permet donc d'obtenir une meilleure stratification des eaux.

Une fois que les deux couches d'eau ont été mise en place dans l'aquarium et que l'on a constaté visuellement qu'elles étaient bien stratifiées, des sédiments fins en suspension dans de l'eau douce ont été introduits progressivement, en surface de la couche d'eau de mer, afin de créer le moins possible de turbulence (Fig.2). La suspension possède une forte concentration en particules afin d'observer plus facilement leur sédimentation au sein de la colonne d'eau fortement stratifiée. Les sédiments utilisés dans les deux essais proviennent de carottes marines prélevées dans le nord du Golfe du Mexique. L'analyse au granulomètre laser de ces sédiments montre que la taille moyenne des particules qui les composent est de 15,19  $\mu\text{m}$  (Fig.3). Leur masse volumique est d'environ 1700  $\text{kg}/\text{m}^3$ .

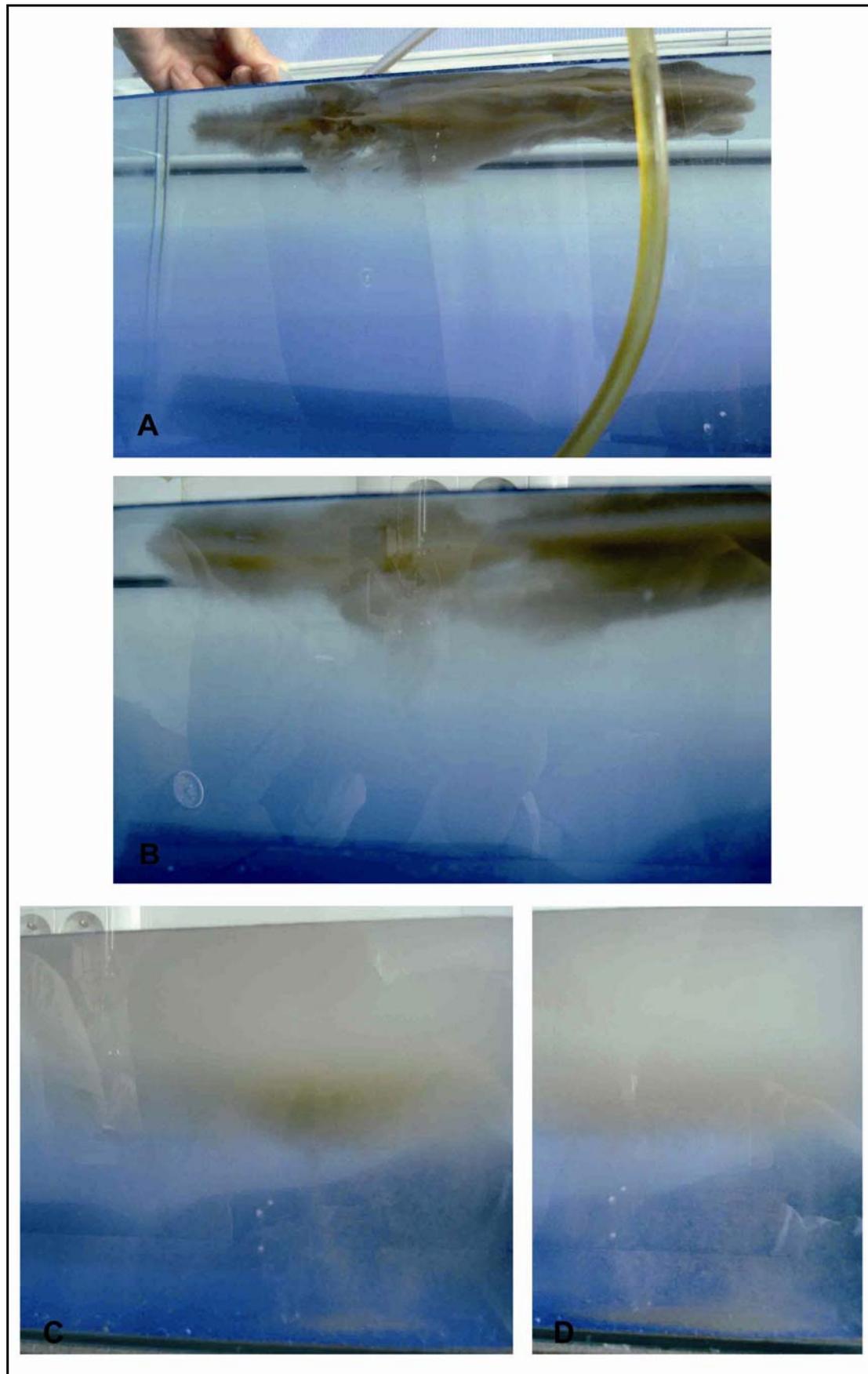
Les deux essais ont été réalisés dans les conditions les plus stables possibles afin de ne pas générer de turbulence au sein des couches d'eau et au niveau de l'interface.

### 3. Résultats et Interprétations

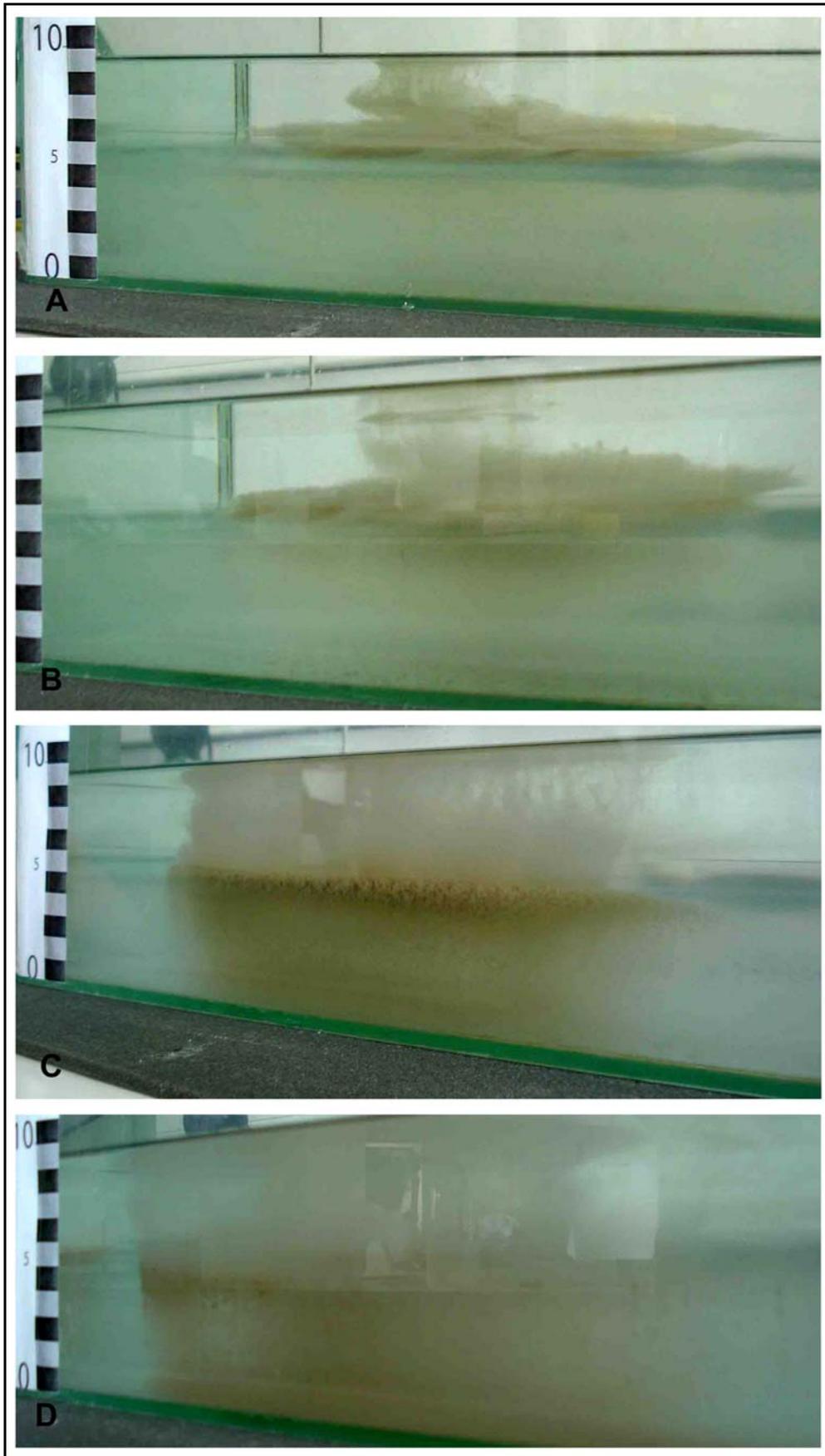
La sédimentation des particules fines en suspension au travers des deux couches d'eau au cours de l'Essai 1 (Fig.4) et de l'Essai 2 (Fig.5 et 6) s'est déroulée de façon quasiment similaire. Elle est décrite étape par étape dans les sous chapitres suivants.

#### 3.1. Sédimentation au travers de la couche de surface (eau de mer)

Dans l'Essai 1, après l'introduction des sédiments en surface de la couche d'eau de mer, les particules silto-argileuses y diffusent d'abord horizontalement (Fig.4A) puis sédimentent progressivement (Fig.4B). Dans le cas de l'Essai 2, l'inverse se produit. Les particules silto-argileuses sédimentent rapidement au travers de la couche d'eau de mer puis diffusent horizontalement une fois arrivée à l'interface eau de mer/saumure (Fig.5A et B). Cette différence s'explique sans doute par la différence de stratification des couches d'eau entre les deux essais. Alors que la stratification des deux couches d'eau est très marquée dans



**Figure 4** : Photographies illustrant la sédimentation de particules fines au cours de l'Essai 1 (A : 7 s après l'introduction des sédiments ; B : 29 s ; C : 5 min 50 s ; D : 7 min 20 s).



**Figure 5** : Photographies illustrant la sédimentation de particules fines au cours de l'Essai 2 (A : 8 s après l'introduction des sédiments ; B : 32 s ; C : 2 min 48 s ; D : 6 min 35 s).

l'Essai 2, elle apparait moins nettement dans l'Essai 1 où l'on observe une couche de transition entre les deux masses d'eau (diminution continue de la coloration au bleu de méthylène depuis le fond de l'aquarium jusqu'en surface ; Fig.2). La meilleure stratification de la colonne d'eau observée dans l'Essai 2 peut être le résultat de :

- (1) La différence de température entre les deux masses d'eau qui accentue leur contraste de densité,
- (2) La méthode utilisée pour stratifier les eaux (cf. § précédent) qui semble générer moins de turbulence. L'ajout de la couche d'eau de mer sur la saumure, dans l'Essai 1, semble provoquer des perturbations entraînant la création d'une couche intermédiaire issue du mélange de ces deux couches d'eau par turbulence et diffusion.

Il semble que la sédimentation des particules silto-argileuses jusqu'à l'interface eau de mer/saumure soit moins aisée dans l'Essai 1 que dans l'Essai 2, du fait de la présence de cette couche intermédiaire (ou de transition) ayant une densité comprise entre celle de l'eau de mer et celle de la saumure.

La chute des particules fines au travers de la couche d'eau de mer (Essai 2) se fait très rapidement puisqu'elles atteignent l'interface avec la saumure en quelques secondes (Fig.5A). Cela représente une vitesse de sédimentation de l'ordre du cm/s, ce qui est largement supérieur à la vitesse de sédimentation théorique ( $\approx 0,317$  mm/s) calculée à l'aide de la « loi de Stokes » avec les données numériques fournies dans le paragraphe précédent :

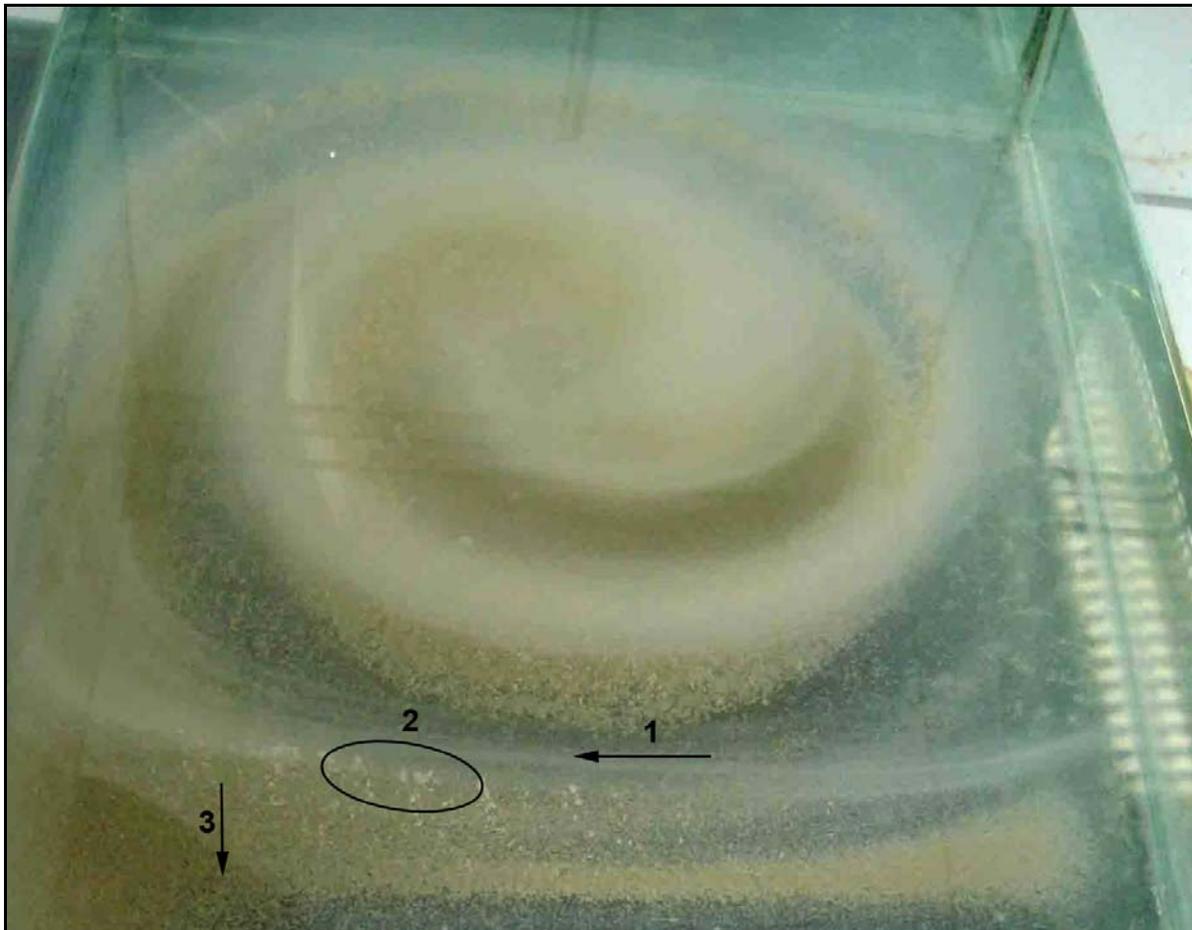
$v = \frac{2}{9} \times (\rho_p - \rho_f) \times \frac{(g \times r^2)}{\mu}$	<p><math>v</math> = vitesse de sédimentation  <math>\rho_p</math> = masse volumique de la particule  <math>\rho_f</math> = masse volumique du fluide  <math>g</math> = accélération de l'apesenteur (<math>9,81 \text{ m} \times \text{s}^{-2}</math>)  <math>r</math> = diamètre de la particule  <math>\mu</math> = viscosité du fluide</p>
--	---

Cette différence entre la vitesse de sédimentation observée dans le cadre de la modélisation et la vitesse de sédimentation théorique peut s'expliquer par la floculation des particules fines dès leur introduction dans la couche d'eau de mer. Bien que non visibles à l'œil nu, les floculats, formés par l'agrégation des particules silto-argileuses, atteignent des tailles et des densités qui permettent au sédiment de descendre plus rapidement au sein de la couche d'eau de mer.

### 3.2. Comportement des sédiments fins à l'interface eau de mer/saumure

Après avoir traversé la couche d'eau de mer, les sédiments se concentrent et stagnent au niveau de l'interface avec la saumure dans les deux essais (Fig.4C et 5C). Ce comportement correspond à ceux qui ont été décrits dans le cadre de modélisation de la sédimentation de particules fines au niveau d'une interface eau douce/eau de mer (Parsons *et al.*, 2001).

L'augmentation brutale de salinité au niveau de l'interface (Fig.2.10) crée une surface de transition qui freine les flocculats de particules fines, stoppant momentanément leur sédimentation. Au contact de la masse d'eau hyper-salée, la floculation s'intensifie (Van Olphen, 1963) et permet la formation de flocculats désormais visibles à l'œil nu (Fig.6).



**Figure 6** : Photographie illustrant les différents stades de sédimentation des particules fines au travers d'une colonne d'eau fortement stratifiée (Essai 2 ; 7 min après introduction des sédiments ; vue du dessus de l'aquarium). 1 : diffusion principalement horizontale dans la couche d'eau de mer (surface) ; 2 : concentration des sédiments à l'interface et formation de flocculats visibles à l'œil nu ; 3 : sédimentation sous forme de « pluie » des flocculats au sein de la saumure (diffusion verticale).

### 3.3. Sédimentation au travers de la couche de fond (saumure)

Dès que les flocculats ont atteint une taille et une densité suffisante, ils sédimentent au sein de la saumure. Cette sédimentation se fait sous forme de « pluie » de flocculats, leur diffusion au sein de la saumure étant uniquement verticale (Fig.4C et D ; 5C et D ; 6).

Contrairement aux expériences menées précédemment sur la sédimentation des particules fines au travers d'une interface eau douce/eau de mer, on n'observe pas de mouvement convectif à l'interface entre l'eau de mer et la saumure facilitant la sédimentation des flocculats. La différence de densité entre les deux masses d'eau doit être trop importante pour permettre ce genre de phénomène. La sédimentation se fait donc uniquement par rééquilibrage des flocculats de particules fines aux conditions de salinité de la couche de fond du Bassin d'Orca.

## 4. Conclusions

Une modélisation analogique inédite du Bassin d'Orca a été réalisée afin d'étudier la sédimentation des particules fines provenant des apports terrigènes du Mississippi au travers de la colonne d'eau hyper-stratifiée qui caractérise ce mini-bassin de la pente continentale de la Louisiane au nord du Golfe du Mexique. Les deux essais effectués au cours de cette modélisation nous ont permis d'observer une sédimentation en trois grandes étapes :

- (1) Après l'introduction des sédiments en surface de la couche d'eau de mer, les particules fines forment des flocculats (non visible à l'œil nu) sous l'effet de la salinité. Ces flocculats sédimentent rapidement au sein de la couche d'eau de mer avec des vitesses de sédimentation de l'ordre du cm/s. Ils subissent également une importante diffusion horizontale, ce qui permet une dispersion des sédiments sur toute la superficie du bassin (1 *in* Fig.6).
- (2) Après avoir traversé la couche d'eau de mer, les sédiments se concentrent à l'interface avec la saumure. Au contact de celle-ci et sous l'effet de sa forte salinité, la floculation s'intensifie permettant la formation de flocculats désormais visibles à l'œil nu (2 *in* Fig.6).
- (3) Une fois que les flocculats atteignent des tailles et des densités qui leur permettent de chuter à travers la saumure, ils sédimentent sous forme de « pluie » jusqu'au

fond du bassin. Leur diffusion est uniquement verticale. Il n'y a plus de diffusion horizontale du sédiment au sein de la saumure (3 in Fig.6). Cette sédimentation sous forme de pluie se réalise donc par rééquilibrage des flocculats aux nouvelles conditions de salinité à l'interface eau de mer/saumure.

Les profils de salinité de la colonne d'eau du Bassin d'Orca (Fig.2.10) montrent une augmentation brutale au niveau de l'interface entre l'eau de mer et la saumure vers 2230 m de profondeur. Il n'y a donc pas de couche intermédiaire de transition entre les deux couches d'eau. L'Essai 2 constitue ainsi une représentation plus semblable de ce qui peut se dérouler au sein du Bassin d'Orca que l'Essai 1 qui présente une couche de transition entre l'eau de mer et la saumure.

Les modélisations effectuées au cours de cette étude permettent pour la première fois d'avoir une idée approximative de la sédimentation des particules fines au travers de l'interface eau de mer/saumure présente au sein du Bassin d'Orca. Cependant, plusieurs des paramètres choisis pour réaliser ces modélisations analogiques ne correspondent sans doute pas aux conditions réelles et créent des biais sur la sédimentation observée :

- (1) Pour faciliter l'observation de la sédimentation nous avons utilisé des suspensions très concentrées en sédiment, ce qui a pu favoriser la floculation des particules fines (McCool et Parsons, 2004). Il est probable que les apports sédimentaires arrivant au niveau du Bassin d'Orca soient moins concentrés en particules.
- (2) Les modélisations ont été réalisées dans des conditions stables pour créer le moins possible de turbulence au sein des différentes couches d'eau et au niveau de l'interface. Bien que la saumure confinée au fond du Bassin d'Orca soit probablement soumise à des turbulences, la couche d'eau de mer est sans doute affectée en sub-surface par les houles et par des courants marins de fond.
- (3) La température de l'eau de mer au niveau de l'interface avec la saumure dans le Bassin d'Orca doit être également de 5 °C, ce qui n'est pas le cas dans les deux essais réalisés.

La sédimentation par chute rapide d'agrégats au sein de la saumure de fond du Bassin d'Orca implique un enregistrement rapide et fiable (sédimentation laminée) des modifications paléo-environnementales intervenant en amont du Golfe du Mexique.



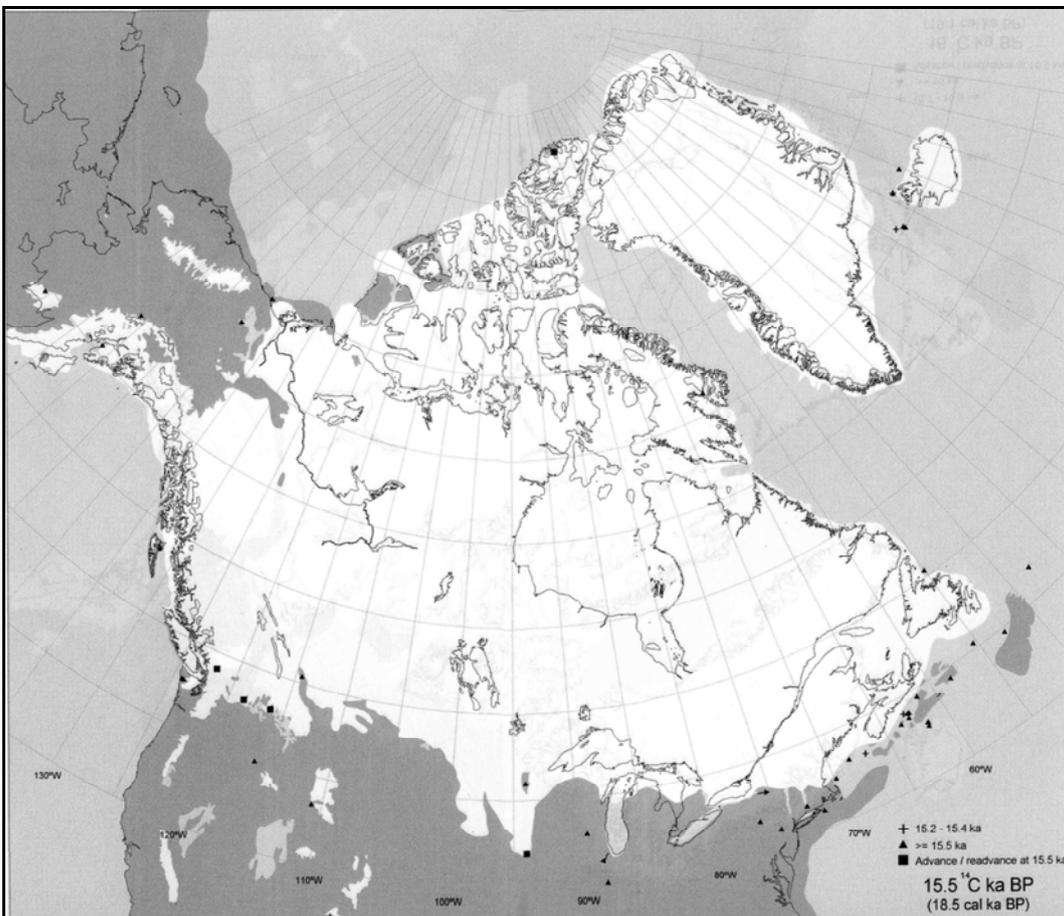
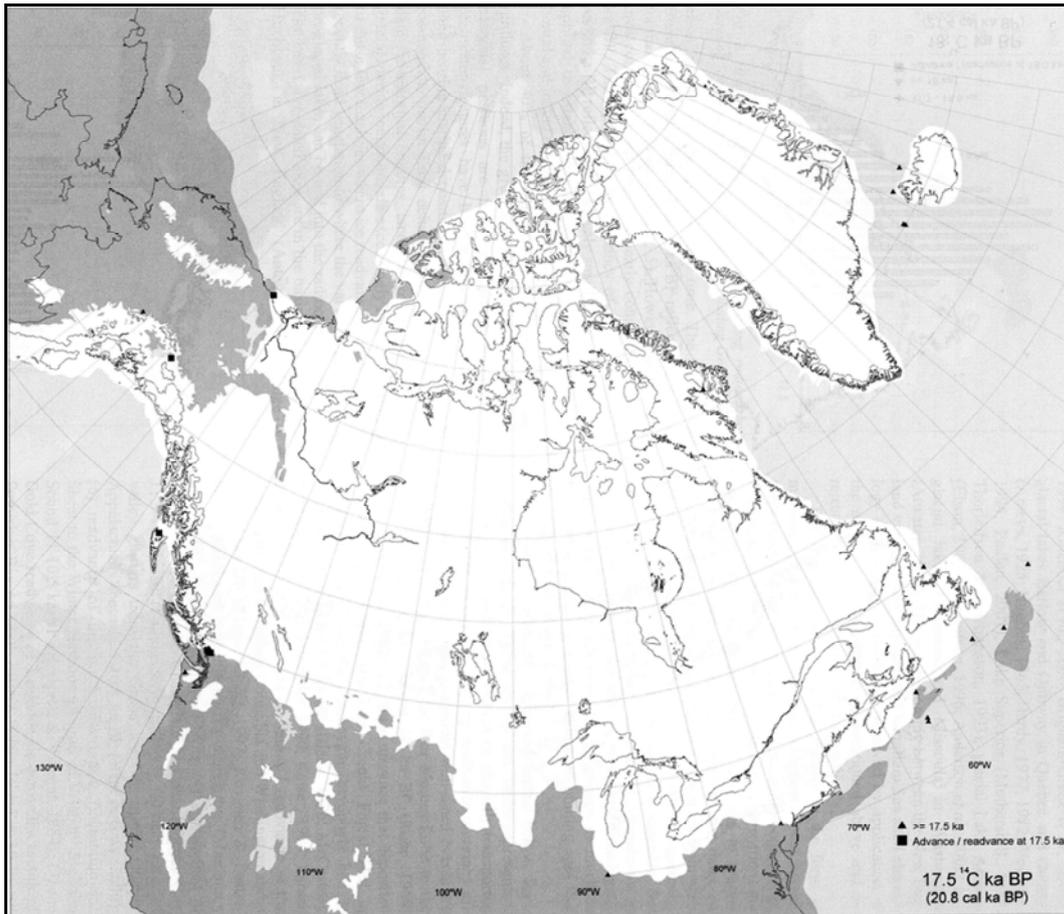
---

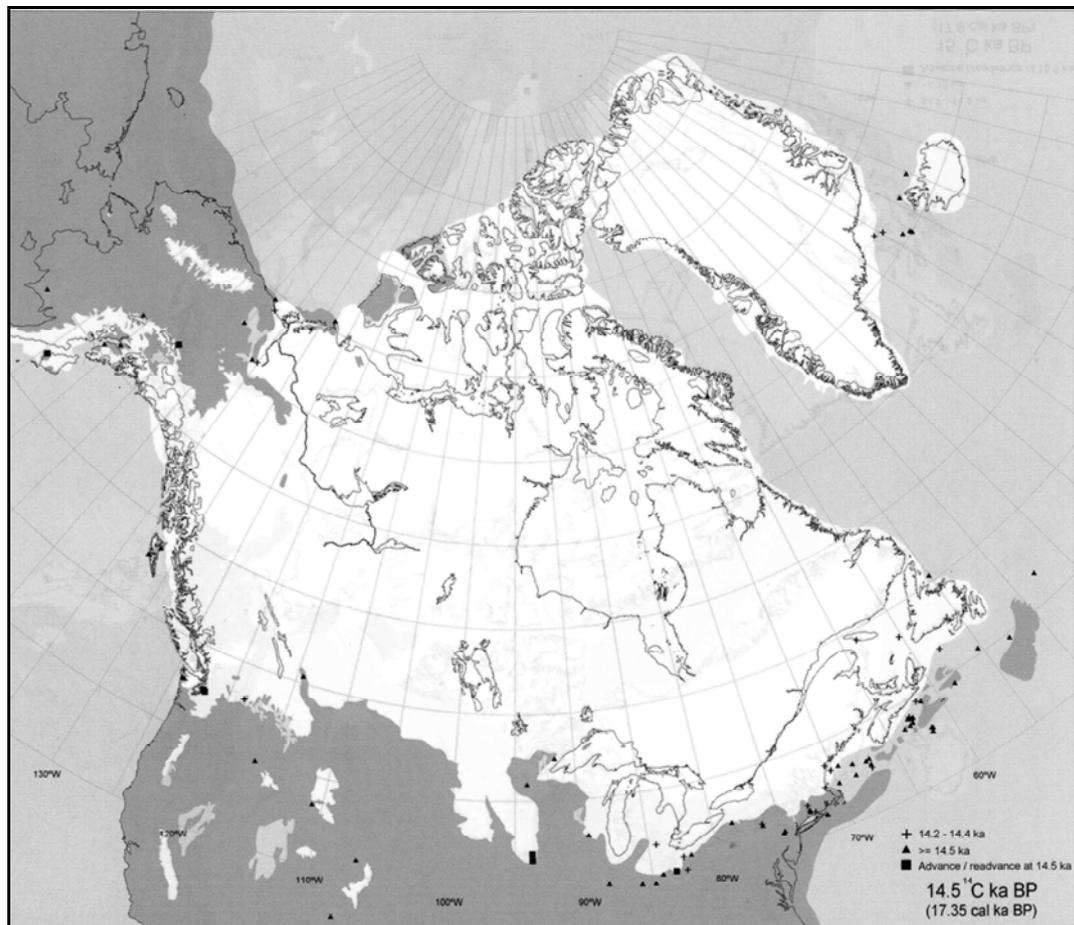
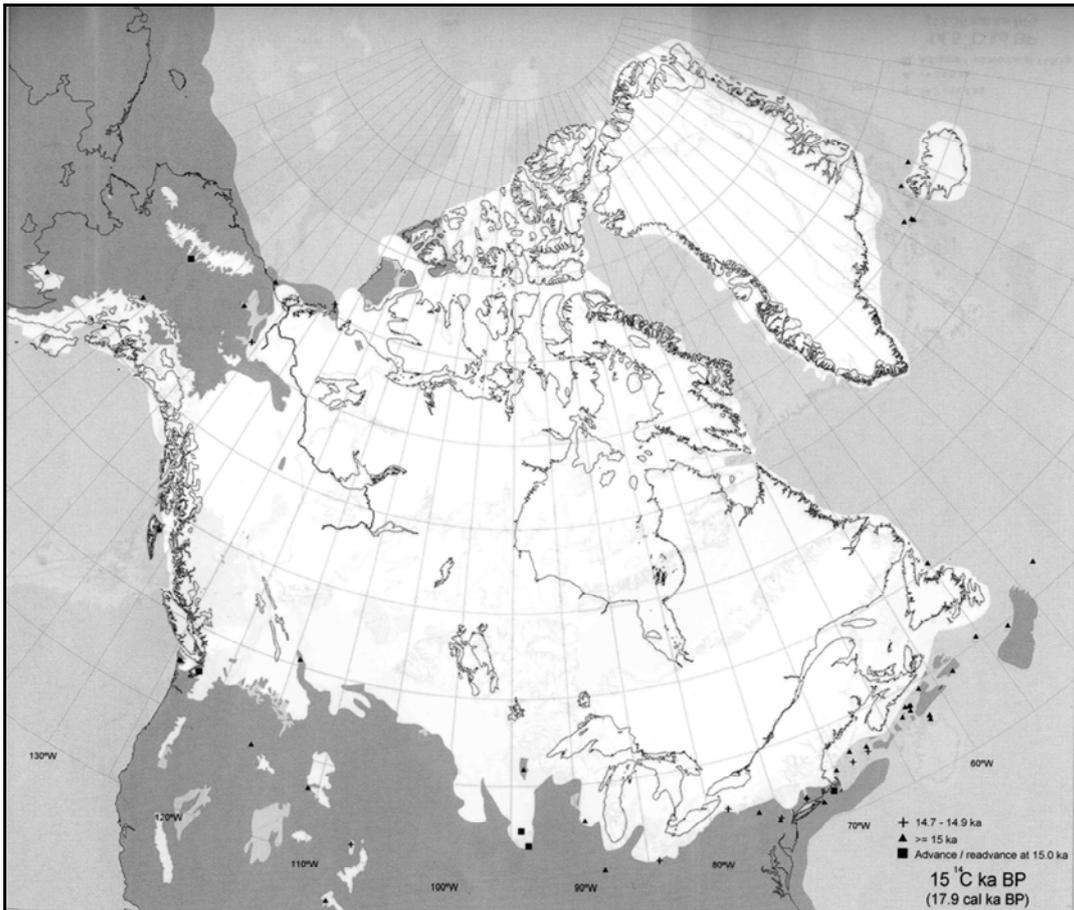
## **ANNEXE 2.**

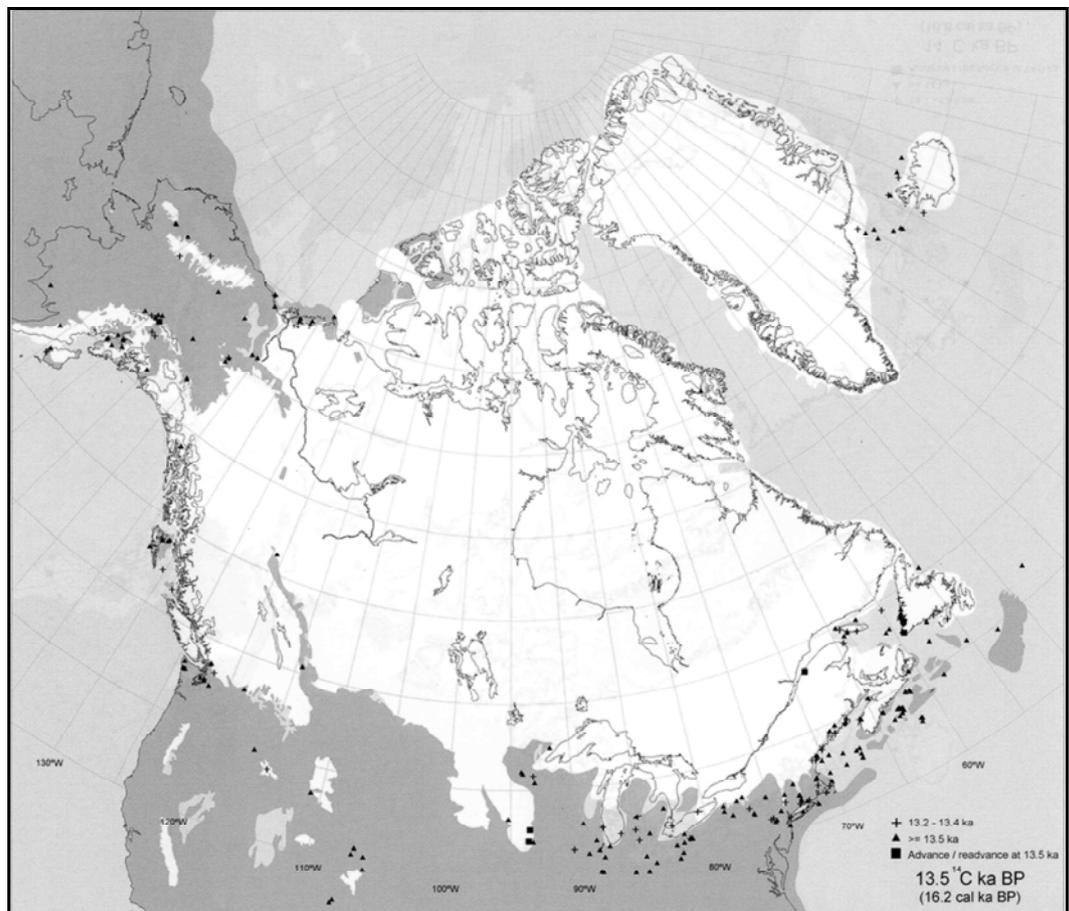
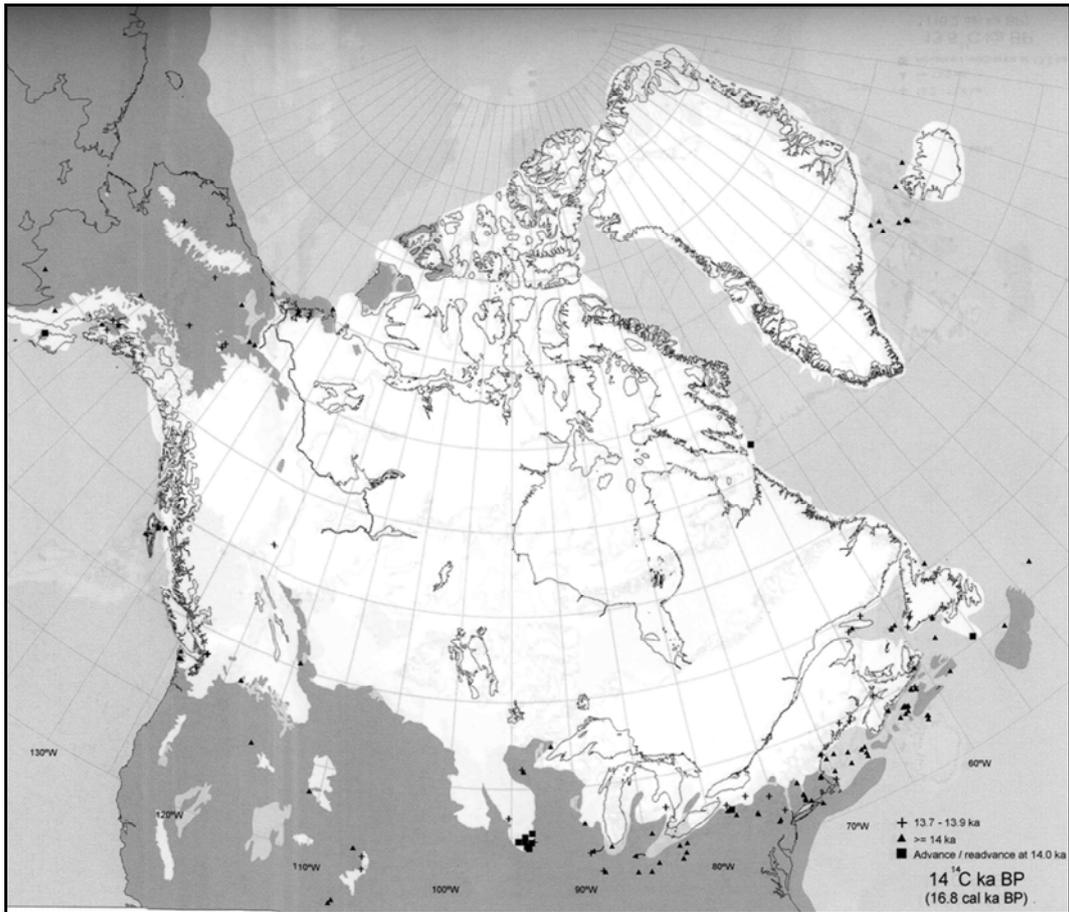
### **Cartes d'extension de la calotte glaciaire Laurentide à différentes époques (Dyke, 2004)**

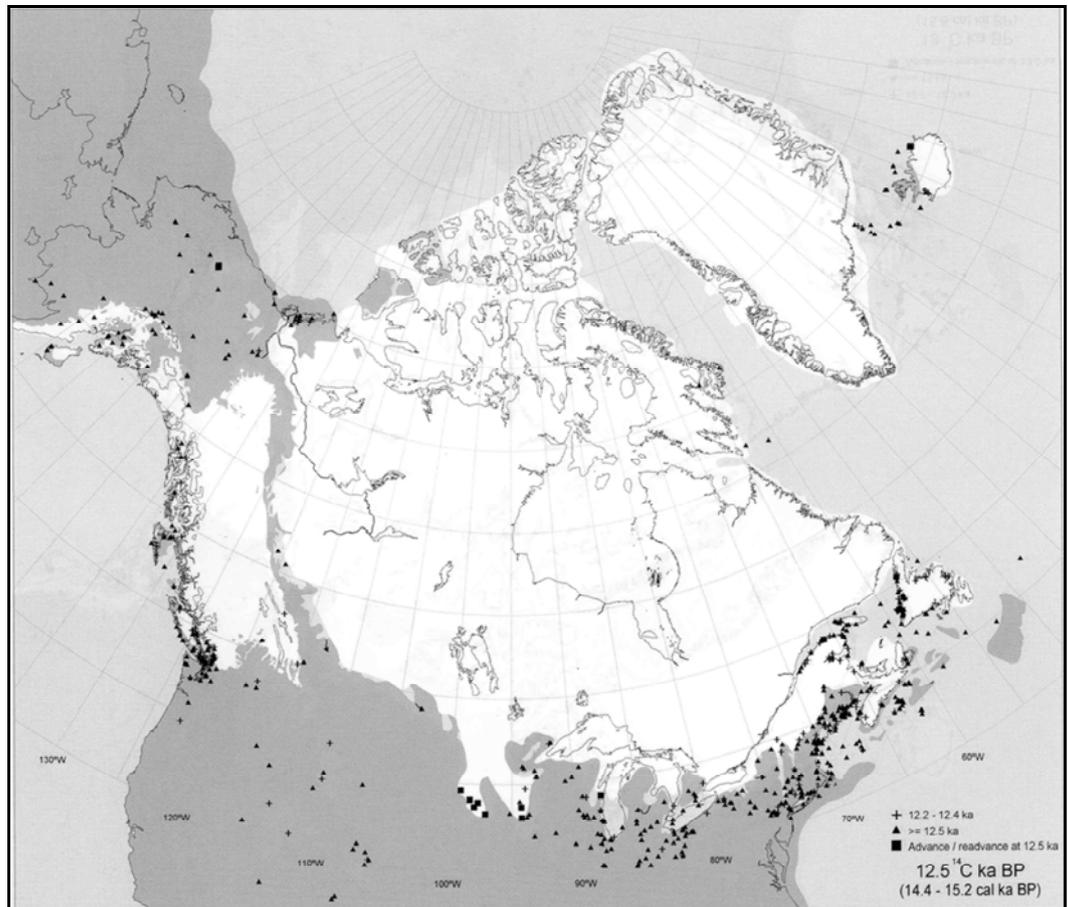
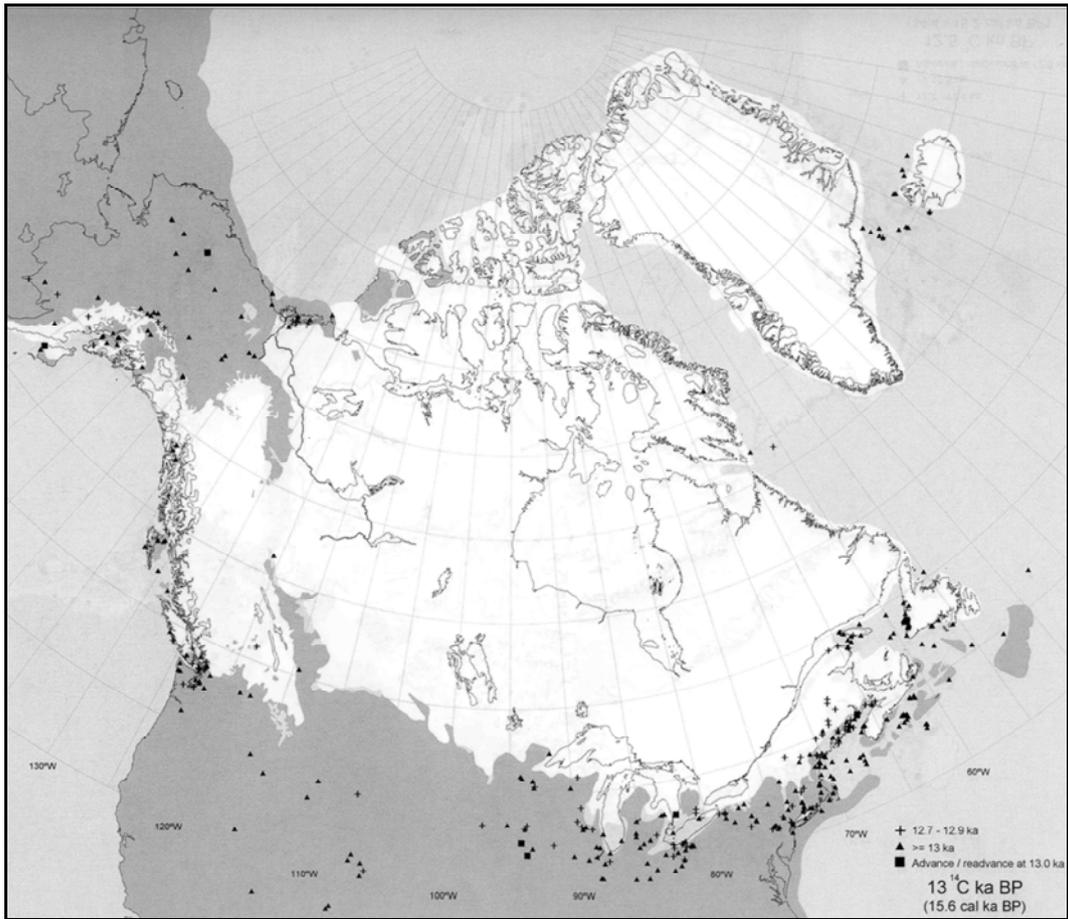
---

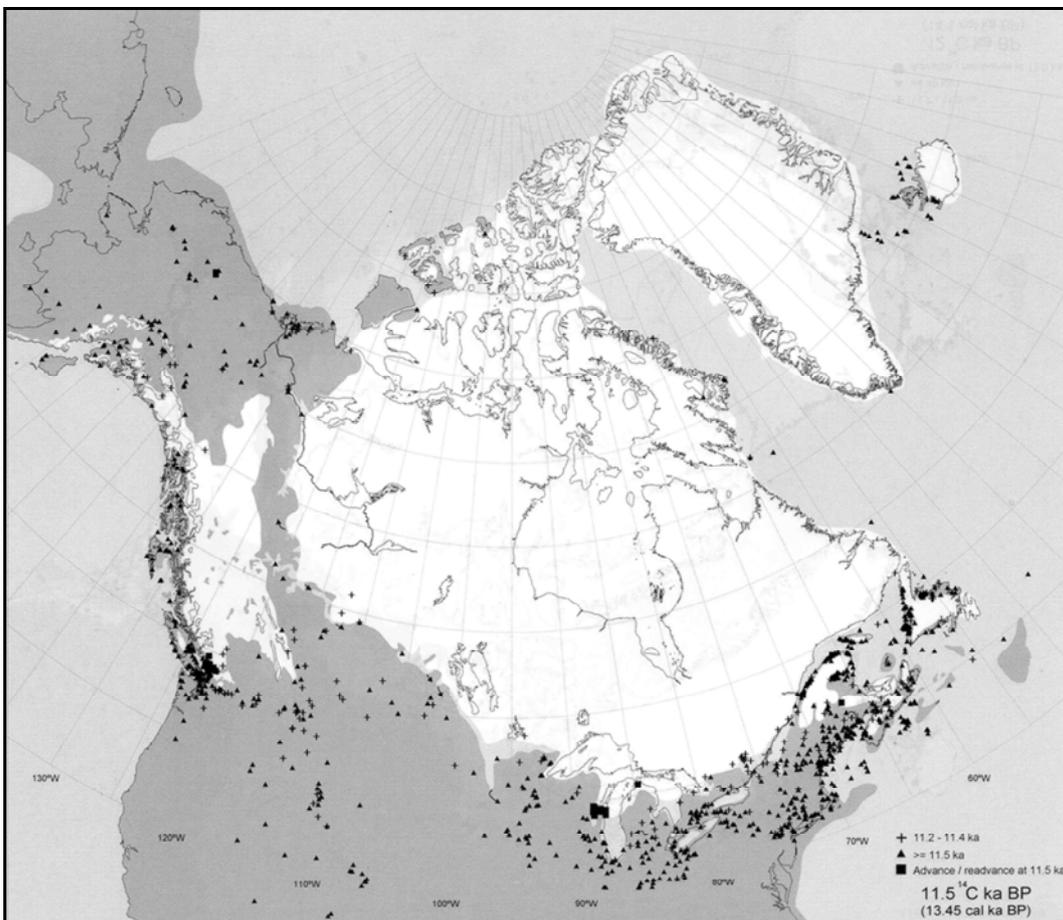
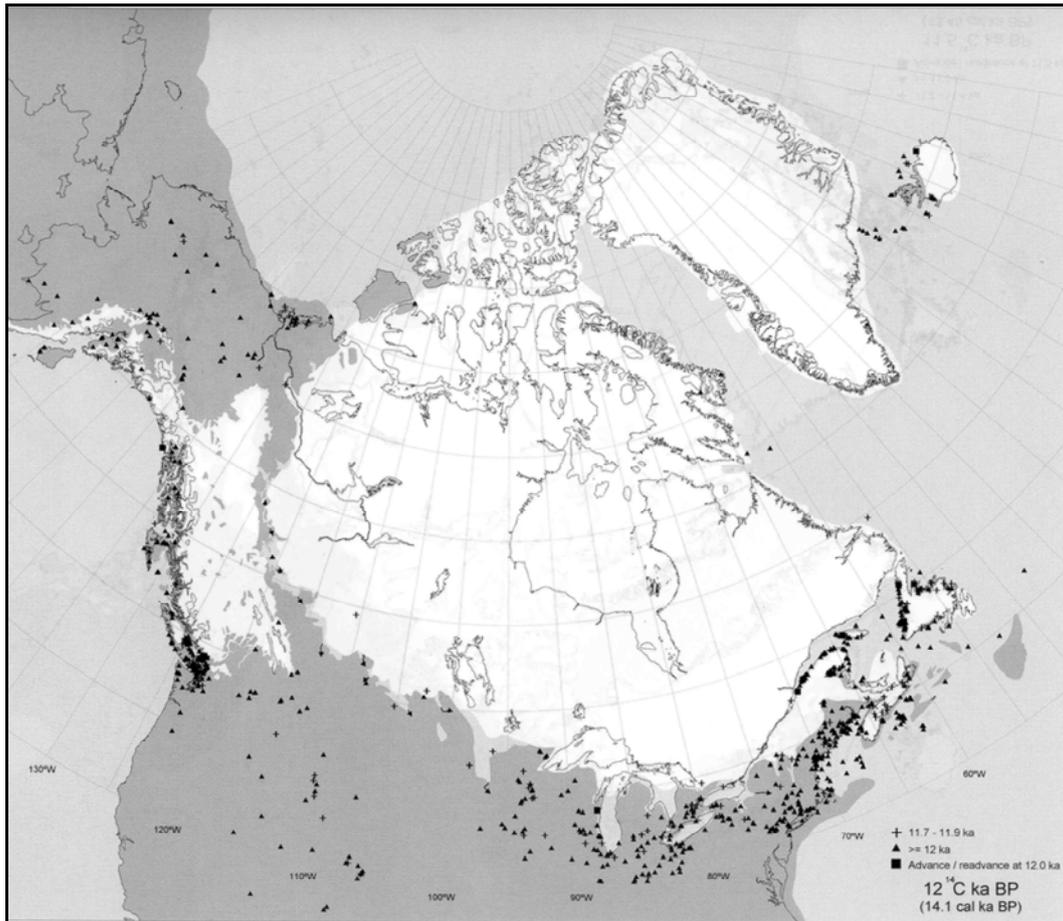


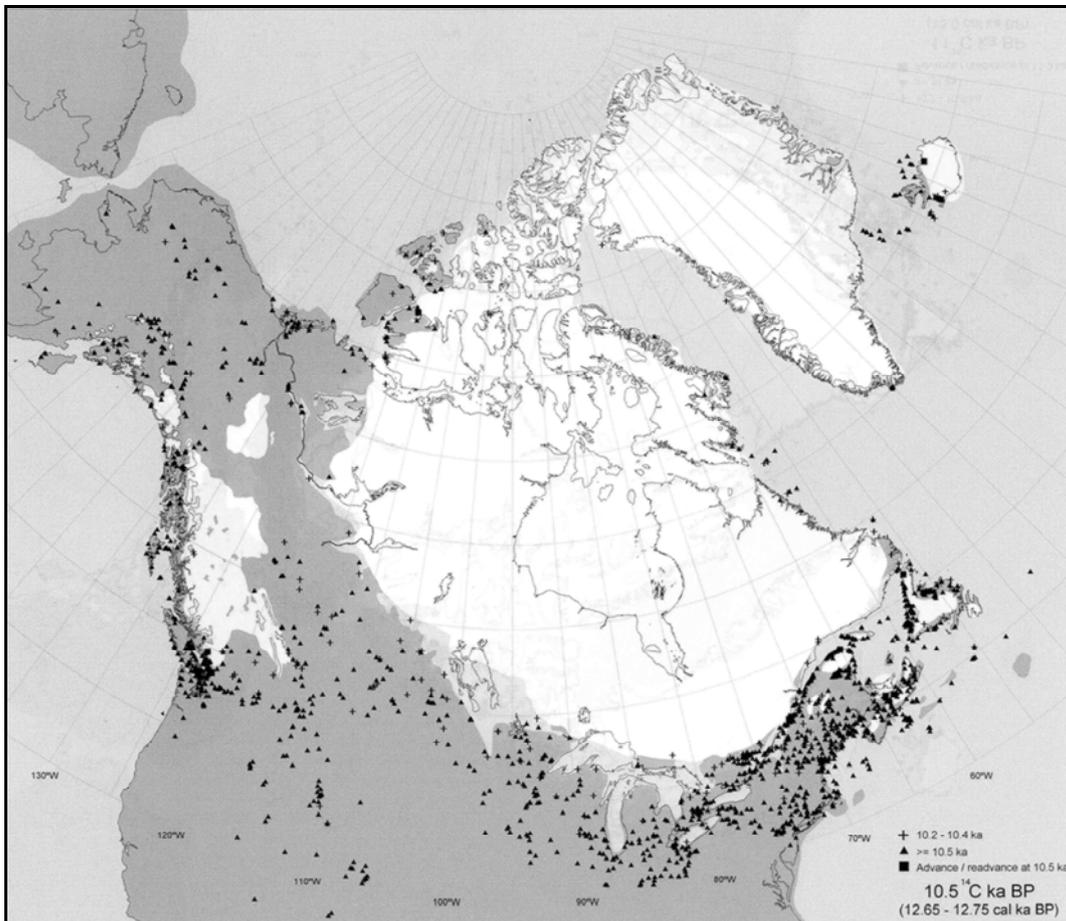
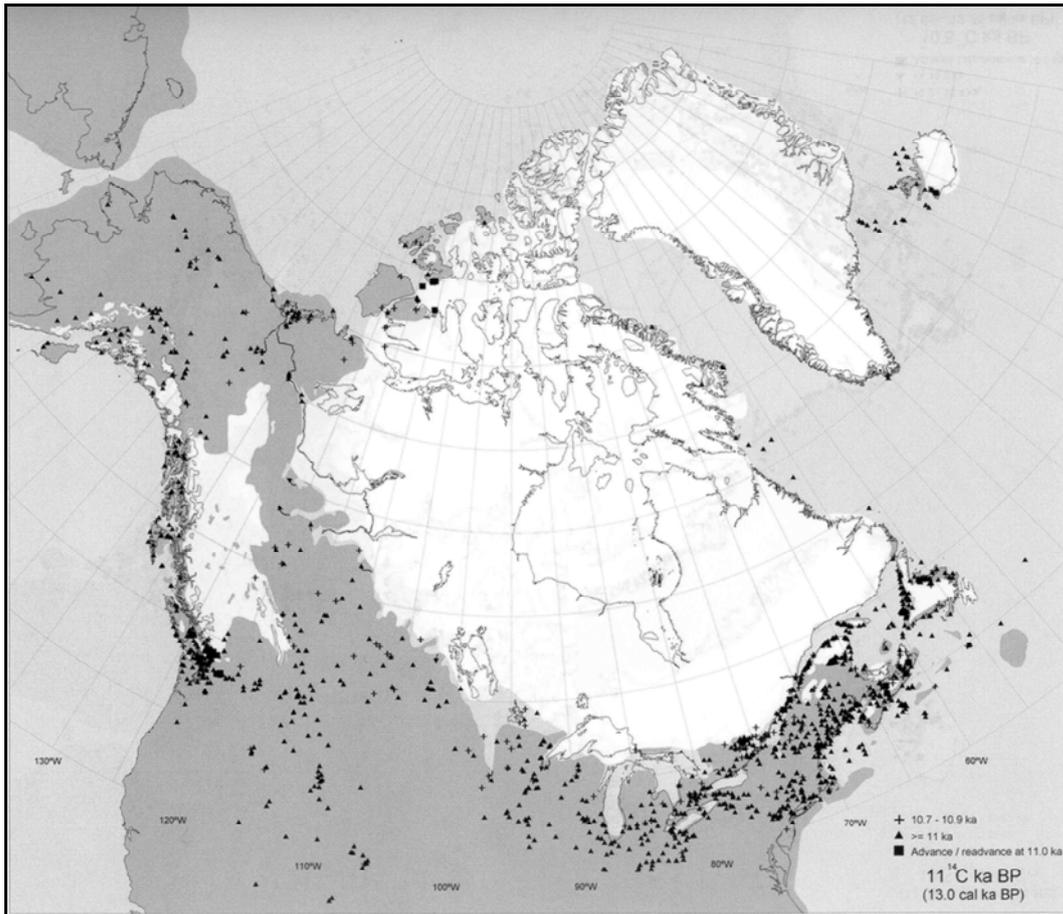


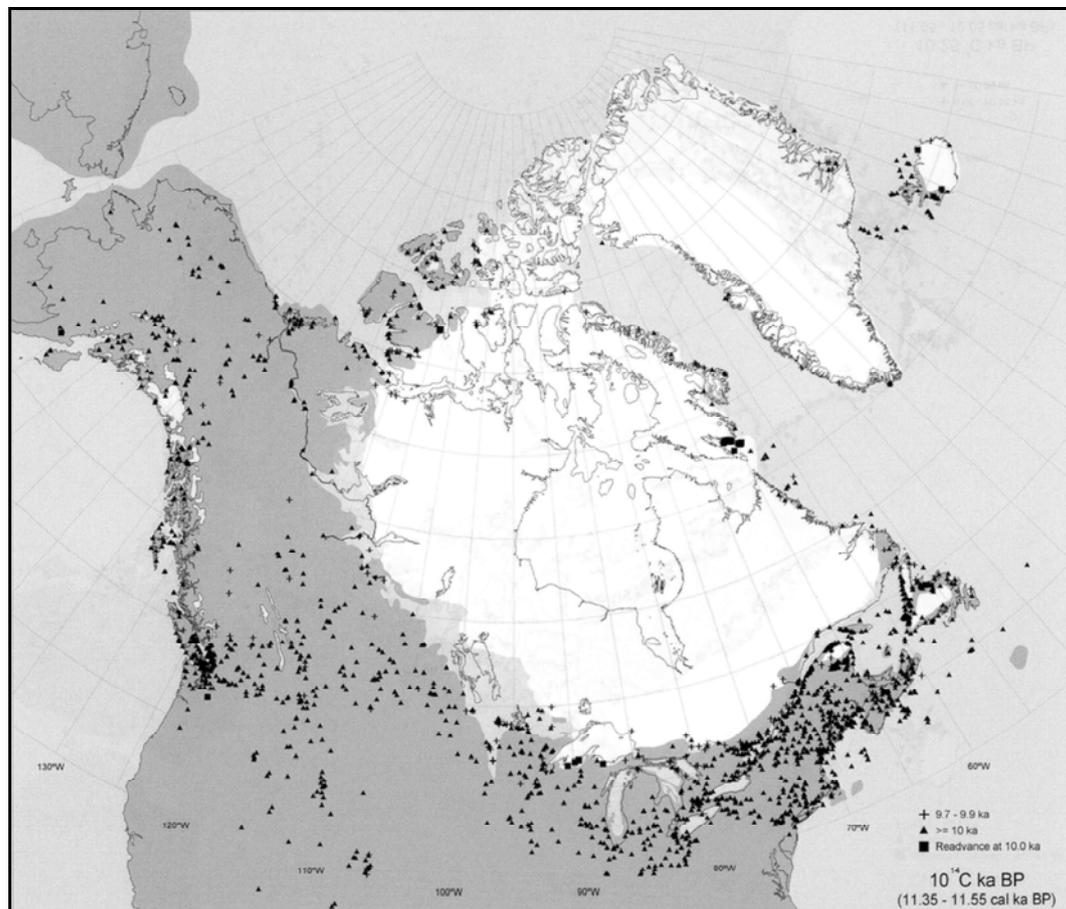
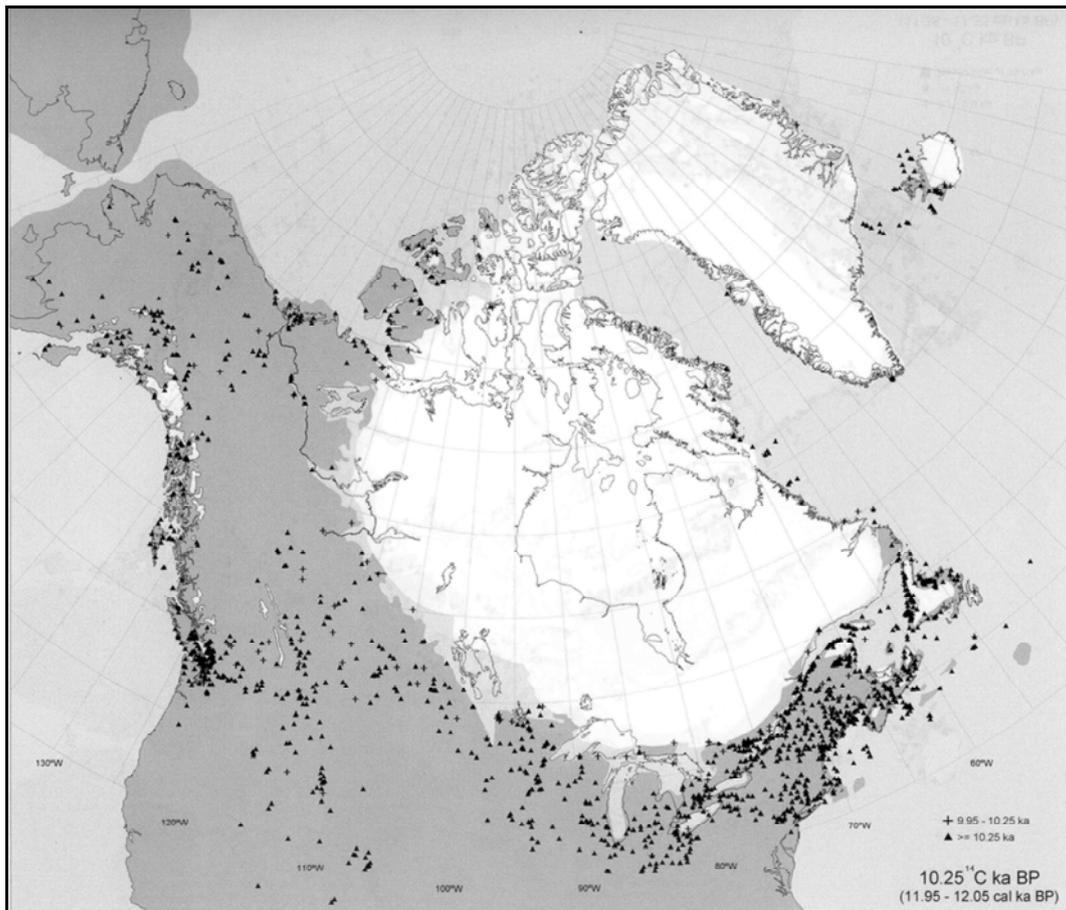


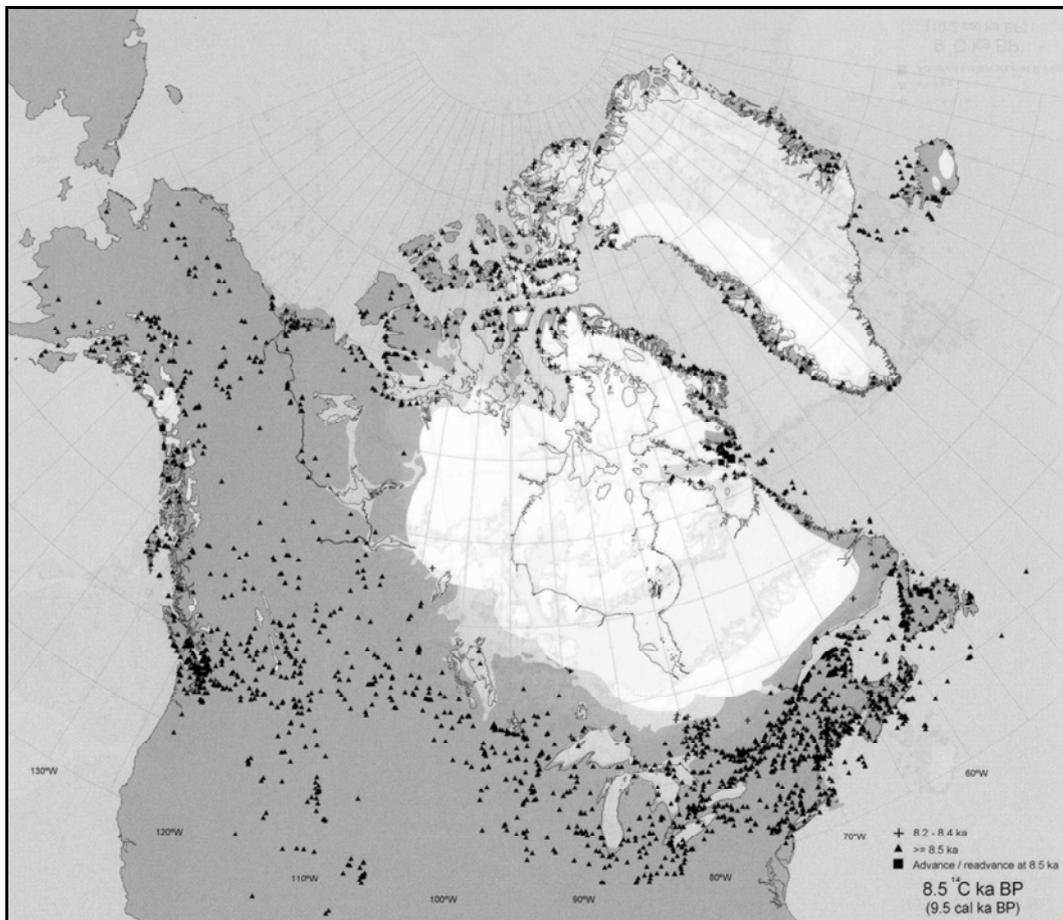
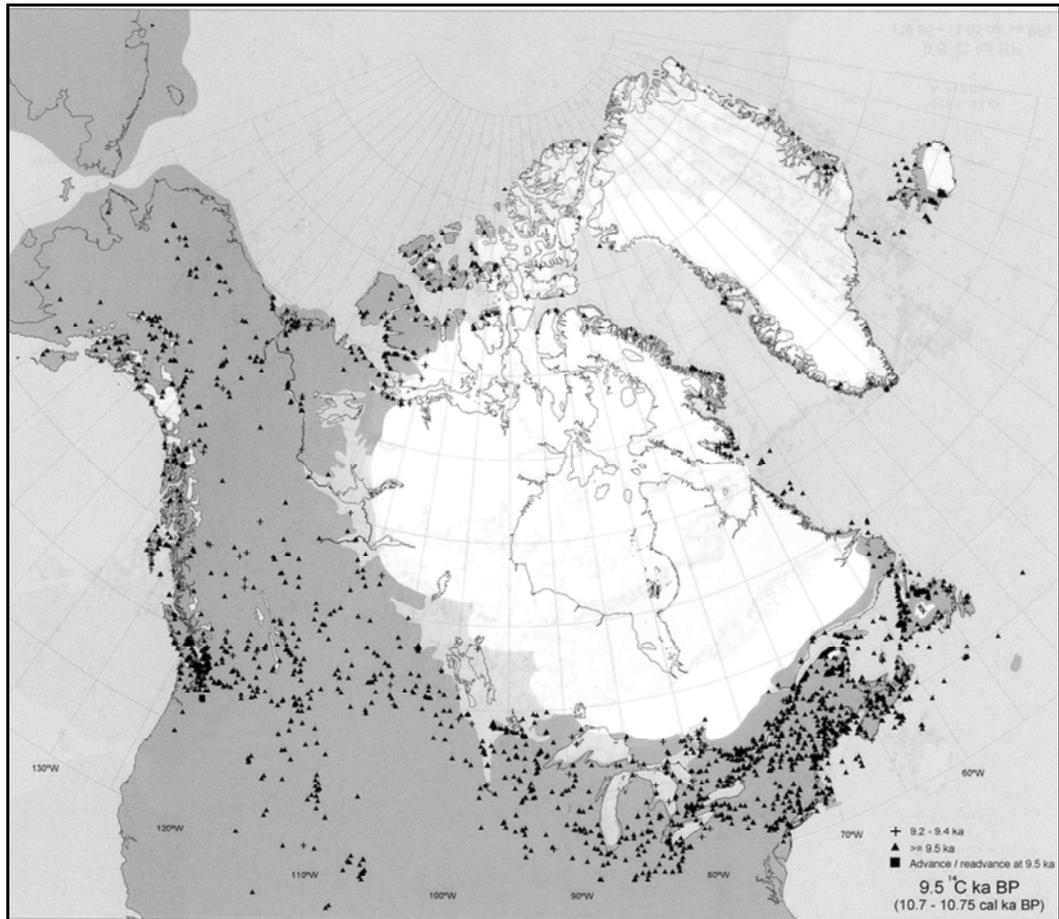


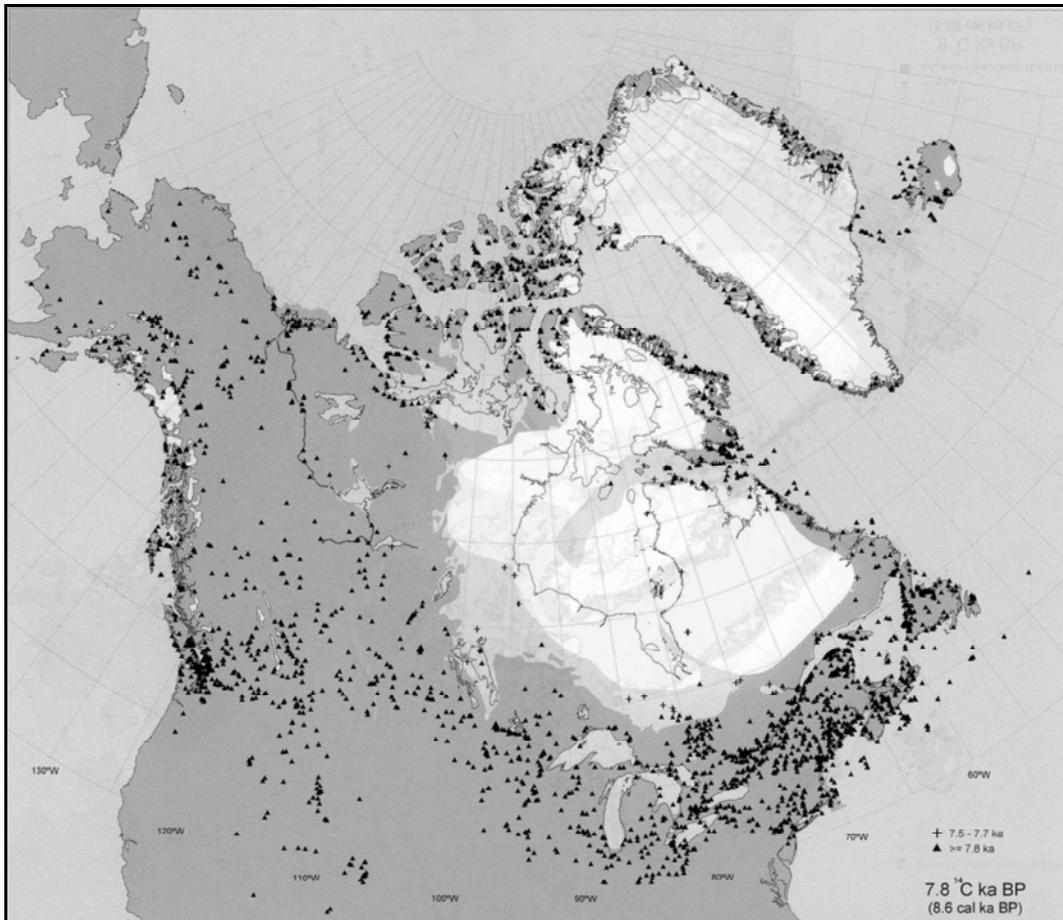
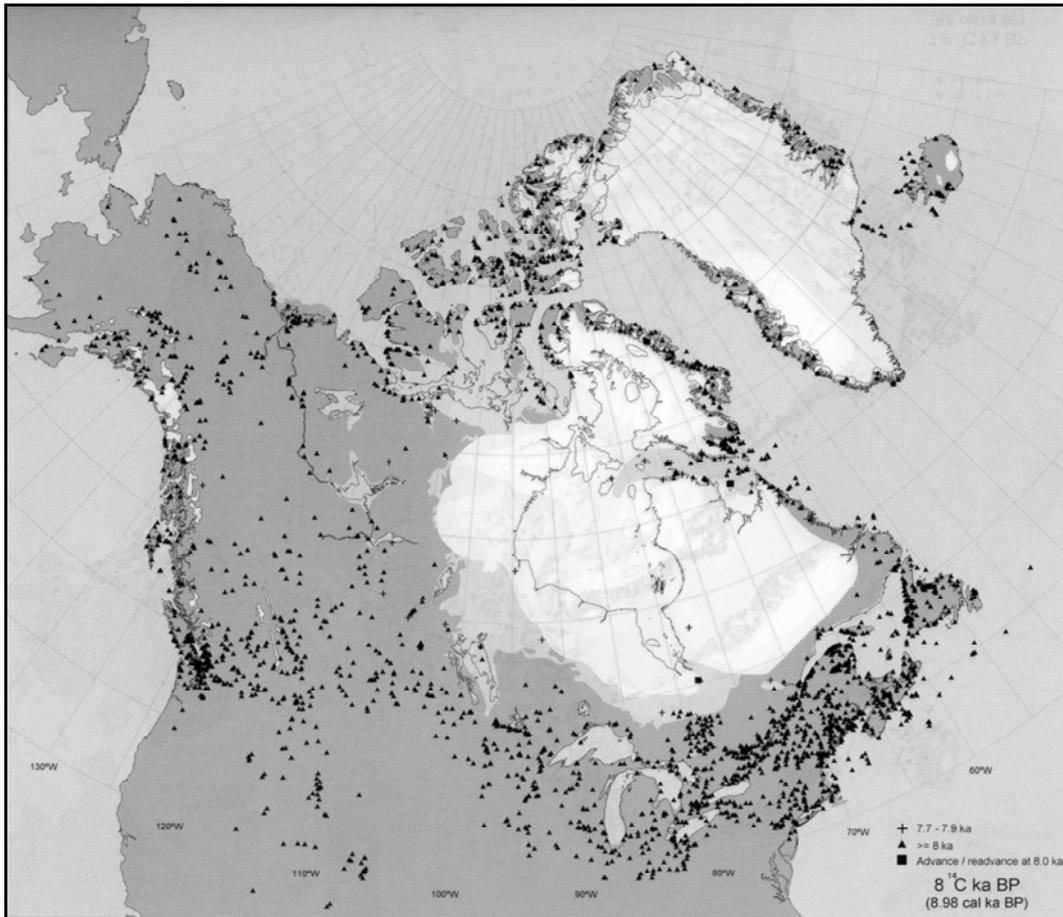


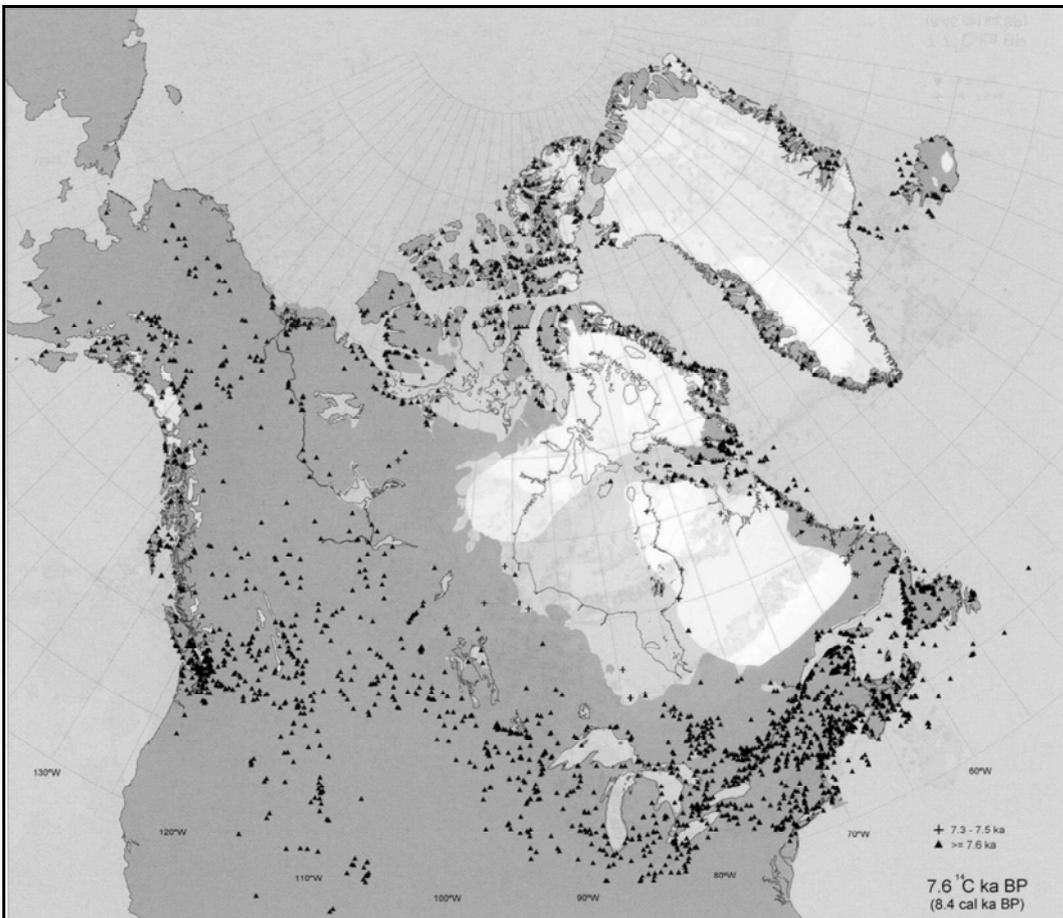
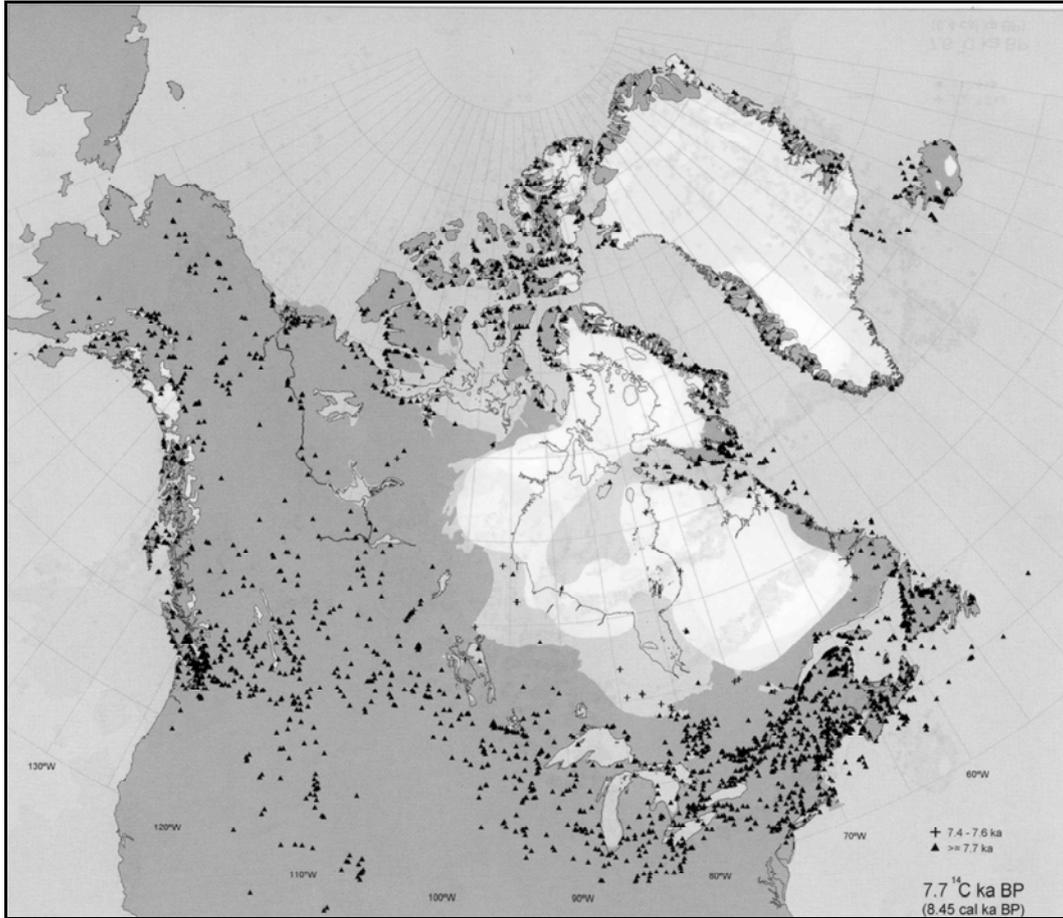


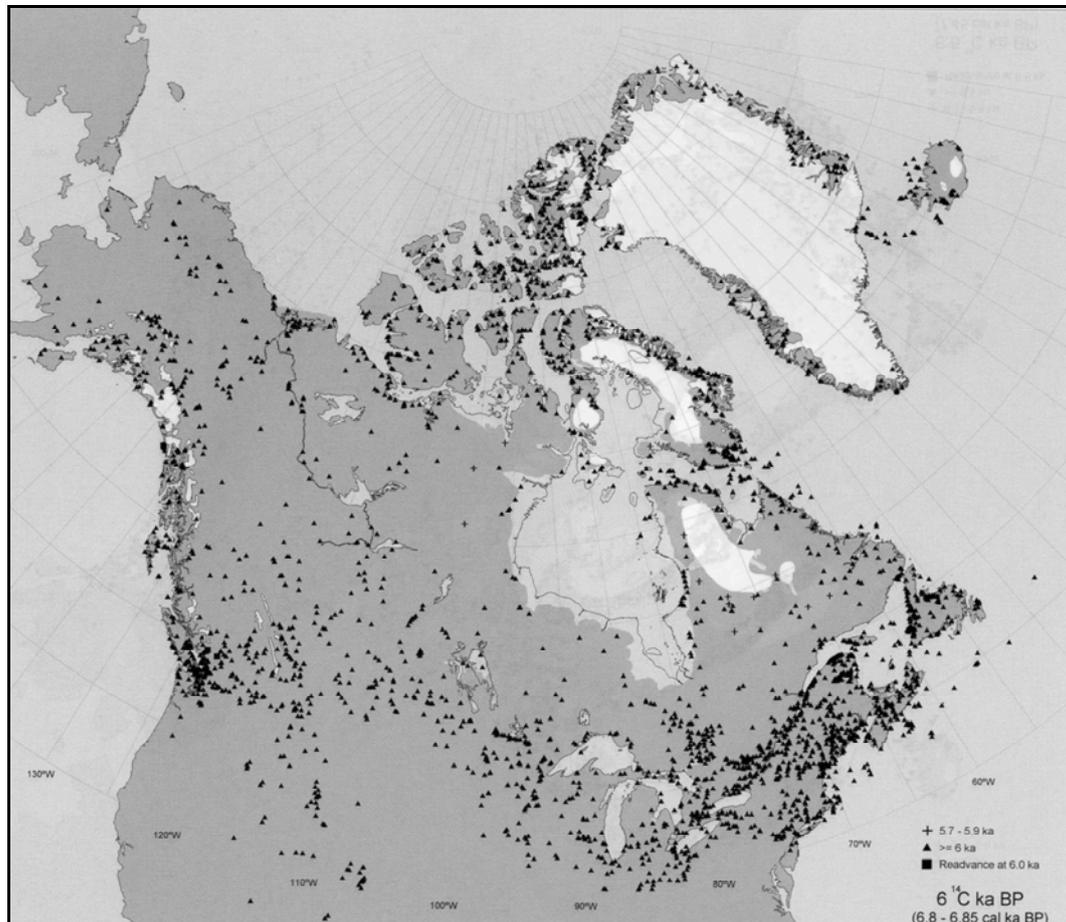
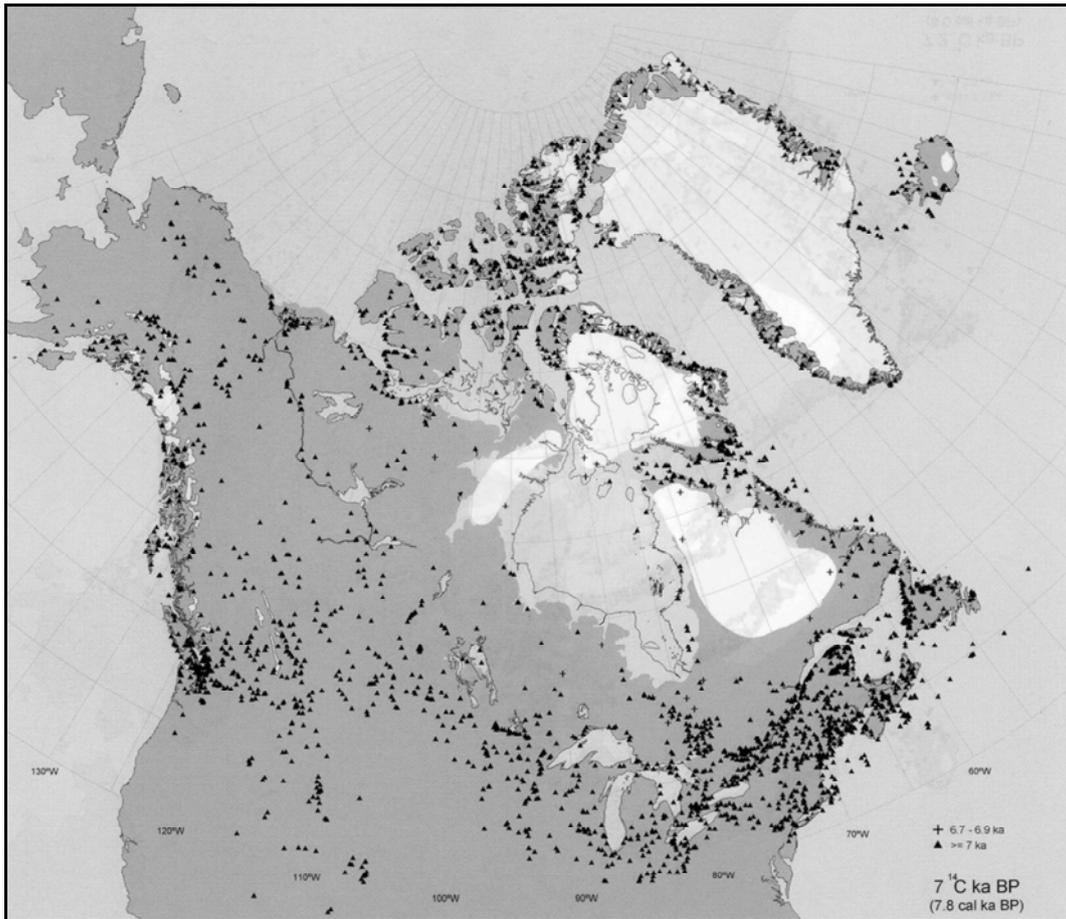














---

## **ANNEXE 3.**

### **Données obtenues sur le Bassin d'Orca**

---



**Tableau I** : Granulométrie des sédiments du Bassin d'Orca. NC/C : particules non cohésives (sables + silts non cohésifs)/particules cohésives (silts cohésifs + argiles).

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode (µm)	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne (µm)	NC/C
0	1944	7,3	14,1	37,7	39,9	8,4	43,5	1,1
10	2083	6,4	13,4	32,4	44,4	9,8	34,2	0,8
20	2223	6,1	12,2	30,8	45,5	11,5	32,1	0,8
30	2362	9,5	12,8	39,7	39,4	8,1	35,3	1,1
50	2641	6,0	7,5	29,5	50,6	12,4	21,9	0,6
60	2780	6,1	12,4	31,0	46,3	10,3	33,8	0,8
70	2920	7,4	18,7	35,5	37,9	7,8	58,8	1,2
80	3059	7,4	17,8	34,7	38,7	8,8	55,7	1,1
90	3199	6,4	10,6	31,3	47,1	11,0	25,5	0,7
100	3338	6,2	10,7	30,1	47,3	12,0	26,4	0,7
110	3477	7,3	10,5	34,7	43,8	11,0	29,5	0,8
120	3617	7,9	2,5	43,8	45,4	8,3	13,5	0,9
130	3756	5,7	7,4	27,0	52,4	13,2	18,6	0,5
140	3896	7,8	7,7	35,0	46,8	10,4	25,2	0,7
150	4035	6,6	8,5	33,0	46,4	12,1	25,0	0,7
160	4175	6,4	9,5	31,2	47,6	11,6	28,7	0,7
170	4314	7,4	10,0	39,3	41,8	8,9	27,1	1,0
180	4453	6,6	24,2	27,0	40,4	8,4	64,6	1,0
190	4593	8,8	3,4	36,8	50,1	9,6	15,2	0,7
200	4732	6,9	14,8	35,3	40,6	9,2	49,9	1,0
210	4872	6,0	9,7	26,9	50,5	12,8	26,4	0,6
220	5011	5,3	11,5	24,2	51,0	13,2	35,7	0,6
230	5150	6,3	14,2	30,0	44,9	10,9	37,6	0,8
240	5290	5,5	2,6	28,8	53,1	15,5	10,5	0,5
250	5429	7,6	9,6	32,2	47,7	10,5	28,9	0,7
260	5569	6,1	8,5	28,7	51,4	11,3	23,5	0,6
270	5708	5,9	17,1	32,1	41,2	9,6	40,7	1,0
280	5847	6,1	12,1	27,9	47,3	12,7	34,0	0,7
290	5987	9,3	8,4	39,6	43,8	8,2	29,7	0,9
300	6126	5,9	7,3	30,8	49,5	12,4	21,4	0,6
310	6266	5,4	8,9	23,7	53,5	13,9	24,9	0,5
320	6405	4,9	7,8	27,3	49,8	15,1	19,8	0,5
330	6544	5,6	4,7	26,1	55,2	14,0	12,1	0,4
340	6684	5,9	6,1	37,0	45,4	11,5	18,6	0,8
350	6823	5,2	5,7	20,7	57,5	16,0	15,7	0,4
360	6963	5,8	3,5	26,4	54,2	15,9	11,6	0,4
370	7102	5,9	3,8	35,1	49,1	12,0	14,7	0,6
380	7251	6,1	4,0	28,4	53,4	14,3	12,4	0,5
390	7402	5,5	0,8	22,7	64,0	12,5	7,5	0,3
400	7554	4,7	3,8	31,5	51,1	13,6	14,5	0,5
410	7705	5,1	1,3	26,2	60,2	12,3	9,7	0,4
420	7857	5,4	1,7	24,0	60,5	13,8	9,3	0,3
430	8008	4,5	0,0	9,9	70,3	19,9	4,4	0,1
440	8160	4,9	4,3	25,2	54,5	16,0	11,6	0,4
450	8312	5,9	0,1	19,1	65,1	15,7	5,8	0,2
460	8465	6,8	1,7	31,1	54,9	12,3	9,9	0,5
470	8619	5,4	0,7	21,4	64,1	13,7	7,1	0,3

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu\text{m}$ )	NC/C
480	8772	6,5	0,3	26,2	60,8	12,7	7,3	0,4
490	8926	6,0	0,5	29,8	58,1	11,6	8,4	0,4
500	9080	5,1	0,6	28,3	57,1	13,9	8,3	0,4
510	9233	5,0	1,1	32,9	53,1	12,9	9,8	0,5
520	9387	4,5	1,5	21,0	61,0	16,5	7,6	0,3
530	9541	5,1	0,4	22,9	62,2	14,6	7,0	0,3
540	9695	6,9	0,8	26,7	60,0	12,5	8,0	0,4
550	9849	6,6	0,3	32,9	54,7	12,0	8,8	0,5
560	10003	5,8	0,1	22,1	65,5	12,3	6,6	0,3
570	10156	5,5	0,5	29,7	56,4	13,4	8,5	0,4
580	10310	5,0	0,2	23,9	60,9	15,0	7,0	0,3
590	10464	6,0	0,5	23,5	61,2	14,8	7,3	0,3
600	10617	6,9	1,0	30,1	54,3	14,6	8,9	0,5
610	10770	4,5	0,0	12,8	68,6	18,6	4,9	0,1
620	10923	5,7	2,1	28,3	55,1	14,5	9,7	0,4
630	11075	5,2	0,4	24,4	60,7	14,4	7,3	0,3
640	11228	6,0	0,8	29,5	55,7	14,0	8,8	0,4
650	11381	4,8	0,2	17,7	65,4	16,7	5,8	0,2
660	11534	6,7	0,5	29,3	56,7	13,5	8,2	0,4
670	11687	5,2	0,1	21,0	63,5	15,4	6,4	0,3
680	11839	6,7	0,5	34,3	53,5	11,7	9,3	0,5
690	11992	11,7	0,3	37,7	48,3	13,7	9,7	0,6
700	12145	7,0	0,4	29,2	56,4	14,0	8,1	0,4
710	12298	7,4	0,4	30,7	54,7	14,2	8,3	0,5
720	12451	6,6	0,4	28,3	58,6	12,7	7,9	0,4
730	12603	5,5	0,0	16,8	65,7	17,5	5,3	0,2
740	12756	5,0	0,0	16,9	65,2	17,9	5,3	0,2
750	12909	6,1	0,3	38,0	50,8	11,0	10,0	0,6
760	13062	5,3	0,5	36,6	51,9	11,0	10,2	0,6
770	13214	4,9	3,0	32,6	52,1	12,3	11,9	0,6
780	13367	5,0	0,6	24,8	60,7	13,9	7,8	0,3
790	13520	6,0	1,0	33,5	54,9	10,6	9,8	0,5
800	13567	5,3	1,0	31,0	54,9	13,0	9,5	0,5
810	13613	5,2	1,8	36,5	48,8	12,9	11,6	0,6
820	13660	4,6	2,1	32,4	50,5	15,0	11,1	0,5
830	13707	6,0	1,3	28,4	59,5	10,8	9,0	0,4
840	13753	5,8	0,5	35,2	53,3	10,9	9,7	0,6
850	13800	7,6	0,0	30,3	60,8	8,9	7,6	0,4
860	13847	4,6	0,6	22,5	62,8	14,1	7,3	0,3
870	13893	5,4	0,4	22,0	67,5	10,1	7,1	0,3
880	13940	4,2	0,2	14,9	68,4	16,5	5,7	0,2
890	13987	5,2	0,1	19,1	67,4	13,4	5,9	0,2
900	14033	6,0	3,5	25,2	60,0	11,4	12,9	0,4
910	14080	7,4	0,0	34,7	56,3	8,9	8,8	0,5
920	14127	5,8	0,2	34,9	55,1	9,8	9,3	0,5
930	14173	5,5	1,4	37,0	49,7	11,9	11,2	0,6
940	14220	7,3	1,4	40,4	49,4	8,7	11,6	0,7
950	14267	4,3	0,4	23,4	59,4	16,8	7,3	0,3
960	14313	6,7	2,6	39,2	49,2	9,0	12,6	0,7
980	14407	6,6	1,4	35,6	52,5	10,5	10,6	0,6
990	14453	6,8	2,9	31,5	55,3	10,4	13,1	0,5
1000	14500	5,9	1,7	32,0	55,5	10,8	10,3	0,5

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu\text{m}$ )	NC/C
1010	14547	10,1	0,7	44,5	46,6	8,3	11,5	0,8
1020	14593	8,3	0,9	40,2	49,4	9,5	11,0	0,7
1030	14640	5,2	1,7	33,1	53,0	12,3	10,5	0,5
1040	14687	6,2	1,9	38,5	49,4	10,2	11,9	0,7
1050	14733	5,1	0,5	26,3	60,3	12,9	7,9	0,4
1060	14780	6,3	3,3	39,9	46,7	10,1	13,5	0,8
1070	14827	6,4	1,4	38,4	50,6	9,6	11,3	0,7
1080	14873	6,7	0,1	31,1	57,0	11,8	8,1	0,5
1090	14920	5,4	0,1	29,8	58,8	11,4	8,1	0,4
1100	14967	7,2	0,0	33,0	56,7	10,4	8,2	0,5
1110	15013	5,7	0,2	34,6	54,7	10,5	9,3	0,5
1120	15060	5,4	0,0	32,6	54,8	12,6	8,5	0,5
1130	15107	7,8	0,1	37,4	52,8	9,7	9,3	0,6
1140	15153	6,5	0,0	30,1	59,7	10,2	7,7	0,4
1150	15200	7,2	0,0	38,5	52,7	8,7	9,6	0,6
1160	15282	6,2	0,0	22,5	66,4	11,0	6,4	0,3
1170	15364	6,2	0,1	24,1	64,6	11,3	6,7	0,3
1180	15446	6,7	0,1	34,2	55,4	10,2	8,8	0,5
1190	15529	5,7	0,0	26,0	63,0	11,0	7,2	0,4
1200	15611	6,0	0,3	19,7	68,9	11,1	6,5	0,3
1210	15693	7,4	0,0	31,3	59,2	9,5	7,9	0,5
1220	15775	7,0	0,0	30,9	59,8	9,4	7,8	0,4
1230	15857	8,1	0,0	30,4	57,9	11,7	7,5	0,4
1240	15939	7,2	0,0	33,3	51,7	15,0	8,3	0,5
1250	16022	13,3	0,0	40,9	46,3	12,8	9,7	0,7
1320	16597	5,6	0,1	26,9	60,7	12,3	7,4	0,4
1330	16679	11,5	0,0	33,8	48,0	18,2	8,0	0,5
1340	16761	6,3	0,1	32,6	52,0	15,3	8,3	0,5
1350	16843	8,3	0,1	37,1	52,4	10,3	9,3	0,6
1360	16925	6,7	0,1	34,5	54,5	10,9	8,9	0,5
1370	17007	6,0	0,0	27,9	59,9	12,2	7,3	0,4
1380	17089	7,2	0,3	32,4	56,9	10,5	8,5	0,5
1390	17172	5,7	0,0	33,3	54,7	12,0	8,6	0,5
1400	17254	7,6	0,0	31,5	57,7	10,8	7,9	0,5
1410	17336	7,7	0,0	30,7	59,0	10,3	7,6	0,4
1420	17418	9,3	0,0	36,6	54,3	9,0	8,6	0,6
1430	17500	8,6	0,0	37,8	53,9	8,3	9,0	0,6
1440	17582	9,5	0,0	38,6	52,9	8,5	9,1	0,6
1450	17665	4,4	0,3	21,8	63,7	14,2	6,9	0,3
1460	17747	7,4	0,0	30,9	60,2	8,9	7,8	0,4
1470	17829	9,1	0,0	38,9	53,0	8,1	9,3	0,6
1480	17911	6,7	0,1	26,2	63,3	10,3	7,2	0,4
1490	17993	8,1	0,0	34,1	56,3	9,6	8,4	0,5
1500	18075	20,3	4,3	57,4	33,0	5,4	18,4	1,6
1510	18157	4,7	0,1	25,5	59,2	15,2	7,1	0,3
1520	18240	6,7	0,1	29,8	61,1	9,0	7,9	0,4
1530	18364	5,8	0,7	29,2	59,8	10,3	8,8	0,4
1540	18586	6,9	0,1	28,8	63,0	8,1	7,8	0,4
1550	18809	7,3	0,0	27,5	64,1	8,4	7,1	0,4
1560	19031	6,7	0,1	29,1	59,8	11,0	7,8	0,4
1570	19254	7,0	0,1	28,3	61,0	10,6	7,3	0,4
1580	19476	6,9	0,4	31,8	57,3	10,5	8,6	0,5

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu\text{m}$ )	NC/C
1590	19699	7,0	0,3	30,7	58,1	10,8	8,3	0,5
1600	19921	14,6	0,0	56,0	38,1	5,9	12,4	1,3
1610	20144	6,1	0,1	29,4	57,3	13,3	7,7	0,4
1620	20366	7,5	0,3	36,4	52,4	10,9	9,4	0,6
1630	20588	5,6	0,2	24,0	62,6	13,2	6,9	0,3
1640	20811	5,5	0,1	24,6	61,6	13,7	7,0	0,3
1650	21033	9,1	0,2	35,2	53,2	11,5	8,6	0,5
1660	21256	4,8	0,1	15,7	67,4	16,8	5,5	0,2
1670	21478	5,5	0,0	18,8	67,6	13,6	5,8	0,2
1680	21701	5,5	0,1	20,8	65,3	13,9	6,2	0,3
1690	21923	5,4	0,0	19,3	66,4	14,2	6,0	0,2
1700	22146	5,7	0,1	21,6	65,1	13,1	6,5	0,3
1710	22368	5,0	0,2	22,4	62,6	14,9	6,7	0,3
1720	22591	6,6	0,0	22,8	64,3	12,9	6,4	0,3
1730	22813	4,9	0,1	22,2	62,1	15,6	6,6	0,3
1740	23036	4,3	0,0	20,8	62,3	16,9	6,3	0,3
1750	23258	8,3	0,0	32,0	57,8	10,2	7,8	0,5
1760	23518	6,2	0,1	21,4	64,7	13,8	6,3	0,3
1770	23777	6,3	0,0	25,1	62,6	12,2	6,8	0,3
1780	24037	7,1	0,0	28,1	59,1	12,8	7,2	0,4
1790	24297	6,9	0,0	27,9	58,8	13,3	7,2	0,4
1800	24556	5,5	2,4	19,5	64,5	13,6	10,6	0,3
1810	24816	6,5	0,1	26,2	59,4	14,3	7,1	0,4
1820	25076	5,9	0,0	21,0	64,0	14,9	6,1	0,3
1830	25335	5,8	0,0	26,1	59,6	14,4	6,9	0,4
1840	25595	6,9	0,0	28,1	58,2	13,6	7,2	0,4
1850	25855	8,0	0,0	30,6	55,0	14,4	7,7	0,4
1860	26114	7,3	0,1	27,4	58,7	13,8	7,2	0,4
1870	26374	7,7	0,0	31,4	57,0	11,6	7,8	0,5
1880	26634	10,4	0,0	38,3	52,1	9,6	8,6	0,6
1890	26893	5,4	0,0	17,9	66,0	16,0	5,7	0,2
1900	27153	5,9	0,1	21,2	61,8	16,9	6,2	0,3
1910	27315	7,4	0,1	28,1	56,4	15,4	7,3	0,4
1920	27453	8,7	0,0	29,9	56,7	13,4	7,2	0,4
1930	27591	8,0	0,1	30,9	55,5	13,5	7,8	0,4
1940	27729	7,4	0,1	28,1	56,7	15,1	7,3	0,4
1950	27856	7,1	0,1	27,7	58,6	13,6	7,3	0,4
1960	27965	6,4	0,3	27,2	59,5	13,1	7,5	0,4
1970	28052	6,6	0,1	26,7	58,9	14,3	7,2	0,4
1980	28138	10,2	0,0	35,3	52,2	12,5	8,1	0,5
1990	28225	7,9	0,1	29,5	56,2	14,3	7,5	0,4
2000	28311	7,1	0,3	27,5	57,7	14,5	7,4	0,4
2010	28385	6,3	0,1	24,7	60,2	15,0	6,7	0,3
2020	28439	7,3	0,0	27,7	57,3	15,0	7,1	0,4
2030	28494	6,0	0,1	23,2	59,7	17,0	6,6	0,3
2040	28548	5,6	0,1	24,9	59,1	15,9	6,8	0,3
2050	28602	6,2	0,0	23,5	60,9	15,6	6,6	0,3
2060	28657	6,4	0,0	22,0	63,9	14,1	6,3	0,3
2070	28711	7,5	0,0	28,6	56,0	15,3	7,3	0,4
2080	28764	8,3	0,0	29,6	54,2	16,1	7,4	0,4
2090	28807	7,6	0,0	29,5	55,5	15,0	7,4	0,4
2100	28850	8,3	0,0	31,3	58,6	10,0	7,6	0,5

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu$ m)	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu$ m)	NC/C
2110	28893	7,6	0,1	30,9	57,7	11,2	7,9	0,5
2120	28936	10,0	0,0	40,2	50,1	9,7	9,5	0,7
2130	28979	8,3	0,0	32,1	53,7	14,2	7,9	0,5
2140	29021	5,9	0,0	23,2	64,2	12,6	6,5	0,3
2150	29065	6,6	0,0	26,9	57,5	15,6	7,1	0,4
2160	29114	7,3	0,0	28,2	55,9	15,9	7,2	0,4
2170	29164	7,3	0,0	25,4	56,2	18,4	6,6	0,3
2180	29224	5,1	0,5	21,6	55,5	22,4	6,7	0,3
2190	29308	6,2	0,0	23,9	58,3	17,8	6,5	0,3
2200	29393	8,4	1,8	29,9	52,4	15,8	9,8	0,5
2210	29478	8,5	0,0	30,8	53,1	16,1	7,6	0,4
2220	29563	7,6	0,0	27,6	55,8	16,6	7,1	0,4
2230	29648	6,9	0,0	25,5	58,1	16,3	6,7	0,3
2240	29733	8,7	0,0	31,0	52,5	16,4	7,7	0,4
2250	29818	7,6	0,0	28,8	54,7	16,5	7,3	0,4
2260	29903	7,2	0,0	29,8	53,1	17,1	7,4	0,4
2270	29988	9,7	0,0	33,3	52,3	14,4	7,9	0,5
2280	30073	8,4	0,0	29,4	53,0	17,6	7,3	0,4
2290	30188	8,9	0,0	31,5	53,5	14,9	7,6	0,5
2300	30334	9,0	0,1	29,6	53,1	17,2	7,3	0,4
2310	30480	8,3	0,0	29,7	53,0	17,3	7,5	0,4
2320	30631	6,5	0,0	25,3	63,8	11,0	6,8	0,3
2330	30818	8,4	0,0	28,5	54,6	16,8	7,1	0,4
2340	31006	9,0	0,0	30,9	51,6	17,4	7,6	0,4
2350	31194	8,2	0,0	28,7	54,0	17,2	7,2	0,4
2360	31397	7,1	0,0	24,5	58,3	17,2	6,4	0,3
2370	31637	6,9	0,0	24,4	58,0	17,6	6,6	0,3
2380	31878	8,0	0,0	29,2	54,9	15,9	7,3	0,4
2390	32118	7,2	0,1	31,3	56,0	12,6	8,2	0,5
2400	32390	9,8	0,0	32,5	51,5	16,0	7,9	0,5
2410	32693	11,9	0,1	35,1	47,6	17,2	8,7	0,5
2420	32996	9,6	0,0	32,7	52,0	15,3	7,9	0,5
2430	33299	4,8	0,1	23,5	58,3	18,0	6,8	0,3
2440	33635	12,7	0,0	36,6	46,8	16,6	9,0	0,6
2450	34006	16,6	0,0	42,1	44,5	13,4	10,5	0,7
2460	34377	4,1	0,0	32,1	50,3	17,6	8,0	0,5
2470	34748	5,3	0,1	35,0	50,3	14,6	8,9	0,5
2480	35176	20,2	0,2	44,8	42,0	13,1	11,6	0,8
2490	35604	10,5	0,0	37,6	51,0	11,4	9,2	0,6
2500	36089	4,3	0,3	38,5	46,3	14,9	10,8	0,6
2510	36590	4,9	0,2	36,3	47,2	16,3	9,4	0,6
2520	37150	3,7	0,0	38,5	46,1	15,4	9,6	0,6
2530	37581	10,9	0,1	38,3	48,5	13,0	9,6	0,6
2540	38011	4,3	0,2	38,0	46,3	15,5	10,2	0,6
2550	38442	5,0	0,0	30,3	54,0	15,6	7,9	0,4
2560	38747	4,8	0,1	34,3	50,7	15,0	8,8	0,5
2570	38864	10,6	0,0	34,3	50,2	15,5	8,2	0,5
2580	38981	10,1	0,0	31,1	51,1	17,8	7,4	0,5
2590	39098	7,3	0,0	23,5	58,2	18,3	6,3	0,3
2600	39215	10,2	0,0	32,2	49,8	18,0	7,9	0,5
2650	39490	11,4	0,0	35,0	47,8	17,2	8,3	0,5
2660	39672	11,4	0,0	36,2	48,2	15,6	8,5	0,6

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu\text{m}$ )	NC/C
2670	39868	11,0	0,0	35,7	48,6	15,7	8,7	0,6
2680	40065	8,3	0,0	30,9	52,1	17,1	7,7	0,4
2690	40450	9,8	0,0	34,3	50,3	15,4	8,5	0,5
2700	40836	10,5	0,0	31,9	49,4	18,8	7,8	0,5
2710	41221	6,9	0,0	25,3	56,9	17,8	6,6	0,3
2720	41606	7,9	0,1	26,8	57,1	16,1	6,9	0,4
2730	41992	10,6	0,1	35,7	49,1	15,0	8,9	0,6
2740	42377	8,7	0,0	35,7	51,9	12,4	8,8	0,6
2750	42762	4,1	0,0	36,7	47,1	16,1	9,1	0,6
2760	43147	11,8	0,1	35,2	48,1	16,6	8,6	0,5
2770	43533	4,7	0,0	33,4	51,3	15,3	8,7	0,5
2780	43918	10,4	0,0	33,4	51,8	14,8	7,9	0,5
2790	44303	5,6	0,0	30,8	53,7	15,6	7,7	0,4
2800	44689	5,1	0,1	34,1	51,1	14,8	8,7	0,5
2810	45074	4,0	0,0	37,7	48,2	14,0	9,9	0,6
2820	45459	4,3	0,2	38,3	46,4	15,1	10,4	0,6
2830	45844	12,8	0,1	39,5	45,2	15,1	9,9	0,7
2840	46230	16,4	0,8	42,1	42,9	14,2	11,5	0,7
2850	46615	9,0	0,0	30,7	52,4	16,9	7,6	0,4
2860	47000	11,8	0,1	38,6	47,3	14,1	9,8	0,6
2870	47386	4,8	0,0	28,9	55,1	16,0	7,5	0,4
2880	47771	3,7	0,3	39,2	45,5	14,9	10,8	0,7
2890	48156	15,9	0,0	44,6	44,2	11,2	11,0	0,8
2900	48542	8,9	0,0	34,6	52,0	13,4	8,5	0,5
2910	48927	4,7	0,0	36,9	49,2	13,8	9,7	0,6
2920	49312	3,9	0,6	37,3	46,2	16,0	11,1	0,6
2930	49697	4,3	0,2	32,5	50,9	16,4	9,1	0,5
2940	50083	4,5	0,1	39,0	46,1	14,8	10,1	0,6
2950	50468	10,1	0,0	33,4	49,4	17,2	8,2	0,5
2960	50853	4,4	0,0	33,6	48,3	18,1	8,4	0,5
2970	51239	14,3	0,0	40,7	44,3	15,0	9,8	0,7
2980	51624	12,3	0,0	36,2	47,3	16,6	8,9	0,6
2990	52009	10,8	0,0	34,3	48,8	16,9	8,5	0,5
3000	52394	12,7	0,0	36,5	46,3	17,2	8,6	0,6
3010	52780	10,3	0,0	34,5	49,9	15,7	8,4	0,5
3020	53165	4,2	0,0	34,3	48,4	17,4	8,7	0,5
3030	53550	16,2	0,0	44,6	42,5	12,9	10,9	0,8
3040	53936	4,4	0,1	34,1	49,8	16,1	8,9	0,5
3050	54321	12,2	0,0	43,1	45,2	11,7	9,8	0,8
3060	54706	7,5	0,2	32,6	50,9	16,2	8,6	0,5
3070	55092	4,0	0,0	37,9	47,0	15,1	9,4	0,6
3080	55477	13,9	0,0	37,3	45,9	16,8	9,1	0,6
3090	55862	12,0	0,0	38,1	47,1	14,8	9,4	0,6
3100	56247	7,7	0,1	28,7	57,2	14,0	7,4	0,4
3110	56633	10,9	0,5	41,7	45,2	12,6	10,9	0,7
3120	57018	10,0	0,0	33,2	50,2	16,6	8,1	0,5
3130	57403	4,0	0,1	30,5	51,0	18,5	8,3	0,4
3140	57789	4,6	0,1	14,7	64,9	20,2	5,4	0,2
3150	58174	14,2	0,1	42,2	43,9	13,8	10,1	0,7
3160	58559	12,3	0,0	37,1	47,8	15,1	9,0	0,6
3170	58944	14,0	0,0	41,4	45,7	12,8	10,0	0,7
3180	59330	5,5	0,0	16,5	66,0	17,5	5,3	0,2

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	Mode ( $\mu\text{m}$ )	Sables (%)	Silts non cohésifs (%)	Silts cohésifs (%)	Argiles (%)	Particule moyenne ( $\mu\text{m}$ )	NC/C
3190	59715	4,6	0,1	35,7	49,5	14,8	9,5	0,6
3200	60100	4,5	0,2	29,6	53,8	16,4	8,1	0,4
3210	60486	4,2	0,1	37,6	46,5	15,8	9,9	0,6
3220	60871	4,1	0,2	37,0	46,3	16,5	10,1	0,6
3230	61256	10,4	0,0	36,4	49,6	14,0	8,7	0,6
3240	61642	16,2	0,2	40,3	44,2	15,3	10,5	0,7
3250	62027	3,8	1,3	38,5	45,5	14,8	12,2	0,7
3260	62412	12,6	0,3	42,0	45,6	12,0	10,9	0,7
3270	62797	25,0	0,4	45,0	39,9	14,8	12,4	0,8
3280	63183	14,8	0,0	36,9	48,0	15,1	8,9	0,6
3290	63568	12,3	0,0	36,8	47,2	16,0	8,9	0,6
3300	63953	4,1	0,1	32,2	50,3	17,4	8,3	0,5
3310	64339	21,4	0,1	43,9	41,1	14,9	11,3	0,8
3320	64724	19,6	0,1	43,5	42,6	13,8	11,0	0,8
3330	65109	3,8	0,1	34,1	48,0	17,8	9,1	0,5
3340	65494	15,7	0,0	38,9	44,8	16,2	9,7	0,6
3350	65880	4,0	0,0	33,1	49,3	17,5	8,6	0,5
3360	66265	4,0	0,2	33,8	48,2	17,9	9,0	0,5
3370	66650	12,0	0,1	33,9	47,5	18,4	8,5	0,5
3380	67036	3,5	0,2	38,2	45,1	16,5	10,0	0,6
3390	67421	3,8	0,0	37,7	47,5	14,8	9,7	0,6
3400	67806	4,9	0,0	28,5	56,6	14,9	7,6	0,4
3410	68192	16,6	0,1	45,0	39,5	15,4	10,8	0,8

**Tableau II** : Teneurs en CaCO<sub>3</sub> des sédiments du Bassin d'Orca (en %)

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO <sub>3</sub> (%)
0	1944	25,9	200	4732	26,9
10	2083	23,9	210	4872	22,6
20	2223	23,4	220	5011	22,2
30	2362	22,7	230	5150	22,0
50	2641	20,8	240	5290	20,0
60	2780	25,1	250	5429	18,7
70	2920	25,2	260	5569	22,8
90	3199	23,6	270	5708	26,1
100	3338	20,0	280	5847	23,4
110	3477	20,7	290	5987	19,9
120	3617	18,7	300	6126	23,0
130	3756	22,2	310	6266	22,1
140	3896	21,6	320	6405	23,9
150	4035	20,7	330	6544	20,3
160	4175	23,2	340	6684	22,5
170	4314	23,6	350	6823	21,6
180	4453	21,6	360	6963	21,7
190	4593	22,8	370	7102	20,1

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)	Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)
380	7251	20,8	820	13660	11,9
390	7402	13,8	830	13707	7,5
400	7554	16,4	840	13753	0,8
410	7705	15,6	850	13800	0,1
420	7857	19,4	860	13847	10,8
430	8008	20,3	870	13893	6,3
440	8160	19,5	880	13940	8,2
450	8312	20,2	890	13987	6,9
460	8465	19,5	900	14033	6,7
470	8619	18,8	910	14080	0,3
480	8772	18,7	920	14127	3,8
490	8926	20,9	930	14173	10,6
500	9080	20,6	940	14220	0,9
510	9233	21,5	950	14267	12,3
520	9387	20,5	960	14313	7,7
530	9541	22,2	980	14407	13,0
540	9695	17,6	990	14453	10,9
550	9849	16,9	1000	14500	12,3
560	10003	13,2	1010	14547	0,8
570	10156	21,0	1020	14593	5,7
580	10310	20,1	1030	14640	14,0
590	10464	22,4	1040	14687	12,1
600	10617	17,0	1050	14733	17,4
610	10770	21,6	1060	14780	7,2
620	10923	22,9	1070	14827	8,9
630	11075	16,6	1080	14873	12,0
640	11228	15,7	1090	14920	9,0
650	11381	19,0	1100	14967	5,8
660	11534	17,0	1110	15013	6,1
670	11687	19,5	1120	15060	10,2
680	11839	18,3	1130	15107	1,1
690	11992	16,4	1140	15153	12,0
700	12145	18,9	1150	15200	1,8
710	12298	15,7	1160	15282	8,8
720	12451	16,6	1170	15364	8,6
730	12603	16,4	1180	15446	3,3
740	12756	19,6	1190	15529	8,5
750	12909	7,5	1200	15611	9,7
760	13062	9,3	1210	15693	3,4
770	13214	10,0	1220	15775	2,2
780	13367	13,4	1230	15857	3,9
790	13520	6,4	1240	15939	12,3
800	13567	11,9	1250	16022	11,1
810	13613	9,7	1320	16597	7,8

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)	Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)
1330	16679	13,1	1770	23777	6,3
1340	16761	10,1	1780	24037	2,2
1350	16843	1,2	1790	24297	7,0
1360	16925	4,0	1800	24556	9,7
1370	17007	5,4	1810	24816	4,6
1380	17089	3,4	1820	25076	9,6
1390	17172	6,1	1830	25335	8,3
1400	17254	6,2	1840	25595	6,8
1410	17336	2,4	1850	25855	2,8
1420	17418	5,0	1860	26114	3,7
1430	17500	4,8	1870	26374	0,9
1440	17582	4,2	1880	26634	1,2
1450	17665	12,2	1890	26893	13,1
1460	17747	4,4	1900	27153	9,5
1470	17829	0,2	1910	27315	4,4
1480	17911	9,8	1920	27453	6,5
1490	17993	3,2	1930	27591	3,6
1500	18075	6,4	1940	27729	5,5
1510	18157	15,7	1950	27856	4,4
1520	18240	2,0	1960	27965	6,9
1530	18364	10,5	1970	28052	5,2
1540	18586	2,1	1980	28138	4,8
1550	18809	0,3	1990	28225	4,0
1560	19031	1,8	2000	28311	7,5
1570	19254	3,9	2010	28385	11,2
1580	19476	6,8	2020	28439	4,1
1590	19699	4,8	2030	28494	8,6
1600	19921	2,1	2040	28548	11,7
1610	20144	7,8	2050	28602	2,6
1620	20366	1,6	2060	28657	13,5
1630	20588	3,8	2070	28711	6,3
1640	20811	6,6	2080	28764	6,3
1650	21033	2,3	2090	28807	5,5
1660	21256	13,2	2100	28850	4,3
1670	21478	7,7	2110	28893	1,6
1680	21701	6,7	2120	28936	1,6
1690	21923	7,8	2130	28979	2,7
1700	22146	8,9	2140	29021	9,1
1710	22368	8,8	2150	29065	9,0
1720	22591	4,8	2160	29114	6,9
1730	22813	8,6	2170	29164	6,7
1740	23036	11,5	2180	29224	9,6
1750	23258	0,7	2190	29308	7,8
1760	23518	5,0	2200	29393	1,5

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)	Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)
2210	29478	3,9	2690	40450	8,7
2220	29563	4,8	2700	40836	9,2
2230	29648	13,1	2710	41221	10,8
2240	29733	7,6	2720	41606	11,3
2250	29818	8,8	2730	41992	7,7
2260	29903	13,3	2740	42377	3,2
2270	29988	4,1	2750	42762	7,7
2280	30073	7,3	2760	43147	9,8
2290	30188	3,2	2770	43533	10,0
2300	30334	8,9	2780	43918	7,8
2310	30480	8,6	2790	44303	10,2
2320	30631	5,2	2800	44689	6,0
2330	30818	9,6	2810	45074	9,5
2340	31006	9,1	2820	45459	6,9
2350	31194	7,8	2830	45844	9,7
2360	31397	14,3	2840	46230	5,8
2370	31637	14,9	2850	46615	14,8
2380	31878	6,0	2860	47000	5,2
2390	32118	6,4	2870	47386	10,9
2400	32390	8,3	2880	47771	7,5
2410	32693	12,4	2890	48156	1,8
2420	32996	7,0	2900	48542	3,8
2430	33299	17,3	2910	48927	9,1
2440	33635	13,2	2920	49312	11,6
2450	34006	8,0	2930	49697	12,5
2460	34377	11,0	2940	50083	7,4
2470	34748	6,7	2950	50468	6,7
2480	35176	5,5	2960	50853	8,7
2490	35604	4,4	2970	51239	8,9
2500	36089	7,9	2980	51624	10,6
2510	36590	8,7	2990	52009	9,9
2520	37150	10,3	3000	52394	6,2
2530	37581	3,7	3010	52780	9,0
2540	38011	9,0	3020	53165	9,7
2550	38442	7,3	3030	53550	0,6
2560	38747	9,7	3040	53936	8,2
2570	38864	6,4	3050	54321	5,5
2580	38981	10,5	3060	54706	14,8
2590	39098	17,2	3070	55092	7,8
2600	39215	12,3	3080	55477	9,4
2650	39490	15,3	3090	55862	2,1
2660	39672	9,3	3100	56247	8,4
2670	39868	8,9	3110	56633	8,5
2680	40065	15,8	3120	57018	11,3

Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)	Profondeur (cm)	Age (ans cal BP)	CaCO3 (%)
3130	57403	11,5	3280	63183	2,4
3140	57789	13,9	3290	63568	7,5
3160	58559	5,2	3300	63953	9,7
3170	58944	3,3	3310	64339	6,2
3180	59330	12,5	3320	64724	2,1
3190	59715	6,8	3330	65109	8,2
3200	60100	9,1	3340	65494	7,5
3210	60486	3,6	3350	65880	10,6
3220	60871	3,2	3360	66265	9,5
3230	61256	5,7	3370	66650	8,0
3240	61642	3,3	3380	67036	4,9
3250	62027	4,4	3390	67421	5,4
3260	62412	3,7	3400	67806	6,4
3270	62797	5,0	3410	68192	4,4

**Tableau III** : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments du Bassin d'Orca. S : smectite ; I : illite ; K : kaolinite ; C : chlorite.

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
0	1995	1944	62	25	8	6	2,02
10	2112	2083	62	25	5	8	1,89
20	2229	2223	66	24	3	7	2,14
30	2346	2362	72	18	5	4	3,15
40	2463	2502	62	23	9	5	2,20
50	2580	2641	63	22	6	9	2,06
60	2697	2780	70	18	5	7	2,77
70	2814	2920	67	19	5	10	2,31
80	2932	3059	67	20	0	14	2,01
90	3049	3199	64	23	4	9	1,95
100	3166	3338	63	23	6	8	2,04
110	3283	3477	72	17	6	4	3,35
120	3400	3617	71	19	5	4	3,05
130	3517	3756	60	26	10	4	2,06
140	3634	3896	65	19	12	3	2,91
150	3751	4035	60	24	10	6	2,00
160	3868	4175	62	23	12	3	2,37
170	3985	4314	69	18	8	6	2,92
180	4102	4453	69	16	7	7	2,98
190	4219	4593	56	27	14	4	1,85
200	4336	4732	63	20	10	8	2,25
210	4453	4872	59	26	12	3	2,02
220	4571	5011	58	24	10	8	1,83
230	4688	5150	56	29	4	11	1,41
240	4805	5290	55	27	10	7	1,60
250	4922	5429	61	24	13	1	2,41
260	5039	5569	64	22	8	6	2,26
270	5156	5708	65	25	5	5	2,12
280	5273	5847	49	32	5	14	1,07

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
290	5390	5987	54	27	10	10	1,50
300	5507	6126	61	26	5	8	1,79
310	5624	6266	64	20	7	9	2,18
320	5741	6405	61	20	13	6	2,34
330	5858	6544	54	28	10	8	1,50
340	5975	6684	63	20	11	6	2,34
350	6092	6823	60	25	13	2	2,17
360	6210	6963	54	31	9	6	1,44
370	6327	7102	57	27	10	6	1,74
380	6459	7251	66	23	7	4	2,41
390	6595	7402	62	22	11	5	2,26
400	6731	7554	60	26	9	4	1,99
410	6866	7705	60	25	9	6	1,93
420	7003	7857	61	25	11	3	2,21
430	7141	8008	52	31	12	6	1,41
440	7278	8160	60	22	12	6	2,17
450	7415	8312	53	27	11	8	1,49
460	7552	8465	60	17	14	8	2,34
470	7689	8619	58	25	12	5	1,94
480	7826	8772	64	18	11	7	2,53
490	7962	8926	52	31	9	9	1,29
500	8096	9080	59	26	9	6	1,84
510	8229	9233	58	23	11	8	1,88
520	8363	9387	46	31	10	13	1,07
530	8497	9541	53	29	11	7	1,47
540	8630	9695	64	16	13	7	2,82
550	8763	9849	61	24	7	9	1,85
560	8895	10003	61	22	8	9	1,98
570	9027	10156	43	34	15	9	0,99
580	9156	10310	43	36	10	11	0,90
590	9286	10464	50	31	9	11	1,22
600	9415	10617	50	28	13	9	1,37
610	9528	10770	47	31	10	13	1,08
620	9641	10923	33	37	17	13	0,66
630	9754	11075	41	35	11	13	0,84
640	9867	11228	53	26	9	11	1,42
650	9979	11381	50	28	12	10	1,31
660	10092	11534	47	29	15	9	1,25
670	10205	11687	50	33	9	8	1,24
680	10318	11839	46	31	12	11	1,11
690	10431	11992	54	25	10	11	1,53
700	10544	12145	51	29	12	8	1,38
710	10657	12298	42	36	9	12	0,88
720	10770	12451	39	35	14	12	0,82
730	10883	12603	40	34	13	12	0,87
740	10996	12756	52	26	13	9	1,49
750	11108	12909	52	26	13	9	1,49
760	11221	13062	45	31	11	13	1,02
770	11334	13214	51	28	11	10	1,33
780	11447	13367	51	26	12	11	1,39
790	11560	13520	59	23	12	6	2,04
800	11601	13567	57	20	14	8	1,99
810	11643	13613	52	25	14	8	1,57

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
820	11684	13660	60	25	11	5	2,03
830	11726	13707	66	21	7	5	2,48
840	11767	13753	62	23	7	8	2,00
850	11808	13800	67	16	11	6	2,99
860	11850	13847	55	26	10	8	1,61
870	11891	13893	67	19	7	7	2,54
880	11933	13940	65	17	11	6	2,77
890	11974	13987	60	22	13	5	2,24
900	12015	14033	70	15	9	6	3,34
910	12057	14080	70	12	13	5	4,05
920	12098	14127	54	29	13	4	1,64
930	12139	14173	64	22	7	7	2,21
940	12181	14220	69	20	5	6	2,66
950	12222	14267	58	24	8	10	1,71
960	12264	14313	61	22	10	6	2,14
980	12346	14407	42	34	12	11	0,92
990	12388	14453	65	21	7	8	2,30
1000	12429	14500	62	22	9	7	2,13
1010	12471	14547	65	20	11	5	2,61
1020	12512	14593	44	30	14	11	1,07
1030	12553	14640	40	40	14	7	0,85
1040	12595	14687	51	32	10	7	1,28
1050	12636	14733	60	27	6	8	1,75
1060	12678	14780	52	26	13	9	1,48
1070	12719	14827	48	33	12	7	1,18
1080	12760	14873	53	26	11	10	1,47
1090	12802	14920	52	28	11	9	1,42
1100	12843	14967	53	28	10	9	1,44
1110	12884	15013	57	23	15	6	2,01
1120	12926	15060	49	30	8	13	1,15
1130	12967	15107	60	26	7	7	1,81
1140	13009	15153	64	22	8	6	2,31
1150	13050	15200	71	17	7	5	3,27
1160	13104	15282	64	21	8	7	2,30
1170	13159	15364	51	33	10	7	1,28
1180	13213	15446	57	26	10	7	1,75
1190	13268	15529	47	30	12	10	1,16
1200	13322	15611	46	31	12	11	1,10
1210	13376	15693	37	41	12	11	0,72
1220	13431	15775	48	36	7	9	1,05
1230	13485	15857	36	45	6	13	0,61
1240	13539	15939	17	56	10	17	0,24
1250	13594	16022	20	52	9	19	0,29
1320	13974	16597	39	36	12	13	0,79
1330	14029	16679	53	32	7	9	1,31
1340	14083	16761	25	49	11	15	0,38
1350	14138	16843	41	39	9	10	0,83
1360	14192	16925	46	37	7	10	0,97
1370	14246	17007	36	40	14	10	0,73
1380	14301	17089	41	36	10	13	0,84
1390	14355	17172	46	33	11	9	1,10
1400	14409	17254	52	32	10	7	1,34
1410	14464	17336	58	27	9	6	1,74

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
1420	14518	17418	60	28	6	6	1,78
1430	14573	17500	57	27	10	6	1,72
1440	14627	17582	55	30	8	7	1,52
1450	14681	17665	59	27	7	7	1,76
1460	14736	17747	49	36	7	9	1,09
1470	14790	17829	56	30	6	8	1,47
1480	14844	17911	58	27	9	6	1,77
1490	14899	17993	44	37	9	10	0,95
1500	14953	18075	24	50	9	17	0,36
1510	15008	18157	68	19	7	6	2,73
1520	15062	18240	67	21	10	3	2,87
1530	15159	18364	70	19	5	6	2,85
1540	15357	18586	62	25	6	7	1,91
1550	15554	18809	56	28	10	6	1,64
1560	15751	19031	30	51	7	13	0,47
1570	15948	19254	49	33	10	8	1,20
1580	16146	19476	25	53	8	15	0,36
1590	16343	19699	28	50	6	15	0,43
1600	16540	19921	59	26	6	9	1,66
1610	16738	20144	28	50	10	12	0,46
1620	16935	20366	44	38	8	10	0,93
1630	17132	20588	33	46	8	13	0,55
1640	17330	20811	32	49	8	10	0,54
1650	17527	21033	30	47	10	13	0,51
1660	17724	21256	20	56	6	19	0,26
1670	17922	21478	29	47	11	12	0,50
1680	18119	21701	36	45	9	11	0,65
1690	18316	21923	25	50	12	12	0,41
1700	18514	22146	35	41	10	14	0,64
1710	18711	22368	43	35	12	10	0,94
1720	18908	22591	27	51	9	13	0,42
1730	19105	22813	27	48	12	13	0,45
1740	19303	23036	38	42	8	12	0,70
1750	19500	23258	41	39	7	13	0,79
1760	19715	23518	30	46	11	13	0,51
1770	19929	23777	39	39	8	14	0,74
1780	20143	24037	21	57	9	13	0,30
1790	20358	24297	28	45	11	16	0,47
1800	20572	24556	34	44	9	13	0,60
1810	20787	24816	30	44	10	16	0,50
1820	21001	25076	21	55	9	15	0,31
1830	21216	25335	32	46	11	11	0,56
1840	21430	25595	31	45	9	15	0,52
1850	21645	25855	25	52	9	14	0,38
1860	21859	26114	27	50	9	14	0,42
1870	22074	26374	27	51	8	13	0,42
1880	22288	26634	37	43	8	12	0,68
1890	22503	26893	17	55	9	18	0,23
1900	22717	27153	14	58	8	19	0,19
1910	22847	27315	16	59	10	15	0,22
1920	22956	27453	15	58	12	15	0,20
1930	23066	27591	22	55	11	12	0,32
1940	23175	27729	19	55	10	16	0,27

Profondeur (cm)	Age ( $^{14}\text{C}$ BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
1950	23271	27856	28	48	11	13	0,45
1960	23350	27965	22	54	9	15	0,31
1970	23417	28052	18	55	11	16	0,25
1980	23485	28138	24	50	14	12	0,39
1990	23552	28225	23	51	12	15	0,34
2000	23620	28311	19	54	11	17	0,27
2010	23675	28385	31	41	15	13	0,58
2020	23712	28439	25	50	10	14	0,39
2030	23749	28494	18	58	9	14	0,26
2040	23786	28548	24	47	9	19	0,37
2050	23823	28602	17	56	10	17	0,24
2060	23860	28657	27	48	13	12	0,44
2070	23897	28711	21	50	11	18	0,31
2080	23933	28764	17	53	10	19	0,24
2090	23961	28807	32	42	12	13	0,57
2100	23990	28850	55	25	13	8	1,67
2110	24019	28893	58	24	13	6	1,99
2120	24047	28936	42	36	9	12	0,88
2130	24076	28979	38	37	13	12	0,77
2140	24104	29021	49	31	11	9	1,24
2150	24134	29065	20	52	10	17	0,30
2160	24173	29114	15	56	11	18	0,20
2170	24213	29164	9	60	9	22	0,11
2180	24263	29224	16	56	10	19	0,21
2190	24339	29308	13	58	8	22	0,16
2200	24415	29393	14	55	9	23	0,18
2210	24491	29478	20	52	9	19	0,28
2220	24567	29563	17	55	10	18	0,24
2230	24642	29648	18	54	10	18	0,24
2240	24718	29733	14	58	11	18	0,18
2250	24794	29818	20	53	10	18	0,28
2260	24870	29903	8	62	11	19	0,10
2270	24946	29988	14	57	11	17	0,19
2280	25022	30073	22	48	12	18	0,34
2290	25125	30188	21	51	13	15	0,32
2300	25254	30334	17	55	8	21	0,22
2310	25384	30480	20	51	10	18	0,29
2320	25518	30631	13	54	12	21	0,17
2330	25694	30818	14	55	10	21	0,18
2340	25870	31006	15	55	13	17	0,21
2350	26047	31194	14	54	12	19	0,19
2360	26238	31397	20	49	10	21	0,28
2370	26464	31637	19	52	8	21	0,26
2380	26691	31878	20	52	11	17	0,29
2390	26917	32118	47	31	11	11	1,12
2400	27170	32390	22	52	7	18	0,31
2410	27450	32693	26	48	8	18	0,40
2420	27730	32996	17	50	10	23	0,24
2430	28010	33299	22	49	10	19	0,33
2440	28326	33635	34	40	13	12	0,65
2450	28677	34006	35	41	12	12	0,67
2460	29029	34377	34	40	15	11	0,66
2470	29380	34748	40	34	15	11	0,89

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
2480	29771	35176	45	30	14	11	1,08
2490	30162	35604	43	28	15	13	1,04
2500	30697	36089	38	34	13	15	0,78
2510	31268	36590	25	46	13	15	0,40
2520	31880	37150	36	34	18	12	0,78
2530	32294	37581	45	29	14	12	1,10
2540	32708	38011	42	37	14	8	0,93
2550	33122	38442	41	30	19	9	1,04
2560	33394	38747	39	33	15	13	0,86
2570	33454	38864	22	48	9	21	0,32
2580	33514	38981	11	60	11	18	0,15
2590	33574	39098	21	49	11	20	0,31
2600	33634	39215	15	56	11	18	0,20
2650	34042	39490	25	45	14	16	0,42
2660	34426	39672	21	51	8	20	0,29
2670	34843	39868	22	50	11	17	0,32
2680	35260	40065	23	48	13	15	0,37
2690	35677	40450	34	42	11	13	0,61
2700	36095	40836	24	50	7	18	0,35
2710	36512	41221	29	46	10	15	0,49
2720	36929	41606	38	38	9	16	0,70
2730	37346	41992	34	42	13	11	0,64
2740	37763	42377	41	37	9	13	0,82
2750	38181	42762	28	43	15	14	0,50
2760	38598	43147	29	45	11	16	0,49
2770	39015	43533	29	45	11	15	0,49
2780	39432	43918	25	48	10	18	0,38
2790	39850	44303	33	42	11	14	0,60
2800	40267	44689	38	37	14	11	0,79
2810	40684	45074	31	40	15	13	0,58
2820	41101	45459	36	35	17	12	0,75
2830	41519	45844	27	46	15	12	0,46
2840	41936	46230	36	39	15	10	0,73
2850	42353	46615	21	51	9	19	0,31
2860	42770	47000	23	42	20	15	0,40
2870	43188	47386	35	40	11	14	0,66
2880	43605	47771	30	41	13	16	0,51
2890	44022	48156	36	41	14	9	0,72
2900	44439	48542	43	32	15	9	1,05
2910	44857	48927	43	31	13	12	0,99
2920	45274	49312	34	40	15	10	0,67
2930	45691	49697	38	35	15	12	0,81
2940	46108	50083	36	34	13	18	0,69
2950	46526	50468	18	51	13	17	0,26
2960	46943	50853	18	50	13	19	0,27
2970	47360	51239	26	50	13	11	0,43
2980	47777	51624	28	45	12	15	0,46
2990	48195	52009	21	48	14	17	0,33
3000	48612	52394	22	50	9	18	0,33
3010	49029	52780	31	44	12	13	0,55
3020	49446	53165	40	33	14	13	0,87
3030	49863	53550	36	34	19	11	0,79
3040	50281	53936	36	34	16	13	0,75

Profondeur (cm)	Age ( <sup>14</sup> C BP)	Age (cal BP)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)
3050	50698	54321	35	34	19	11	0,77
3060	51115	54706	34	38	15	13	0,67
3070	51532	55092	32	35	18	15	0,65
3080	51950	55477	35	34	16	15	0,70
3090	52367	55862	21	33	31	14	0,45
3100	52784	56247	37	31	20	12	0,85
3110	53201	56633	39	30	17	14	0,90
3120	53619	57018	31	33	21	15	0,65
3130	54036	57403	27	39	20	14	0,50
3140	54453	57789	32	37	16	16	0,61
3150	54870	58174	29	35	21	16	0,57
3160	55288	58559	25	44	12	19	0,39
3170	55705	58944	31	35	19	15	0,62
3180	56122	59330	40	34	14	12	0,86
3190	56539	59715	36	34	18	11	0,79
3200	56957	60100	34	33	17	16	0,71
3210	57374	60486	33	37	18	13	0,66
3220	57791	60871	33	31	18	18	0,67
3230	58208	61256	34	34	18	14	0,72
3240	58626	61642	30	39	17	14	0,56
3250	59043	62027	41	34	16	9	0,95
3260	59460	62412	49	30	11	11	1,22
3270	59877	62797	29	39	16	15	0,53
3280	60295	63183	30	38	16	17	0,54
3290	60712	63568	27	40	17	16	0,48
3300	61129	63953	25	46	14	14	0,42
3310	61546	64339	37	34	12	17	0,72
3320	61963	64724	29	38	15	18	0,51
3330	62381	65109	29	41	10	19	0,48
3340	62798	65494	29	37	15	18	0,53
3350	63215	65880	31	36	15	17	0,59
3360	63632	66265	37	33	19	10	0,86
3370	64050	66650	29	42	13	16	0,50
3380	64467	67036	26	38	10	25	0,41
3390	64884	67421	33	37	15	16	0,63
3400	65301	67806	29	38	18	15	0,55
3410	65719	68192	23	43	13	21	0,37



---

## **ANNEXE 4.**

### **Données obtenues sur le Bassin 4**

---



**Tableau IV** : Poids sec de l'échantillon, comptage du nombre de grains détritiques non biogènes (GD) supérieurs à 250 et 315  $\mu\text{m}$  et nombre de *G. ruber* blanc et *G. ruber* rose piqués (maximum piqués = 24).

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb <i>G. ruber</i> blanc	Nb <i>G. ruber</i> rose
30	5,19	11	2	2,12	0,39	16	7
40	9,36	10	1	1,07	0,11	24	24
50	9,25	1	1	0,11	0,11	23	24
60	10,30	0	0	0,00	0,00	24	24
70	9,54	0	0	0,00	0,00	24	24
150	9,97	0	0	0,00	0,00	20	19
160	9,37	0	0	0,00	0,00	19	21
170	8,20	0	0	0,00	0,00	24	24
180	8,80	0	0	0,00	0,00	24	24
190	7,65	1	0	0,13	0,00	16	24
200	10,16	0	0	0,00	0,00	24	24
210	11,06	4	0	0,36	0,00	24	24
220	10,00	0	0	0,00	0,00	24	24
230	14,55	0	0	0,00	0,00	24	24
240	12,91	0	0	0,00	0,00	22	24
250	12,12	0	0	0,00	0,00	24	24
260	11,47	0	0	0,00	0,00	24	24
270	14,36	1	0	0,07	0,00	24	24
280	12,17	0	0	0,00	0,00	24	24
290	11,70	0	0	0,00	0,00	24	24
300	9,62	0	0	0,00	0,00	24	24
310	11,60	3	2	0,26	0,17	24	24
320	12,09	0	0	0,00	0,00	24	24
330	10,41	0	0	0,00	0,00	24	24
340	11,09	0	0	0,00	0,00	24	24
350	12,36	0	0	0,00	0,00	24	24
360	11,01	0	0	0,00	0,00	24	24
370	9,64	0	0	0,00	0,00	19	24
380	10,12	0	0	0,00	0,00	11	24
390	11,37	0	0	0,00	0,00	8	24
400	8,50	0	0	0,00	0,00	11	24
410	9,13	0	0	0,00	0,00	9	24
420	10,53	0	0	0,00	0,00	8	24
430	9,26	0	0	0,00	0,00	13	24
440	8,46	2	1	0,24	0,12	15	24
450	9,51	2	2	0,21	0,21	15	24
460	9,78	0	0	0,00	0,00	9	24
470	11,73	0	0	0,00	0,00	4	24
480	9,22	0	0	0,00	0,00	20	24
490	10,93	3	2	0,27	0,18	9	24
500	10,88	3	2	0,28	0,18	10	24
510	10,66	4	0	0,38	0,00	2	12
520	24,45	0	0	0,00	0,00	1	8
530	10,03	1	0	0,10	0,00	3	24
540	14,22	0	0	0,00	0,00	0	4

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 µm	Nb GD >315 µm	(Nb GD>250 µm)/g	Nb GD>315 µm)/g	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
550	14,95	0	0	0,00	0,00	3	22
560	19,22	3	1	0,16	0,05	1	21
570	15,69	26	4	1,66	0,25	3	24
580	16,06	1	0	0,06	0,00	1	6
590	16,29	2	2	0,12	0,12	0	3
600	13,29	0	0	0,00	0,00	0	3
610	20,74	312	100	15,04	4,82	0	4
620	16,89	5	3	0,30	0,18	1	1
630	12,14	17	9	1,40	0,74	2	3
640	11,79	11	6	0,93	0,51	0	3
650	12,22	5	1	0,41	0,08	1	4
660	15,09	143	85	9,48	5,63	2	14
670	12,85	24	12	1,87	0,93	3	18
680	8,66	14	2	1,62	0,23	0	2
690	20,28	229	61	11,29	3,01	4	17
700	12,07	259	153	21,47	12,68	1	3
710	12,18	24	16	1,97	1,31	0	3
720	16,77	153	90	9,13	5,37	1	24
730	14,76	40	22	2,71	1,49	1	13
740	14,61	46	25	3,15	1,71	0	3
750	9,69	26	8	2,68	0,83	1	12
760	10,81	11	4	1,02	0,37	0	1
770	8,43	2	2	0,24	0,24	2	0
780	14,82	336	227	22,67	15,32	0	6
790	15,18	179	114	11,79	7,51	0	4
800	11,87	29	15	2,44	1,26	2	3
810	13,47	17	13	1,26	0,96	0	2
820	11,29	169	90	14,96	7,97	3	4
830	13,75	155	76	11,28	5,53	0	7
840	14,92	42	21	2,82	1,41	2	14
850	12,69	95	58	7,48	4,57	2	18
860	14,43	5	0	0,35	0,00	3	7
870	17,13	25	13	1,46	0,76	0	0
880	12,91	82	46	6,35	3,56	1	10
890	18,11	165	84	9,11	4,64	0	2
900	14,89	70	25	4,70	1,68	3	9
910	14,55	11	6	0,76	0,41	8	24
920	13,37	400	204	29,91	15,25	2	0
930	13,31	481	269	36,14	20,21	1	5
940	10,68	80	35	7,49	3,28	0	6
950	14,68	147	63	10,01	4,29	2	7
960	10,40	108	75	10,38	7,21	0	0
970	15,37	180	90	11,71	5,85	4	21
980	11,63	169	84	14,53	7,22	5	15
990	10,62	17	3	1,60	0,28	0	1
1000	7,51	3	0	0,40	0,00	0	1
1010	10,50	1	0	0,10	0,00	0	0
1020	10,58	0	0	0,00	0,00	0	0
1030	10,97	3	1	0,27	0,09	0	2
1040	9,77	0	0	0,00	0,00	0	1
1050	11,28	22	13	1,95	1,15	0	1

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
1060	12,09	0	0	0,00	0,00	1	1
1070	14,99	0	0	0,00	0,00	3	0
1080	15,81	0	0	0,00	0,00	1	0
1090	15,98	2	2	0,13	0,13	0	1
1100	16,02	3	1	0,19	0,06	0	0
1110	15,77	4	3	0,25	0,19	0	0
1120	16,88	0	0	0,00	0,00	0	0
1130	9,55	5	2	0,52	0,21	0	1
1140	14,82	0	0	0,00	0,00	0	0
1150	14,92	13	3	0,87	0,20	1	1
1160	14,65	11	7	0,75	0,48	1	0
1170	14,06	5	3	0,36	0,21	0	1
1180	12,57	28	21	2,23	1,67	1	1
1190	13,54	0	0	0,00	0,00	0	0
1200	12,07	16	12	1,33	0,99	0	1
1210	11,28	1	1	0,09	0,09	0	2
1220	11,38	0	0	0,00	0,00	0	0
1230	12,29	0	0	0,00	0,00	0	0
1240	11,06	0	0	0,00	0,00	0	0
1250	9,74	0	0	0,00	0,00	0	0
1260	10,38	0	0	0,00	0,00	0	0
1270	12,28	9	2	0,73	0,16	0	0
1280	11,48	0	0	0,00	0,00	0	0
1290	11,88	0	0	0,00	0,00	0	0
1300	12,13	1	0	0,08	0,00	0	1
1310	10,52	0	0	0,00	0,00	0	0
1320	9,98	0	0	0,00	0,00	0	0
1330	11,00	0	0	0,00	0,00	0	0
1340	11,73	3	0	0,26	0,00	0	0
1350	6,91	11	3	1,59	0,43	0	0
1360	12,83	36	12	2,81	0,94	2	2
1370	19,09	10	2	0,52	0,10	1	0
1380	12,69	216	114	17,02	8,98	14	24
1390	12,49	442	240	35,39	19,22	2	14
1400	12,53	30	9	2,39	0,72	1	7
1410	10,40	99	55	9,52	5,29	0	3
1420	12,01	8	1	0,67	0,08	1	16
1430	12,84	16	11	1,25	0,86	2	9
1440	13,52	157	74	11,62	5,48	0	1
1450	13,72	266	147	19,39	10,72	1	6
1460	15,09	227	103	15,05	6,83	0	5
1470	12,10	139	88	11,49	7,27	0	1
1480	16,81	20	11	1,19	0,65	2	4
1490	14,65	686	378	46,84	25,81	2	9
1500	16,96	659	346	38,86	20,40	1	9
1510	17,19	61	39	3,55	2,27	0	0
1520	12,45	976	570	78,39	45,78	2	19
1530	11,41	255	131	22,35	11,48	3	24
1540	11,14	261	152	23,43	13,64	9	24
1550	13,57	212	122	15,62	8,99	2	24
1560	13,73	142	82	10,34	5,97	0	14

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 µm	Nb GD >315 µm	(Nb GD>250 µm)/g	Nb GD>315 µm)/g	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
1570	17,02	291	170	17,10	9,99	3	5
1580	9,42	44	15	4,67	1,59	3	24
1590	15,75	362	183	22,98	11,62	5	23
1600	14,73	39	17	2,65	1,15	7	21
1610	15,29	28	17	1,83	1,11	7	24
1620	19,97	250	94	12,52	4,71	16	24
1630	17,96	0	0	0,00	0,00	3	16
1640	15,39	2	1	0,13	0,06	13	24
1650	21,06	29	13	1,38	0,62	7	24
1660	20,74	31	18	1,49	0,87	7	24
1670	14,13	12	7	0,85	0,50	7	24
1680	18,54	0	0	0,00	0,00	14	24
1690	15,81	2	2	0,13	0,13	16	24
1700	15,15	2	0	0,13	0,00	24	24
1710	17,15	4	2	0,23	0,12	24	24
1720	15,32	2	2	0,13	0,13	24	24
1730	14,87	1	0	0,07	0,00	15	24
1740	12,92	14	9	1,08	0,70	15	24
1750	15,74	4	2	0,25	0,13	24	24
1760	11,10	4	2	0,36	0,18	18	24
1770	14,47	0	0	0,00	0,00	24	24
1780	14,96	2	0	0,13	0,00	13	24
1790	13,33	3	2	0,23	0,15	4	24
1800	11,08	1	0	0,09	0,00	24	24
1810	12,10	0	0	0,00	0,00	16	24
1820	12,47	3	1	0,24	0,08	21	24
1830	11,41	0	0	0,00	0,00	10	24
1840	16,73	2	2	0,12	0,12	24	24
1850	11,29	0	0	0,00	0,00	12	24
1860	14,40	0	0	0,00	0,00	23	24
1870	12,51	3	1	0,24	0,08	24	24
1880	10,95	0	0	0,00	0,00	21	24
1890	11,46	1	0	0,09	0,00	9	21
1900	11,72	1	0	0,09	0,00	10	24
1910	12,37	0	0	0,00	0,00	24	24
1920	13,78	2	0	0,15	0,00	15	24
1930	11,49	0	0	0,00	0,00	6	24
1940	14,96	1	1	0,07	0,07	19	24
1950	13,06	0	0	0,00	0,00	24	24
1960	15,79	0	0	0,00	0,00	24	24
1970	11,50	1	0	0,09	0,00	24	24
1980	17,09	1	0	0,06	0,00	24	24
1990	16,24	0	0	0,00	0,00	24	24
2000	15,91	0	0	0,00	0,00	24	24
2010	15,22	0	0	0,00	0,00	17	24
2020	14,03	2	1	0,14	0,07	20	24
2030	16,79	0	0	0,00	0,00	24	24
2040	12,91	1	0	0,08	0,00	24	24
2050	11,84	0	0	0,00	0,00	15	24
2060	16,24	0	0	0,00	0,00	24	24
2070	14,56	0	0	0,00	0,00	24	24

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
2080	14,26	1	0	0,07	0,00	9	24
2090	14,55	1	1	0,07	0,07	24	24
2100	22,01	9	7	0,41	0,32	10	24
2110	18,22	4	0	0,22	0,00	16	24
2120	17,30	3	1	0,17	0,06	13	24
2130	14,29	0	0	0,00	0,00	24	24
2140	13,27	0	0	0,00	0,00	14	24
2150	14,85	0	0	0,00	0,00	10	24
2160	12,19	0	0	0,00	0,00	19	18
2170	15,43	0	0	0,00	0,00	24	24
2180	13,81	1	1	0,07	0,07	24	24
2190	10,84	1	0	0,09	0,00	8	24
2200	14,75	0	0	0,00	0,00	3	15
2210	19,49	1	0	0,05	0,00	24	24
2220	13,83	1	0	0,07	0,00	21	24
2230	14,18	1	0	0,07	0,00	24	24
2240	14,00	0	0	0,00	0,00	15	16
2250	12,30	0	0	0,00	0,00	24	24
2260	12,93	1	0	0,08	0,00	8	16
2270	11,99	4	2	0,33	0,17	16	24
2280	13,06	2	1	0,15	0,08	18	24
2290	14,37	1	0	0,07	0,00	24	24
2300	12,04	3	0	0,25	0,00	12	18
2310	13,87	2	2	0,14	0,14	7	24
2320	11,34	0	0	0,00	0,00	2	24
2330	12,14	0	0	0,00	0,00	9	24
2340	12,45	1	1	0,08	0,08	3	24
2350	12,45	1	1	0,08	0,08	4	24
2360	14,34	161	67	11,23	4,67	21	24
2370	10,81	5	4	0,46	0,37	12	24
2380	15,44	1	1	0,06	0,06	24	24
2390	13,94	0	0	0,00	0,00	24	24
2400	23,43	2	0	0,09	0,00	13	24
2410	17,55	2	0	0,11	0,00	6	16
2420	15,19	9	4	0,59	0,26	3	14
2430	19,55	49	19	2,51	0,97	1	12
2440	23,83	17	8	0,71	0,34	24	24
2450	16,78	2	0	0,12	0,00	24	24
2460	16,51	1	0	0,06	0,00	24	24
2470	12,20	0	0	0,00	0,00	18	24
2480	19,75	5	2	0,25	0,10	24	24
2490	15,60	1	1	0,06	0,06	21	24
2500	16,94	17	11	1,00	0,65	24	24
2510	17,31	0	0	0,00	0,00	24	24
2520	19,21	4	0	0,21	0,00	24	24
2530	15,74	2	1	0,13	0,06	19	24
2540	15,87	1	0	0,06	0,00	16	24
2550	18,17	2	0	0,11	0,00	8	24
2560	12,59	0	0	0,00	0,00	5	24
2570	14,19	0	0	0,00	0,00	5	24
2580	12,65	0	0	0,00	0,00	8	10

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
2590	12,19	1	0	0,08	0,00	1	17
2600	13,76	6	1	0,44	0,07	20	24
2610	14,89	2	0	0,13	0,00	15	24
2620	15,78	0	0	0,00	0,00	1	1
2630	17,30	0	0	0,00	0,00	8	20
2640	13,18	0	0	0,00	0,00	1	16
2650	14,82	0	0	0,00	0,00	3	24
2660	17,41	0	0	0,00	0,00	4	12
2670	12,57	0	0	0,00	0,00	0	5
2680	14,93	2	0	0,13	0,00	0	6
2690	12,12	4	3	0,33	0,25	0	2
2700	13,54	0	0	0,00	0,00	0	3
2710	19,56	60	8	3,07	0,41	1	5
2720	16,09	0	0	0,00	0,00	0	3
2730	13,37	21	11	1,57	0,82	0	3
2740	17,47	2	0	0,11	0,00	1	2
2750	12,24	6	2	0,49	0,16	0	3
2760	14,85	3	0	0,20	0,00	0	7
2770	15,21	34	12	2,24	0,79	0	6
2780	17,33	12	7	0,69	0,40	0	2
2790	14,47	26	16	1,80	1,11	0	1
2800	14,81	127	51	8,58	3,44	0	2
2810	16,76	110	71	6,56	4,24	0	3
2825	15,91	115	40	7,23	2,51	0	0
2830	16,95	89	40	5,25	2,36	0	0
2840	16,98	3	2	0,18	0,12	0	0
2850	23,48	2	1	0,09	0,04	0	1
2860	12,56	1	1	0,08	0,08	0	14
2870	12,62	2	0	0,16	0,00	0	6
2880	14,76	31	12	2,10	0,81	0	2
2890	12,69	5	3	0,39	0,24	0	17
2900	12,93	0	0	0,00	0,00	0	7
2910	17,77	0	0	0,00	0,00	2	16
2920	14,80	0	0	0,00	0,00	0	2
2930	13,50	0	0	0,00	0,00	0	1
2955	14,25	40	26	2,81	1,82	0	1
2960	15,35	0	0	0,00	0,00	0	5
2970	13,04	0	0	0,00	0,00	0	3
2980	13,73	1	0	0,07	0,00	0	4
2990	10,91	0	0	0,00	0,00	1	11
3000	16,56	0	0	0,00	0,00	3	10
3010	10,99	1	0	0,09	0,00	6	8
3020	11,75	0	0	0,00	0,00	7	12
3030	13,66	2	0	0,15	0,00	8	5
3040	15,06	2	2	0,13	0,13	2	9
3050	13,70	1	0	0,07	0,00	11	24
3060	12,73	1	0	0,08	0,00	5	24
3070	13,21	1	0	0,08	0,00	3	16
3080	14,20	2	0	0,14	0,00	14	21
3090	14,22	0	0	0,00	0,00	8	18
3100	11,97	1	0	0,08	0,00	24	11

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
3110	13,59	0	0	0,00	0,00	24	24
3120	10,80	2	2	0,19	0,19	24	24
3130	14,89	2	0	0,13	0,00	19	24
3140	13,93	0	0	0,00	0,00	14	24
3150	17,63	2	0	0,11	0,00	17	24
3160	14,91	0	0	0,00	0,00	15	24
3170	13,50	0	0	0,00	0,00	4	24
3180	13,96	2	1	0,14	0,07	13	24
3190	16,68	1	0	0,06	0,00	22	24
3200	17,06	1	0	0,06	0,00	5	17
3210	15,45	2	0	0,13	0,00	7	20
3220	17,98	10	3	0,56	0,17	5	16
3230	13,55	1	1	0,07	0,07	3	9
3240	18,64	20	7	1,07	0,38	1	10
3250	17,62	772	231	43,81	13,11	1	2
3260	15,75	31	14	1,97	0,89	1	10
3270	17,24	4	0	0,23	0,00	4	24
3280	18,88	0	0	0,00	0,00	0	18
3290	16,86	1	1	0,06	0,06	2	3
3300	12,14	0	0	0,00	0,00	1	6
3310	16,83	1	0	0,06	0,00	0	15
3320	15,66	1	1	0,06	0,06	0	2
3330	16,71	4	0	0,24	0,00	0	4
3340	15,25	0	0	0,00	0,00	1	3
3350	17,75	7	3	0,39	0,17	0	4
3360	17,27	1	0	0,06	0,00	0	4
3370	18,09	2	1	0,11	0,06	1	3
3380	19,36	24	7	1,24	0,36	0	8
3390	11,95	1	0	0,08	0,00	0	2
3400	18,51	2	0	0,11	0,00	1	15
3410	15,04	9	3	0,60	0,20	3	5
3420	14,45	0	0	0,00	0,00	1	4
3430	17,74	18	8	1,01	0,45	1	9
3440	15,51	1	0	0,06	0,00	0	4
3450	15,30	0	0	0,00	0,00	0	2
3460	17,12	1	0	0,06	0,00	0	8
3470	16,27	1	0	0,06	0,00	0	7
3480	18,07	1	0	0,06	0,00	1	1
3490	18,94	0	0	0,00	0,00	0	0
3500	18,00	7	2	0,39	0,11	1	13
3510	14,53	9	4	0,62	0,28	0	0
3520	18,82	0	0	0,00	0,00	0	3
3530	10,74	0	0	0,00	0,00	0	1
3540	21,84	56	8	2,56	0,37	0	0
3550	19,29	3	0	0,16	0,00	0	2
3560	15,99	0	0	0,00	0,00	0	0
3570	18,29	13	0	0,71	0,00	0	5
3580	18,15	1	1	0,06	0,06	1	10
3590	19,07	0	0	0,00	0,00	0	16
3600	12,47	1	0	0,08	0,00	0	0
3610	13,03	8	4	0,61	0,31	0	2

Profondeur (cm)	Poids sec (g)	Comptage				Piquage	
		Nb GD >250 $\mu\text{m}$	Nb GD >315 $\mu\text{m}$	(Nb GD>250 $\mu\text{m})/\text{g}$	(Nb GD>315 $\mu\text{m})/\text{g}$	Nb G. ruber blanc	Nb G. ruber rose
3620	17,96	8	3	0,45	0,17	0	3
3630	14,18	7	4	0,49	0,28	0	1
3640	12,84	108	53	8,41	4,13	0	3
3650	13,45	1	0	0,07	0,00	1	2
3660	18,73	10	3	0,53	0,16	1	5
3670	14,27	0	0	0,00	0,00	0	5
3680	17,34	21	9	1,21	0,52	0	6
3690	20,19	18	11	0,89	0,54	1	10
3700	16,98	2	1	0,12	0,06	2	8
3710	16,23	0	0	0,00	0,00	2	3
3720	21,29	10	4	0,47	0,19	0	3
3730	14,26	1	0	0,07	0,00	0	1
3740	11,80	39	13	3,31	1,10	1	9
3750	19,50	2	1	0,10	0,05	0	3
3760	20,01	0	0	0,00	0,00	0	2
3770	21,38	7	2	0,33	0,09	0	0
3780	17,38	0	0	0,00	0,00	0	6
3790	19,40	16	11	0,82	0,57	1	4
3800	14,56	9	4	0,62	0,27	0	10
3810	14,05	19	7	1,35	0,50	2	5
3820	18,40	5	3	0,27	0,16	0	7
3830	20,21	13	2	0,64	0,10	0	2
3840	19,85	5	1	0,25	0,05	0	5
3850	11,27	14	8	1,24	0,71	0	5
3860	19,52	131	57	6,71	2,92	0	5
3870	18,70	18	6	0,96	0,32	4	22
3880	19,07	26	12	1,36	0,63	1	6
3890	19,39	7	0	0,36	0,00	0	1
3900	13,68	13	8	0,95	0,58	0	1
3910	17,01	0	0	0,00	0,00	0	5
3920	15,03	6	2	0,40	0,13	1	12
3930	17,92	9	6	0,50	0,33	1	3
3940	15,90	7	0	0,44	0,00	0	5
3950	9,81	3	0	0,31	0,00	0	0
3960	15,76	4	3	0,25	0,19	0	1

**Tableau V** : Analyses isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) réalisées sur les tests de *G. ruber* (rose) piqués dans les sédiments du Bassin 4

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
30	-1,63	1,58	180	-1,31	1,69
40	-1,59	1,60	190	-1,60	1,79
50	-1,61	1,38	200	-1,46	1,73
60	-1,37	1,35	210	-1,51	1,35
70	-1,63	1,49	220	-1,72	1,44
150	-1,26	1,55	230	-1,41	1,25
160	-1,58	1,39	240	-1,15	1,22
170	-1,52	1,35	250	-1,28	1,20

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
260	-1,56	1,49	850	-1,80	0,39
270	-1,82	1,45	860	-1,74	0,97
280	-1,89	1,18	880	-1,72	1,00
290	-1,52	1,57	900	-0,87	1,12
300	-1,36	0,99	910	-1,16	0,60
310	-1,64	1,07	930	-1,04	0,93
320	-1,49	1,34	940	-1,67	1,01
330	-1,76	1,07	950	-1,09	0,86
340	-1,65	0,94	970	-2,29	0,90
350	-2,13	0,72	980	-2,63	0,90
360	-1,50	0,89	1380	-1,00	1,03
370	-2,13	0,89	1390	-1,84	0,94
380	-1,56	0,77	1400	-1,77	0,72
390	-1,34	0,94	1420	-1,18	0,37
400	-3,47	1,10	1430	-1,18	0,69
410	-4,08	0,96	1450	-1,26	0,70
420	-3,59	0,79	1460	-1,63	0,35
430	-3,66	0,77	1480	-1,60	1,26
440	-2,80	0,94	1490	-1,47	0,95
450	-2,91	0,68	1500	-1,17	0,85
460	-2,27	0,68	1520	-1,10	0,71
470	-1,62	0,43	1530	-1,68	0,99
480	-1,03	1,05	1540	-0,61	0,89
490	-1,57	0,76	1550	-1,61	0,67
500	-1,78	0,79	1560	-1,79	0,75
510	-1,15	0,87	1570	-1,92	0,94
520	-1,43	0,70	1580	-1,54	0,69
530	-1,26	0,62	1590	-1,25	0,99
540	-1,96	0,90	1600	-1,93	0,97
550	-1,51	1,03	1610	-1,48	0,82
560	-1,14	0,77	1620	-1,09	0,67
570	-2,21	0,75	1630	-1,38	0,65
580	-1,37	0,82	1640	-0,93	0,69
600	-2,46	0,57	1650	-1,50	0,91
610	-1,94	1,05	1660	-1,17	0,75
630	-1,50	0,29	1670	-1,26	0,61
650	-0,79	0,91	1680	-1,63	0,93
660	-1,09	1,03	1690	-0,64	0,57
670	-1,86	0,82	1700	-0,53	0,65
690	-1,41	1,19	1710	-1,64	1,05
700	-2,17	0,65	1710	-2,50	0,92
710	-0,96	1,05	1720	-1,83	0,99
720	-1,09	0,91	1730	-1,62	0,48
730	-1,34	0,83	1740	-0,86	0,98
740	-2,22	1,24	1750	-1,84	0,70
750	-1,23	1,23	1760	-1,03	1,33
780	-1,81	1,02	1770	-1,27	1,08
790	-1,37	1,12	1780	-2,01	1,18
800	-0,81	1,07	1790	-1,39	0,96
820	-1,87	0,96	1800	-0,87	1,25
830	-1,74	0,99	1810	-1,29	1,17
840	-1,71	0,68	1820	-1,52	1,24

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
1830	-1,03	1,11	2350	-2,32	1,27
1840	-1,14	1,16	2360	-2,45	1,00
1850	-1,82	0,94	2370	-2,19	1,01
1860	-0,85	1,21	2380	-1,94	1,46
1870	-1,12	1,32	2390	-1,06	0,86
1880	-1,26	1,53	2400	-1,82	1,26
1890	-1,75	1,16	2410	-2,42	1,53
1900	-1,24	1,02	2420	-2,17	1,26
1910	-1,38	1,16	2430	-1,42	1,07
1920	-2,08	1,16	2440	-1,68	1,15
1930	-1,45	1,15	2450	-1,34	1,42
1940	-1,48	1,22	2460	-1,30	1,21
1950	-1,87	1,01	2470	-1,06	1,06
1960	-1,85	1,26	2480	-1,26	1,19
1970	-1,33	1,18	2490	-1,43	0,83
1980	-0,59	1,03	2500	-1,32	0,95
1990	-1,17	1,06	2510	-1,37	1,33
2000	-1,81	0,60	2520	-1,26	0,77
2010	-1,79	1,21	2530	-1,57	1,16
2020	-1,21	0,84	2540	-1,59	1,10
2030	-0,65	0,91	2550	-1,37	1,32
2040	-1,57	1,22	2560	-1,26	0,97
2050	-1,53	0,73	2570	-1,65	1,12
2060	-1,22	0,92	2580	-1,43	1,31
2070	-1,32	0,47	2590	-1,94	1,00
2080	-1,75	0,73	2600	-1,86	1,33
2090	-1,28	0,74	2610	-1,56	1,04
2100	-0,53	0,36	2630	-1,47	1,22
2110	-0,44	1,14	2640	-2,10	0,93
2120	-0,73	0,62	2650	-2,09	1,03
2130	-1,11	1,41	2660	-2,27	1,00
2140	-0,84	0,85	2670	-2,35	1,29
2150	-0,86	1,26	2680	-2,58	0,86
2160	-0,23	0,98	2710	-3,05	1,12
2170	-0,40	0,93	2760	-2,23	0,60
2180	-0,72	0,74	2770	-3,06	1,14
2190	-1,31	1,07	2860	-2,88	0,56
2200	-0,89	0,54	2870	-3,28	0,43
2210	-0,28	0,86	2890	-2,32	0,75
2220	-1,66	0,64	2900	-2,52	0,61
2230	-1,05	1,02	2910	-2,44	0,66
2240	-0,69	0,80	2960	-2,42	0,68
2250	-0,88	1,20	2990	-2,28	1,16
2260	-1,42	1,52	3000	-2,42	1,15
2270	-0,92	1,23	3010	-2,19	0,86
2280	-1,43	1,43	3020	-1,92	0,29
2290	-1,35	1,30	3040	-1,68	0,87
2300	-1,70	1,83	3050	-1,21	0,83
2310	-1,96	1,21	3060	-1,41	0,66
2320	-2,30	0,99	3070	-1,60	1,03
2330	-2,86	1,26	3080	-1,59	0,83
2340	-2,58	1,49	3090	-1,84	0,33

Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Profondeur (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
3100	-1,97	0,57	3410	-2,66	0,20
3110	-1,46	0,57	3430	-2,50	-0,12
3120	-2,21	0,73	3440	-1,10	0,27
3130	-2,33	0,64	3460	-2,07	0,10
3140	-1,88	0,99	3500	-1,77	0,15
3150	-2,75	0,08	3570	-1,22	0,61
3160	-2,91	-0,34	3580	-2,16	0,21
3170	-2,31	0,63	3590	-3,24	0,49
3180	-3,24	0,32	3590	-1,73	1,05
3190	-2,98	0,42	3670	-2,52	0,83
3200	-2,95	0,79	3680	-2,04	0,73
3210	-2,85	0,78	3690	-1,85	0,64
3220	-3,23	0,46	3700	-1,19	0,64
3230	-3,81	0,43	3740	-0,19	0,61
3240	-2,85	0,45	3780	-0,71	0,40
3260	-1,64	0,64	3800	-0,82	0,56
3270	-2,01	0,44	3820	-0,06	0,58
3280	-2,01	0,48	3840	-1,32	0,67
3300	-1,45	0,22	3860	-0,08	0,53
3310	-3,18	0,17	3870	-0,24	0,61
3330	-0,96	0,15	3880	-0,59	0,67
3360	-2,08	0,45	3910	0,00	0,60
3380	-2,16	-0,07	3920	-0,30	0,57
3400	-2,23	0,14	3940	-0,16	0,33

**Tableau VI** : Minéralogie de la fraction argileuse des sédiments du Bassin 4. S : smectite, I : illite, K : kaolinite, C : chlorite.

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
30	59	24	13	4	2,05	3,07
40	66	21	9	4	2,63	2,17
50	62	24	9	5	2,14	1,67
60	54	30	12	4	1,60	2,86
70	53	28	14	5	1,64	2,92
160	60	25	10	5	1,98	1,91
170	55	29	12	4	1,66	2,72
180	56	29	10	5	1,65	2,27
190	66	22	8	4	2,55	2,07
200	63	22	10	5	2,34	1,88
210	47	33	15	5	1,23	3,15
220	49	29	17	5	1,44	3,22
230	62	21	11	6	2,24	1,67
240	60	24	10	5	1,99	1,90
250	59	27	10	4	1,94	2,56
260	60	26	10	4	1,98	2,80
270	67	18	12	3	3,31	4,35
290	62	25	9	3	2,21	3,58
300	61	24	10	5	2,12	1,76
310	61	24	10	5	2,06	1,83
320	61	25	10	4	2,08	2,37
340	61	23	11	5	2,18	2,17
350	56	29	10	5	1,65	1,93
360	69	18	9	4	3,13	2,15

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
370	61	23	12	4	2,32	3,17
380	60	24	11	5	2,09	2,17
390	55	28	10	6	1,60	1,70
400	56	28	12	4	1,76	3,10
410	64	22	9	5	2,37	1,76
420	62	22	10	6	2,24	1,71
430	56	25	14	5	1,89	2,99
440	62	23	11	5	2,29	2,41
450	67	18	13	2	3,30	6,55
460	63	20	13	5	2,58	2,64
470	58	27	13	2	1,99	5,32
480	63	22	11	4	2,41	2,74
490	58	24	12	5	1,94	2,22
500	59	23	13	5	2,04	2,38
510	59	21	14	6	2,22	2,24
520	61	19	14	5	2,50	2,75
530	49	31	15	5	1,36	2,95
540	48	33	13	6	1,25	2,29
550	35	41	13	12	0,66	1,12
560	50	31	12	8	1,29	1,60
570	42	32	18	8	1,07	2,28
580	56	24	15	6	1,85	2,31
590	57	21	16	6	2,15	2,81
600	67	14	12	6	3,21	1,98
610	66	13	16	6	3,56	2,89
620	49	30	14	7	1,31	1,99
630	42	27	21	10	1,13	2,10
640	57	21	14	8	1,98	1,69
650	50	27	15	8	1,44	1,90
660	48	27	16	9	1,31	1,74
670	51	26	15	9	1,50	1,72
680	49	26	17	8	1,41	2,02
690	66	17	8	9	2,60	0,91
700	41	29	17	13	0,99	1,30
710	46	28	16	9	1,22	1,75
720	49	28	16	7	1,39	2,44
730	52	26	15	7	1,58	2,30
740	45	30	17	8	1,20	2,29
750	46	29	17	8	1,23	2,25
760	47	29	16	9	1,26	1,84
770	47	30	16	7	1,25	2,22
780	39	29	22	9	1,01	2,35
790	43	30	18	9	1,09	2,04
800	48	27	19	6	1,48	3,37
810	32	38	20	9	0,68	2,14
820	33	34	21	12	0,72	1,80
830	52	22	16	10	1,61	1,59
840	48	29	17	6	1,36	2,84
850	35	40	12	13	0,66	0,95
860	49	22	18	11	1,47	1,62
870	60	22	13	5	2,21	2,46
880	47	31	15	7	1,24	2,22
890	52	26	13	9	1,49	1,52
900	56	23	11	10	1,73	1,13
910	41	32	19	8	1,02	2,31
920	51	24	18	8	1,59	2,14
930	48	24	20	9	1,47	2,16

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
940	56	23	14	7	1,85	1,97
950	58	20	16	6	2,18	2,66
960	42	27	23	8	1,20	3,06
970	47	28	18	6	1,38	2,90
980	48	28	19	5	1,49	4,11
990	59	18	17	6	2,44	2,79
1000	57	22	10	11	1,76	0,97
1010	49	23	19	9	1,54	2,23
1020	36	30	27	7	0,97	3,86
1030	57	18	19	6	2,36	3,23
1040	60	20	13	8	2,17	1,73
1050	50	23	22	5	1,76	4,39
1060	55	20	18	7	1,95	2,34
1070	49	26	18	8	1,43	2,14
1080	50	25	17	8	1,53	2,06
1090	55	21	17	7	1,93	2,26
1100	59	21	14	6	2,14	2,35
1110	49	25	20	6	1,57	3,64
1120	54	26	13	6	1,65	2,16
1130	56	23	14	7	1,90	2,06
1140	58	22	14	6	2,13	2,52
1150	46	26	20	8	1,37	2,50
1160	56	20	15	9	1,97	1,74
1170	54	25	15	6	1,77	2,59
1180	46	27	19	8	1,31	2,32
1190	49	21	22	8	1,69	2,98
1200	56	23	16	5	1,98	3,43
1210	64	15	14	7	2,83	2,00
1220	65	13	13	9	2,94	1,54
1230	42	31	21	7	1,11	3,08
1240	57	23	14	7	1,93	2,16
1250	51	22	21	7	1,78	3,13
1260	49	22	21	8	1,64	2,58
1270	54	22	18	6	1,96	2,90
1280	55	21	16	7	1,95	2,35
1290	47	29	14	11	1,19	1,30
1300	45	25	21	8	1,34	2,55
1310	56	22	15	7	1,88	1,98
1320	52	22	19	7	1,76	2,57
1340	61	21	14	5	2,39	2,87
1350	46	27	18	9	1,29	2,00
1360	64	18	13	6	2,68	2,08
1370	65	15	17	4	3,46	4,01
1380	45	27	24	4	1,42	5,51
1390	55	24	17	4	1,95	3,79
1400	59	18	20	4	2,78	5,65
1410	71	11	15	2	5,27	6,36
1420	52	25	16	7	1,65	2,29
1430	50	20	23	7	1,87	3,43
1440	67	14	12	6	3,25	1,96
1450	50	21	20	9	1,67	2,17
1460	49	24	19	8	1,55	2,41
1470	52	20	22	7	1,92	3,22
1480	59	17	19	6	2,58	3,13
1490	54	21	18	7	1,89	2,43
1500	59	14	20	6	2,82	3,24
1510	58	19	18	5	2,41	3,76

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
1520	54	18	18	10	2,00	1,92
1530	57	23	13	6	1,94	2,17
1540	45	32	16	7	1,16	2,20
1550	40	30	20	10	0,98	2,00
1560	55	18	21	6	2,23	3,21
1570	56	16	22	5	2,63	4,28
1580	59	21	15	5	2,23	2,97
1590	59	18	18	5	2,59	3,40
1600	68	14	9	9	2,93	0,97
1610	52	27	15	6	1,62	2,65
1620	56	22	12	9	1,78	1,30
1630	59	19	15	7	2,22	2,12
1640	40	30	17	13	0,94	1,31
1650	53	23	14	10	1,61	1,44
1660	49	23	19	10	1,49	1,93
1670	55	21	16	7	1,95	2,30
1680	53	25	14	8	1,60	1,78
1690	46	30	15	9	1,15	1,60
1700	38	36	16	10	0,81	1,54
1710	38	37	13	12	0,78	1,07
1720	39	37	13	11	0,80	1,23
1730	41	33	14	12	0,89	1,14
1740	40	31	17	12	0,93	1,44
1750	18	45	21	16	0,30	1,37
1760	28	38	18	16	0,52	1,14
1770	51	27	13	9	1,37	1,32
1780	47	28	15	11	1,23	1,41
1790	32	31	24	12	0,74	2,03
1800	45	28	17	11	1,15	1,49
1820	45	27	19	9	1,27	2,20
1830	38	32	19	11	0,87	1,71
1840	50	24	16	10	1,44	1,60
1850	32	38	17	13	0,62	1,33
1860	32	39	16	13	0,61	1,25
1870	39	32	15	14	0,85	1,09
1880	32	39	15	13	0,61	1,13
1890	45	30	13	11	1,10	1,14
1900	38	36	17	8	0,86	2,06
1910	54	23	12	11	1,63	1,14
1920	34	35	15	15	0,69	1,00
1930	40	29	19	12	0,98	1,60
1940	32	34	21	13	0,69	1,69
1950	39	31	18	12	0,92	1,52
1960	45	28	17	10	1,19	1,63
1970	45	30	12	14	1,04	0,89
1980	48	25	16	11	1,30	1,42
1990	37	33	21	9	0,87	2,34
2000	48	22	20	11	1,48	1,87
2010	34	31	25	10	0,84	2,55
2020	35	33	17	15	0,72	1,16
2030	47	27	18	9	1,33	2,04
2040	33	33	21	13	0,74	1,70
2050	46	26	14	13	1,18	1,07
2060	60	19	12	9	2,12	1,41
2070	36	30	24	10	0,90	2,36
2080	37	33	17	13	0,81	1,28
2090	49	26	15	10	1,35	1,47

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
2100	47	28	17	8	1,29	2,11
2110	57	25	11	7	1,80	1,64
2120	59	20	12	9	2,03	1,37
2130	40	29	18	12	0,97	1,47
2140	43	30	17	10	1,08	1,75
2150	46	26	18	10	1,29	1,86
2160	31	39	19	10	0,63	1,91
2170	46	29	19	6	1,31	3,18
2180	36	33	21	9	0,85	2,31
2190	47	32	14	7	1,21	1,97
2200	43	33	17	8	1,04	2,02
2210	54	24	14	8	1,68	1,88
2220	19	38	30	13	0,38	2,27
2230	39	34	17	9	0,91	1,86
2240	29	34	28	8	0,70	3,48
2250	39	34	16	12	0,85	1,38
2260	47	19	20	14	1,41	1,38
2270	46	30	17	6	1,27	2,83
2280	32	36	26	7	0,75	3,87
2290	47	29	17	7	1,28	2,30
2310	53	26	15	5	1,66	2,86
2320	49	28	17	6	1,44	2,84
2330	58	24	14	4	2,09	3,58
2340	40	37	16	8	0,90	2,11
2350	35	38	18	8	0,76	2,22
2370	57	23	15	5	2,03	3,23
2380	49	28	15	8	1,39	1,87
2390	50	29	15	6	1,44	2,57
2400	48	31	15	5	1,31	2,99
2410	23	44	24	9	0,44	2,54
2420	43	30	18	8	1,12	2,17
2430	50	27	15	8	1,45	1,92
2440	43	31	18	9	1,08	2,11
2450	49	29	18	4	1,51	4,49
2460	40	32	20	8	1,01	2,53
2470	38	31	23	7	0,97	3,12
2480	46	28	21	6	1,36	3,62
2490	39	34	21	6	0,99	3,85
2500	48	29	17	6	1,38	2,87
2510	47	25	19	8	1,43	2,35
2530	44	33	17	7	1,13	2,52
2540	49	29	17	5	1,45	3,46
2550	37	31	27	4	1,03	6,20
2560	18	41	32	10	0,35	3,33
2570	42	31	22	5	1,16	4,73
2580	45	32	18	6	1,18	2,86
2590	32	36	23	9	0,73	2,47
2600	51	24	17	8	1,58	2,26
2610	33	35	26	6	0,79	4,17
2620	46	32	16	6	1,24	2,94
2630	41	34	17	7	0,98	2,29
2640	44	35	16	5	1,10	2,92
2650	54	27	16	2	1,83	6,90
2660	53	30	11	5	1,49	2,15
2670	34	38	19	9	0,73	2,26
2680	44	33	18	5	1,15	3,43
2690	52	30	14	4	1,55	3,84

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
2700	54	30	10	7	1,48	1,51
2710	45	36	13	5	1,08	2,36
2720	35	38	20	6	0,80	3,30
2730	46	27	19	8	1,27	2,26
2740	54	28	13	5	1,68	2,68
2750	50	31	14	6	1,39	2,51
2760	49	32	15	4	1,37	3,62
2770	22	42	27	9	0,43	2,94
2780	45	33	17	5	1,16	3,14
2790	47	29	18	6	1,35	2,97
2800	48	33	14	6	1,24	2,27
2810	48	32	15	4	1,33	3,76
2825	23	39	29	8	0,49	3,46
2830	40	32	23	6	1,06	3,78
2840	56	24	15	6	1,88	2,61
2850	47	30	18	5	1,33	3,29
2860	47	33	15	5	1,22	2,95
2870	33	38	17	12	0,67	1,40
2890	54	20	12	15	1,55	0,80
2900	43	35	16	6	1,05	2,74
2910	27	44	21	7	0,53	2,96
2920	44	36	17	3	1,11	5,02
2930	51	31	14	4	1,43	3,54
2955	48	26	20	6	1,50	3,38
2960	47	33	14	5	1,23	2,53
2970	53	29	15	2	1,68	6,90
2980	14	37	39	9	0,31	4,29
2990	41	37	18	4	0,98	4,04
3000	51	32	12	5	1,38	2,37
3010	53	28	15	4	1,65	4,04
3020	44	33	15	8	1,10	1,99
3030	51	27	16	6	1,55	2,77
3040	54	29	14	4	1,68	3,94
3050	48	28	18	6	1,45	3,21
3060	46	29	20	5	1,34	3,92
3070	54	24	19	3	1,99	6,15
3080	52	28	17	3	1,66	5,21
3090	40	32	20	8	1,02	2,67
3100	61	24	12	3	2,28	3,68
3120	51	33	11	6	1,32	1,85
3130	38	38	17	6	0,85	2,76
3140	53	24	15	7	1,68	2,10
3150	40	32	20	7	1,03	2,89
3160	44	36	14	5	1,08	2,88
3170	38	39	16	7	0,82	2,23
3180	40	33	19	9	0,96	2,15
3190	44	28	22	6	1,30	3,40
3200	23	35	29	12	0,49	2,36
3210	27	36	26	11	0,56	2,27
3220	14	42	17	27	0,21	0,65
3230	19	50	13	19	0,27	0,69
3240	37	33	18	12	0,83	1,56
3250	34	40	16	9	0,70	1,76
3260	49	23	14	13	1,36	1,08
3270	48	23	19	11	1,41	1,68
3280	38	35	15	11	0,82	1,32
3290	38	35	17	9	0,86	1,87

Profondeur (cm)	S (%)	I (%)	K (%)	C (%)	S/(I+C)	K/C
3300	20	39	25	16	0,37	1,54
3310	36	38	17	9	0,78	1,94
3320	59	24	8	9	1,81	0,86
3330	45	30	19	6	1,22	2,99
3340	42	35	12	12	0,90	1,05
3350	37	31	19	13	0,87	1,53
3360	27	41	18	14	0,50	1,28
3370	40	26	22	12	1,06	1,86
3380	53	24	12	11	1,54	1,16
3390	49	25	15	10	1,38	1,45
3400	42	35	13	10	0,94	1,32
3410	22	52	10	16	0,33	0,65
3420	47	29	12	12	1,18	1,06
3430	46	33	11	10	1,06	1,14
3440	47	31	11	11	1,11	0,94
3450	36	44	9	11	0,66	0,76
3460	32	47	7	14	0,53	0,48
3470	46	34	6	15	0,95	0,41
3480	39	40	11	11	0,77	0,97
3490	49	33	9	9	1,18	1,02
3500	27	51	7	14	0,42	0,52
3510	62	24	7	7	1,98	0,96
3520	62	26	6	7	1,88	0,83
3530	34	46	7	13	0,58	0,54
3540	54	30	8	8	1,43	1,10
3550	55	28	9	9	1,49	1,03
3560	25	37	19	19	0,45	0,99
3580	28	50	7	16	0,43	0,44
3590	32	46	8	14	0,52	0,58
3600	54	29	7	10	1,39	0,77
3610	36	40	8	16	0,64	0,49
3620	21	53	8	17	0,30	0,46
3630	25	54	8	13	0,37	0,66
3640	24	54	6	16	0,34	0,39
3650	21	56	6	18	0,28	0,33
3660	39	42	8	11	0,73	0,71
3670	19	53	10	17	0,27	0,60
3680	37	41	11	11	0,70	0,94
3700	49	34	7	10	1,12	0,66
3710	50	28	8	14	1,17	0,58
3720	38	44	8	10	0,70	0,81
3730	33	46	7	15	0,54	0,46
3740	20	56	6	18	0,26	0,36
3750	18	53	8	20	0,25	0,40
3760	26	48	9	18	0,39	0,48
3770	34	42	7	16	0,58	0,47
3780	38	43	8	11	0,69	0,76
3790	57	26	9	8	1,68	1,13
3800	36	41	10	13	0,67	0,81
3810	16	55	13	17	0,22	0,75
3820	31	46	10	13	0,53	0,76
3830	20	56	11	13	0,30	0,84
3840	18	59	8	15	0,24	0,57
3850	28	47	12	13	0,48	0,94
3860	17	55	12	15	0,25	0,85
3870	32	47	10	10	0,56	0,98
3880	13	56	13	18	0,18	0,74

*Annexe 4*

---

<b>Profondeur (cm)</b>	<b>S (%)</b>	<b>I (%)</b>	<b>K (%)</b>	<b>C (%)</b>	<b>S/(I+C)</b>	<b>K/C</b>
3890	20	55	11	14	0,29	0,78
3900	21	49	15	14	0,34	1,10
3920	26	45	14	15	0,43	0,97
3930	20	54	11	15	0,29	0,71
3940	20	50	13	17	0,29	0,78
3950	27	51	12	10	0,44	1,23
3960	28	45	14	13	0,49	1,06

---

## **ANNEXE 5.**

**On the provenance of freshwater pulses in the  
Gulf of Mexico during the last deglaciation:  
Evidence from grain size and clay mineralogy  
(submitted in Quaternary Research)**

---



1 On the provenance of freshwater pulses in the Gulf of Mexico during the last  
2 deglaciation: Evidence from grain size and clay mineralogy

3  
4 T. Sionneau (1, \*), V. Bout-Roumazeilles (1), B.P. Flower (2), A. Bory (1, 3), N. Tribovillard  
5 (1), C. Kissel (4), B. Van Vliet-Lanoë (5), J.C. Montero Serrano (1).

6 (1) Université Lille 1, UMR CNRS 8157 « Géosystèmes », Bât. SN5, Cité Scientifique, 59655 Villeneuve  
7 d'Ascq Cedex, France

8 (2) College of Marine Science, University of South Florida, St. Petersburg, FL, 33701, USA

9 (3) Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, NY, 10964, USA

10 (4) Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, 91198 Gif-sur-Yvette, France.

11 (5) UMR 6538 CNRS, Domaines Océaniques, IUEM, 29280 Plouzané, France.

12 Email addresses : [sionneau.thomas@wanadoo.fr](mailto:sionneau.thomas@wanadoo.fr) (T. Sionneau), [viviane.bout@univ-lille1.fr](mailto:viviane.bout@univ-lille1.fr) (V. Bout-

13 Roumazeilles), [bflower@marine.usf.edu](mailto:bflower@marine.usf.edu) (B.P. Flower), [aloys.bory@univ-lille1.fr](mailto:aloys.bory@univ-lille1.fr) (A. Bory),

14 [nicolas.tribovillard@univ-lille1.fr](mailto:nicolas.tribovillard@univ-lille1.fr) (N. Tribovillard), [kissel@lsce.cnrs-gif.fr](mailto:kissel@lsce.cnrs-gif.fr) (C. Kissel),

15 [brigitte.vanvlietlanoë@univ-brest.fr](mailto:brigitte.vanvlietlanoë@univ-brest.fr) (B. Van Vliet-Lanoë), [jc.montero-serrano@ed.univ-lille1.fr](mailto:jc.montero-serrano@ed.univ-lille1.fr) (J.C. Montero  
16 Serrano)

17 \* Corresponding author, Present address: UMR 6538 CNRS, Domaines Océaniques, IUEM, 29280 Plouzané,  
18 France; phone: + 33 (0)6 32 38 91 46, Fax. + 33 (0)2 98 49 87 60

19  
20 Abstract

21 The clay mineralogy and grain-size of sediments deposited during the last deglaciation in the  
22 Orca Basin (Gulf of Mexico) show that the terrigenous-dominated sedimentation, reflecting  
23 the high detrital contribution of the illite and chlorite-rich Great lakes area towards the Gulf of  
24 Mexico is interrupted by repetitive fine-grained smectite-rich events (SR) originating from the  
25 northwestern Mississippi River and Missouri River watersheds. The correlation between the  
26 respective timing of the SR, the Laurentide ice-sheet meltwater history -recorded in  $\delta^{18}\text{O}$  of  
27 planktonic foraminifera from the Gulf of Mexico- and the modeled chronology of continental

28 deglacial drainage reveals that the SR occur simultaneously with the major meltwater floods.  
29 The comparison of potential source areas for the SR detrital supply (based on recently  
30 published clay mineral distribution maps on land) and the Laurentide Ice Sheet margin  
31 evolution (as depicted by continental studies) provides additional constrains on the dominant  
32 melting areas. This study shows that combining clay mineralogy and grain-size characteristics  
33 of sediments deposited in the Orca Basin offers a unique opportunity to link the reconstructed  
34 continental glacial history, the modeled drainage patterns, and the marine record of meltwater  
35 flows in the Gulf of Mexico.

36

37 Keywords: deglaciation, meltwater pulse, Laurentide Ice Sheet, clay minerals, Orca Basin,  
38 Mississippi River

39

## 40 1. Introduction

41 The Gulf of Mexico (GOM) is a key area for the global thermohaline circulation  
42 (THC) and for the global climate system (Broecker, 1991), since its hydrological  
43 characteristics (high salinity and temperature) partly control Gulf Stream physical properties.  
44 During the last deglaciation, GOM hydrology was impacted by episodic freshwater inputs *via*  
45 the Mississippi River (MR) resulting from intermittent melting of the Laurentide Ice Sheet  
46 (LIS) (Flower et al., 2004; Aharon, 2006). The resulting salinity changes affected the THC,  
47 global heat exchange and worldwide climatic conditions (Broecker et al., 1990a; Bond, 1995;  
48 Rahmstorf, 1995; Manabe and Stouffer, 1995, 1997). Direct effects of these freshwater  
49 supplies on the GOM paleoceanography have been documented studying the planktonic  
50 foraminifera  $\delta^{18}\text{O}$  evolution (Leventer et al., 1982; Kennett et al., 1985; Flower and Kennett,  
51 1990; Aharon, 2003). By contrast, terrigenous inputs associated with these meltwater pulses  
52 are poorly understood (Marchitto and Wei, 1995; Brown and Kennett, 1998). A recent study

53 of the organic fraction in sediments from the Orca Basin (MD02-2550), combining kerogen  
54 observations and geochemical analyses, revealed larger terrigenous organic supplies during  
55 glacial time compared to the Holocene (Meckler et al., 2008) and indicated that the organic  
56 matter from the glacial interval is dominantly reworked from old formations whereas it is  
57 well-preserved and mainly of marine origin during the Holocene (see also Tribouillard et al.,  
58 2008a; 2008b). Nevertheless, some discrepancies between optical observations and  
59 biomarkers composition suggest the contribution of different sources of organic matter during  
60 the deglaciation (Meckler et al., 2008). These results emphasized the need for a precise  
61 identification and estimation of the respective terrigenous contributions to sedimentation in  
62 the GOM during the deglaciation. Detrital fractions are likely to provide information on the  
63 link between continental and marine records (Bout-Roumazielles et al., 1997, 1999, 2007)  
64 during the last deglaciation, on the extent of the LIS (Dyke, 2004), on proglacial lake  
65 outbursts (Teller et al., 2005) and on drainage conditions over North America (Tarasov and  
66 Peltier, 2006).

67         The clay mineralogy of the potential main source areas on land has been recently  
68 constrained (Sionneau et al., 2008a). The main North American drainage basins contributing  
69 to GOM sedimentation are made up of four distinct mineralogical provinces: (1) the north-  
70 western MR and Missouri River watersheds (smectite rich), (2) the Great Lakes area and  
71 eastern MR watershed (illite and chlorite rich), (3) the south-eastern United States (kaolinite  
72 rich) and (4) the Brazos River and south-western MR watersheds (illite and kaolinite rich).  
73 Considering that alteration/weathering processes are slow (Thiry et al., 1999; Thiry, 2000),  
74 variations of the clay mineral fraction deposited in the GOM during the deglaciation therefore  
75 mainly reflect changes in the respective contributions of the main mineralogical provinces.  
76 During the last deglaciation, the south margin of the decaying LIS and proglacial lakes  
77 encompassed at least two distinct clay mineral provinces of the northern MR and Missouri

78 River watersheds: a western smectite-rich province and an eastern illite/chlorite-rich ones  
79 (Fig.1). Meltwater discharges from the southern margin of the LIS deliver fine suspended  
80 loads, transported from the upper MR watershed (Knox, 1996), towards the northern GOM  
81 (Brown and Kennett, 1998). The clay-mineral ratio between smectite and illite + chlorite  
82 contents [S/(I+C)] may then contribute particularly to document the origin of these deglacial  
83 meltwater megafloods since smectite and illite + chlorite represent two distinct sediment  
84 sources over North America (Fig.1).

85         The small intraslope basins characterizing the northern GOM are ideally located to  
86 record the Mississippi sedimentary supply variations. Sediments from the Orca Basin, mainly  
87 composed of continentally-derived siliciclastic mud, are considered as one of the best  
88 archives of the LIS meltwater flood history (Leventer et al., 1982; Kennett et al., 1985;  
89 Flower and Kennett, 1990; Flower et al., 2004). According to the very high sedimentation rate  
90 observed in this basin, sediments provide a rather undisturbed high-resolution record of the  
91 last deglaciation. In this paper, we study the variations of the main sedimentary  
92 characteristics, from core MD02-2552 (IMAGES-PAGE 2002), recovered in the Orca Basin  
93 on board of the R/V Marion Dufresne (IPEV).

94         The main objectives are: (1) to characterize deglacial terrigenous inputs, (2) to  
95 determine the main provenance of the meltwater megafloods, and finally (3) to use the  
96 terrigenous record from the Orca Basin to better constrain the connection between LIS  
97 history, as known both by modelling and continental records (e.g. Dyke, 2004; Tarasov and  
98 Peltier, 2006), and the hydrological evolution of the GOM (Kennett and Shackleton, 1975;  
99 Kennett et al., 1985; Brown and Kennett, 1998; Aharon, 2003; Flower et al., 2004) during the  
100 last deglaciation.

101

## 102 2. Geological settings

103           The Orca Basin is a minibasin of the Louisiana continental slope in the northeastern  
104 GOM created by salt tectonics (Fig.1). It is located at 26°55'N and 91°20'W about 290 km  
105 southwest of the present-day Mississippi Delta (Shokes et al., 1977; Tompkins and Shephard,  
106 1979). The Orca Basin is an elbow-shape depression covering an area of approximately 400  
107 km<sup>2</sup>, with a maximum depth of 2400 m. The particular feature of the Orca Basin is the  
108 presence of a 200 m thick anoxic hypersaline brine (> 250 psu). This particularly high salinity  
109 water mass results from the dissolution of near-surface Jurassic salts. The brine/seawater  
110 interface occurs at 2230 m. The densities between the underlying (1.185g/cm<sup>3</sup>) and the  
111 overlying (1.025g/cm<sup>3</sup>) water masses create a strong pycnocline. This promotes a strong  
112 stratification of the basin, which prevents overturning and limits oxygen diffusion resulting in  
113 anoxic waters and underlying sediments (Shokes et al., 1977). The anoxic conditions, beneath  
114 the pycnocline, lead to the deposition of laminated, organic rich, unbioturbated sediments,  
115 since benthic life is almost completely absent. The Orca Basin is considered as an ideal site  
116 for high-resolution paleoclimatic studies (Leventer et al., 1982; Kennett et al., 1985; Flower  
117 and Kennett, 1990; Flower et al., 2004) for several reasons: (1) preservation of microfossils is  
118 enhanced by anoxic conditions; (2) bioturbation is low due to the absence of benthic life; (3)  
119 high sediment accumulation rates provide a continuous high-resolution record; (4) the basin  
120 was located within the influence area of the Mississippi Delta during low-sea level and was  
121 likely submitted to glacial meltwater discharges from the LIS. Therefore, the Orca Basin  
122 offers an excellent opportunity for integrating information on the history and variability of  
123 MR inputs towards the GOM, including meltwater flows from the LIS since the last glacial  
124 maximum.

125

### 126 3. Materials and methods

127 Three sediment cores were taken in the Orca Basin at the same station during the  
128 IMAGES-PAGE cruise on board the R/V Marion Dufresne (IPEV-French Institut Polaire,  
129 Paul-Emile Victor) in 2002 (Bout-Roumazelles and Trentesaux, 2007). Two Calypso piston  
130 cores MD02-2551 (26°56.78'N, 91°20.75W) and MD02-2552 (26°56.80'N, 91°20.72W) and  
131 a large CASQ gravity core MD02-2550C2 (26°56.77'N, 91°20.74W) were recovered within  
132 Orca Basin, at about 2240 m depth, just below the brine/seawater interface. In this study,  
133 sedimentological analyses were performed on the MD02-2552 core the length of which is  
134 34.16 m. The core was evenly sampled with a 10 cm-step.

135 Over the studied interval, sediments are composed of brownish grey to dark grey  
136 laminated clay with some light grey and black laminae. The main sediment characteristics of  
137 the core are here used to trace the varying dominant terrigenous sources. Sedimentary proxies  
138 may also reflect downslope re-deposition of material from outside the basin. However, this  
139 second process is not supported by the following observations: (1) sediment-gravity processes  
140 are not evidenced in the MD02-2552 core (grain-size parameters) over the studied interval;  
141 (2) some well-preserved aragonitic pteropod tests are observed and (3) benthic foraminifera  
142 are absent in the deposits (Brown et al., 1999). As a result, changes in the main provenance of  
143 terrigenous inputs in the Orca Basin are thus the best candidate to explain the observed  
144 detrital proxies variations during the last deglaciation.

145

#### 146 3.1. Grain-size analyses, carbonate and total organic carbon contents

147 Grain-size parameters and CaCO<sub>3</sub> content were determined using a Malvern™  
148 Mastersizer 2000, which employs the diffraction of a laser light in a cell filled with the  
149 sample in suspension. The diffraction angle is inversely proportional to the grain size and is  
150 measured with a photoelectric cell. A series of algorithms calculate a grain size distribution

151 curve as well as other parameters (cell obscuration, percentiles, mode, etc.). Mastersizer 2000  
152 has a high precision with a measurement reproducibility of  $\pm 0.5\%$  (Trentesaux et al., 2001).

153 Total organic carbon content (TOC in wt%) was determined through Rock-Eval  
154 Pyrolysis with a Delsi Oil Show Analyser (Rock Eval II) at the University Pierre & Marie  
155 Curie - UMR 7072. Detailed procedure is described in Espitalié et al. (1986).

156

### 157 3.2. Clay-mineral assemblages determination

158 In this paper, “clay minerals” refer to the major phyllosilicate minerals within the clay-  
159 size fraction (generally  $<2\ \mu\text{m}$ ). They are identified by XRD using the protocol reported in  
160 Bout-Roumazelles et al. (1999). The analyses were run from  $2.49^\circ$  to  $32.49^\circ\ 2\theta$  on a Philips  
161 PW 1729 generator (copper anode; 40 Kv voltage; 25 mA intensity and  $1^\circ 2\theta/\text{minute}$  speed).  
162 A complete X-ray diffraction analysis requires three runs to identify precisely the clay-  
163 mineral fraction composition: (1) air-dried sample (“normal” run), (2) ethylene-glycol vapour  
164 saturation for 12 hours (“glycol” run), and (3) sample heated at  $490^\circ\text{C}$  for two hours.

165

### 166 3.3 Age model

167 Chronology of core MD02-2552 is first based on 10 accelerator mass spectrometer  
168 (AMS)  $^{14}\text{C}$  dates from both monospecific *G. ruber* (white and pink varieties) and mixed  
169 *Globigerinoides* sp. (*G. ruber*, *G. sacculifer*, *G. trilobus*) assemblages (Table 1). AMS  $^{14}\text{C}$   
170 dates were determined at the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland). All the radiocarbon  
171 ages were corrected using an assumed constant 400 years reservoir age.

172 The use of monospecific *G. ruber* for AMS  $^{14}\text{C}$  dating is recommended when shells  
173 are sufficiently abundant according to the work of Aharon (2003). The ages obtained on  
174 mixed *Globigerinoides* sp. shells are anomalously younger by 900 years compared to those of  
175 the corresponding monospecific *G. ruber* shells. Nevertheless, these results did not agree with

176 a previous study of Broecker et al. (1988b). They demonstrated that age differences between 6  
177 paired *G. sacculifer* and *G. ruber* ages, from Caribbean Sea core V28-122, were not  
178 significant compared to the experimental error. Considering the fact that most age models  
179 previously realised on Orca Basin sediments (e.g. Marchitto and Wei, 1995; Brown and  
180 Kennett, 1998) were based on AMS <sup>14</sup>C dates performed by Broecker et al. (1988a, 1989,  
181 1990b) on mixed planktonic foraminifera shells without specific corrections, we decided to  
182 use the dates determined from mixed *Globigerinoides* sp. of the MD02-2552 core without  
183 specific correction (except for the 400 years reservoir age correction).

184 Sedimentation rates range from 15 cm/kyr to 235 cm/kyr, in agreement with previous  
185 studies in the Orca Basin (e.g. Brown et al., 1999; Hill et al., 2006). All radiocarbon ages in  
186 this paper are reported in calibrated kiloyears (ka) BP unless stated otherwise. In this study,  
187 we present the interval between 5.6 and 16 meters that spans a time interval corresponding to  
188 the last deglaciation (20 to 10 ka BP).

189

190 4. Results/Discussion: paleoenvironmental interpretations of the Orca Basin sedimentary  
191 record

192 The grain-size distribution (Fig. 4), variations of the carbonate content (Fig. 5) and  
193 clay mineralogy (Fig. 6) suggest that various processes controlled the sedimentation in the  
194 Orca Basin over the studied interval. These parameters show that the studied interval  
195 encompasses at least three different sedimentary regimes: 1) the sedimentary regime is mainly  
196 detrital with minor biogenic contribution between 20 and 12.9 ka; 2) this terrigenous-  
197 dominated sedimentation is interrupted by pervasive occurrence of some peculiar detrital  
198 inputs during the deglaciation; and 3) after 12.9 ka sedimentation is characterized by the  
199 increasing contribution of carbonate production versus detrital supplies.

200

201 4.1. The dominant sedimentary regime in the Orca Basin between 20 and 12.9 ka BP

202 Our results show that sedimentation in the Orca Basin between 20 ka and 12.9 ka (Fig.  
203 5) is dominantly detrital with a rather reduced biogenic contribution. The grain-size mode and  
204 a rather steady low cohesive vs. sortable silt ratio (Fig. 5) suggest that no major winnowing  
205 apparently occurs after deposition, and that a continuous record of the sedimentary supply  
206 was therefore obtained over the interval. The mineralogical background is characterized by  
207 S/I+C ratio around 1 or below, indicating a main contribution of illite and chlorite (Fig. 7).

208 The dominant clay mineral association of northern GOM sediments reflect the  
209 petrographic nature of the particle source area (Pinsak and Murray, 1960). At present- day, the  
210 abundance of smectite in surface sediments in the GOM reflects the dominance of detrital  
211 supply from the north-western MR and Missouri watersheds (Sionneau et al., 2008a). This  
212 area is indeed characterized by high smectite content reflecting the composition of  
213 Cretaceous, Tertiary and Pleistocene bedrocks associated with a bentonitic or authigenic  
214 origin (Murray and Leininger, 1956; Pinsak and Murray, 1960; Pye and Johnson, 1988). By  
215 contrast, illite and chlorite are associated with detrital supply from the Great Lakes area and  
216 the Ohio-Tennessee River catchment areas where Palaeozoic rocks are submitted to physical  
217 weathering (Griffin et al., 1968; Potter et al., 1975).

218 Mineralogical data therefore suggest that the terrigenous background sedimentation  
219 between 20 and 12.9 ka BP was supplied by the illite- and chlorite-rich provinces extending  
220 from the Great Lakes area to the eastern MR watershed and point out a reduced influence of  
221 the northwestern MR and Missouri River smectite-rich watershed over this period (Fig. 1;  
222 Sionneau et al., 2008a).

223

224 4.2. The terrigenous record of meltwater flows during deglaciation

225           Between 20 and 12.9 ka BP, the illite- and chlorite-rich background sedimentation (see  
226 § 4.1) is interrupted by episodic smectite-rich intervals (SR; Fig. 7). These SR (SR-4  
227 excepted) are also characterized by fine-grained cohesive sedimentation (<10 µm; Fig. 5). The  
228 even rather lower CaCO<sub>3</sub> content in the SR may signify a dilution of the biogenic fraction by  
229 the enhanced sediment inputs and/or a decrease of productivity (Fig. 5). The TOC record is  
230 only available between 15.5 ka and 10 ka, preventing us from any overall interpretations.  
231 Nevertheless the SR-4 and SR-5 are characterized by an increase in TOC content (up to  
232 2.1%wt) consistent with previous observations on the nearby core MD02-2550 (Meckler et  
233 al., 2008). The sedimentological characteristics of the SR, especially the nature of the clay-  
234 mineral fraction, are interpreted as changes in the main provenance of terrigenous inputs. The  
235 clay-mineral association suggests that the illite- and chlorite-rich provinces extending from  
236 the Great Lakes area to the eastern MR watershed are replaced by the smectite-rich  
237 northwestern MR and Missouri River watersheds area during the SR (Fig. 1).

238           Such changes, occurring during deglaciation, are likely linked with the history of  
239 meltwater floods discharged by the MR into the GOM. Indeed, deglaciation was punctuated  
240 by meltwater pulses from the south margin of the decaying LIS and from proglacial lakes  
241 (e.g., Dyke, 2004). According to the variations of environmental conditions induced by the  
242 changing LIS extension, modifications of the main detrital source areas were highly probable  
243 during deglaciation. Indeed these glacial-related processes were able to deeply erode the clay-  
244 rich terrace deposits in the upper MR and Missouri River watersheds (Knox, 1996) and to  
245 deliver fine sedimentary suspended loads from the two large clay mineral provinces (the  
246 western smectite-rich zone and the eastern illite/chlorite-rich zone; Fig. 1) that chiefly  
247 characterize this area.

248           The hydrological consequences of these meltwater pulses are mainly known through  
249 δ<sup>18</sup>O records from the Orca Basin (Leventer et al., 1982; Flower et al., 2004; Fig. 7) and in

250 seven stacked Louisiana slope (LOUIS) cores (Aharon, 2003; Fig. 7). The history of the LIS  
251 is also known through several continental-based studies (e.g. Fisher, 2003; Dyke, 2004; Teller  
252 et al., 2005). The sedimentary record of the MD02-2552 core offers a rare opportunity to link  
253 the evolution of the LIS through modifications of the main terrigenous supply delivered  
254 toward the Orca Basin, with previously described hydrological modifications evidenced by  
255 stable isotopic studies in the GOM.

256 The correlation between the sedimentary record of the Orca Basin and the meltwater  
257 history suggests that the SR are synchronous with both meltwater floods (MWF-1 to MWF-4)  
258 as recognized by Aharon (2003) during the deglaciation and with the beginning of the major  
259 meltwater spike (15.2 ka) identified by previous various authors working on the Orca Basin  
260  $\delta^{18}\text{O}$  variations (Leventer et al., 1982; Broecker et al., 1989; Flower and Kennett, 1990;  
261 Flower et al., 2004).

262

#### 263 4.2.1. The MWF-1: 18.8-16.1 ka

264 The initial introduction of isotopically depleted glacial meltwater into the GOM  
265 (MWF-1) identified by Aharon (2003) occurred between 18.8 and 16.1 ka in a series of three  
266 separate floods (MWF-1a, c and e) producing relatively modest negative  $\delta^{18}\text{O}$  excursions to  
267 -2.4‰. The SR-1 and SR-2 determined in MD02-2552 core seem to correspond with the first  
268 two floods (MWF-1a and MWF-1c). Although these meltwater inputs are clearly evidenced in  
269 the Orca Basin by modifications of the associated terrigenous deposits, they are not recorded  
270 by foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic ratio (Fig. 7C). Aharon (2006) hypothesized that meltwater  
271 flows may occur as hyperpycnal flows producing little effect on the planktonic foraminiferal  
272 oxygen ratio. This specific feature may also result from a slightly lower sampling resolution  
273 for the isotopic analyses compared with the clay-mineral analyses (Fig. 7). The comparison of  
274 clay-mineral distribution maps with continental reconstruction of the time-step evolution of

275 the LIS (Dyke, 2004) helps to identify the origin of the meltwater pulses. The dominance of  
276 the smectite in the clay-mineral fraction associated with the main MWF, indicates that  
277 terrigenous materials mainly originate from the northwestern MR and Missouri River  
278 watersheds. According to Mickelson and Colgan (2003) the southern margin of the LIS  
279 retreated between 19 and 16.2 ka (Fig. 8a-c). The retreat of the LIS affects especially the  
280 smectite-rich area of the MR watershed (Fig. 8b). It was thus able to deliver huge volumes of  
281 meltwater to the GOM and associated smectite-rich terrigenous inputs. Tarasov and Peltier  
282 (2006), by modelling deglacial drainage chronology of the North American continent,  
283 highlighted the occurrence of an important meltwater discharge ( $1.5 \text{ dSv}$ ;  $1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )  
284 into the GOM around 18.7 ka. This discharge could correspond to the MWF-1a as defined by  
285 Aharon and to its terrigenous equivalent the SR-1. Such a process is likely to remove huge  
286 amounts of particles from the smectite-rich province of the upper MR watershed. The  
287 smectite-rich terrigenous sediments associated with MWF-1a and MWF-1c (SR-1 and SR-2  
288 respectively) are fine-grained and mainly cohesive. This observation is consistent with a  
289 previous study of Brown and Kennett (1998) who evidenced fine-grained deposits in Orca  
290 Basin between 18.8 and 18.2 ka. These two meltwater floods occurred during a period  
291 characterized by cold climatic conditions over Greenland (Fig. 7). This point supports the  
292 hypothesis of Mickelson and Colgan (2003) that the modifications of the southern edge of the  
293 LIS might be controlled by subglacial sediment viscosity instead of being forced by climate.

294 It is noteworthy that the MWF-1e is not recorded by any change in the S/(I+C) ratio  
295 (Fig. 7). The MWF1e is supposed to result from the fragmentation of the LIS on its Atlantic  
296 margin, leading to important iceberg calving toward the North Atlantic Ocean and known as  
297 the Heinrich Event 1 (Bond and Lotti, 1995; Vidal et al., 1997). This major process was  
298 probably associated with the meltback of the southern glacial lobes located in the Great Lakes  
299 area (Fig. 8c ; Sionneau, 2008b). According to this hypothesis, the induced detrital supply

300 toward the GOM was likely enriched in illite and chlorite characterizing the Great Lakes  
301 mineralogical province. The increased grain-size evidenced in the Orca Basin during this  
302 interval may then reflect the glacial origin of the terrigenous material.

303

#### 304 4.2.2. The major meltwater spike: 15.8-12.9 ka

305 The three more recent smectite-rich intervals (SR-3, SR-4 and SR-5) identified in the  
306 sedimentary record of the Orca Basin are contemporaneous with a period of intense  
307 freshwater supply known as the “meltwater spike”. This event was first described and studied  
308 in the Orca Basin (Fig. 7C; Kennett and Shackelton, 1975; Leventer et al., 1982; Broecker et  
309 al., 1989; Flower and Kennett, 1990; Brown and Kennett, 1998; Flower et al., 2004). This  
310 meltwater spike is defined as a major negative  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  excursion affecting the basin with a  
311 decrease of  $>1.5\text{‰}$  between 16.1 and 15.6 ka and of  $>2.5\text{‰}$  between 15.2 and 13 ka (Fig. 7C,  
312 Flower et al., 2004). This meltwater spike encompasses the MWF-2, MWF-3 and MWF-4 as  
313 described by Aharon in the Louisiana slope cores (Fig. 7D, Aharon, 2003). Over this period  
314 of intense freshwater supply, the clay composition evidences three main smectite-rich  
315 intervals (Fig. 7A, SR-3, SR-4 and SR-5) which seem to correspond to the MWF-2, MWF-3  
316 and MWF-4 (partly). According to their mineralogical composition, the main provenance of  
317 these meltwater floods is likely the smectite-rich province of the north-western MR and  
318 Missouri River watersheds.

319 During the meltwater spike, the TOC content displays roughly the same general trend  
320 than the S/(I+C) ratio, but some discrepancies between the two records are obvious when  
321 observed in detail (Fig. 7). The first part of the meltwater spike (15.3 ka to 15 ka), associated  
322 with the initial decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  ( $-1.5\text{‰}$ ), is characterized by high S/(I+C) and low TOC  
323 content (Fig. 7B). By contrast, the TOC started to increase at 14.9 ka, when the decrease of  
324  $\delta^{18}\text{O}$  is maximum ( $-2.5\text{‰}$ ) whereas the S/(I+C) ratio is rather low (between SR-3 and SR-4).

325 Finally, the last part of the meltwater spike (between 14.9 and 13.6 ka) is characterized by  
326 maximum values of both TOC content and S/(I+C) during SR-4 and SR-5 (Fig. 7).

327         The early phase of the meltwater spike is characterized in the nearby core MD02-2550  
328 by the increase of the TOC attributed to enhanced marine organic input on the base of  
329 geochemical evidences (Meckler et al., 2008). The TOC record of the core MD02-2552  
330 unfortunately starts only at 15.5 ka and the slight increase observed can hardly be interpreted  
331 convincingly. In core MD02-2552, the initial significant increase in TOC interestingly begins  
332 at 14.7 ka, while the S/(I+C) is still low (Fig. 7). By contrast, the meltwater spike is lately  
333 (SR-4) characterized by consistent increases in both organic carbon content and smectite.  
334 Meckler and co-workers (2008) also evidenced some discrepancies in their dataset between  
335 15 ka and 14.7 ka, with a simultaneous and inconsistent increases in organic content,  
336 percentages of detritus and n-alkane values associated with high dinosterol values and no  
337 significant modification of the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . They interpreted these contradictory records as  
338 resulting from the co-eval contributions of different sources of organic matter. Our  
339 mineralogical results confirm the hypothesis proposed by Meckler et al. (2008) by evidencing  
340 different mineralogical signatures of the terrigenous fraction over the meltwater spike  
341 episode. According to the peculiar mineralogical composition of the clay fraction during the  
342 initial increase in TOC (*i.e.* illite and chlorite-rich) compared with the typical smectite-rich  
343 composition which characterized the most pronounced phase of the meltwater pulse (Fig. 7),  
344 the detrital part of the organic matter is then not likely to derive from the same source over the  
345 early and late phases of the meltwater spike.

346         The sediments deposited between 15.8 to 15.2 ka referred to as SR-3, are richer in  
347 smectite than in illite and chlorite. According to the reconstruction maps, the LIS encountered  
348 severe modifications of its southwestern edge (smectite-rich province) with the respective  
349 potential contribution of the Des Moines and James glacial lobes (Fig. 8d). This proposed

350 reconstruction of the LIS is in agreement with the observed mineralogical signature of Orca  
351 Basin sediment deposited at that time.

352         The SR-4 occurred around 14.5 ka simultaneously with the second period of intense  
353 meltwater discharge (>1.5 dSv) toward the GOM (Tarasov and Peltier, 2006). The SR-4 is  
354 characterized by a slightly coarser mode (~10  $\mu\text{m}$ ) compared with other SR. This discrepancy  
355 in the grain-size distribution suggests that sedimentary process was different during SR-4  
356 compared with the other smectite-rich periods. This event is interpreted as resulting from a  
357 major change in the MR route (Fig 8e-f). Indeed before this event, the MR was mainly fed by  
358 the southeastern part of the LIS, and received almost all meltwaters originating between the  
359 southwest of James glacial lobe and the eastern margin of Lake Erie (Fig. 8f). This scheme is  
360 confirmed by our results which indicate a larger contribution of illite and chlorite in Orca  
361 Basin before 14.5 ka (Fig. 7). An increase of smectite contribution *vs.* illite and chlorite is  
362 observed when the Great Lakes outflow towards the MR ceased. It is replaced after 14.4 ka by  
363 a large meltwater flux from the northwestern recessing margin between the Cordilleran and  
364 LIS (Fig. 8f). Such a shift in provenance probably led to a major modification of eroded areas  
365 as evidenced by the sudden increase of smectite. The fact that this particular event is  
366 characterized in core MD02-2552 by a slightly higher grain-size mode than the underlying  
367 deposits may reflect enhanced continental erosion.

368         Contemporaneous sedimentary evidences of intense continental erosion were  
369 previously described in some other Orca Basin cores (Marchitto and Wei, 1995; Brown and  
370 Kennett; 1998). This meltwater discharge seems however to have very little impact on the  
371 planktonic foraminifera  $\delta^{18}\text{O}$  variations. Based on this observation, this meltwater discharge  
372 was interpreted as the result of a series of torrential freshwater outbursts delivered as  
373 hyperpycnal flows (Aharon, 2006). These successive freshwater outbursts are supposed to be  
374 partly responsible for the initiation of the Meltwater Pulse1a (14.6 ka BP; Fairbanks, 1989)

375 and the onset of the Bølling warming (Fig. 7E; Tarasov and Peltier, 2006) even if this  
376 relationship is still under debate (Stanford et al., 2006).

377 The last part of the “meltwater spike” corresponds to the SR-5 from 14.7 ka to 13.7  
378 ka). This event occurred while the LIS was withdrawn from its southern extent. In this  
379 context, the increase of the S/(I+C) ratio may reflect the drainage by the MR of the western  
380 margin of the LIS which was located into the smectite rich province of the North American  
381 continent whereas the illite and chlorite-rich areas were then drained toward the North  
382 Atlantic Ocean (Fig. 8g).

383

#### 384 4.3. Modification of the sedimentary regime after 12.9 ka BP

385 A major modification of the sedimentary regime occurs in the Orca Basin around 12.9  
386 ka. The transition is characterized by the increase of the carbonate contents reaching values  
387 around 20% whereas the TOC content is rather low and stable (Fig. 7B). Such a change in the  
388 detrital vs. biogenic contribution can be interpreted either as a rapid diminution of the  
389 terrigenous inputs or as enhanced carbonate productivity. Furthermore, the sediment is  
390 composed of fine particles with an increase of the cohesive fraction (*i.e.* clay plus cohesive  
391 silt) which may indicate that advected inputs are limited. Moreover, the interpretation of a  
392 reduced terrigenous contribution is consistent with other observations of reduced  
393 sedimentation rates after 13 ka in the GOM (William and Kohl, 1986; Poore et al., in press)  
394 and with the dominant marine origin of the organic content over the Holocene evidenced in  
395 the Orca basin (Meckler et al., 2008; Tribovillard et al., 2008a; 2008b). This modification of  
396 the sedimentary regime could be related to the formation of the Lake Agassiz around 13.7 ka  
397 (Teller, 1995; Teller et al., 2005). Indeed, Lake Agassiz received and stored part of the  
398 terrigenous particles associated with the meltwater inputs from the northwestern margin of the  
399 LIS (Fig. 8h). The S/(I+C) ratio displays steady low values over this interval whereas the

400 kaolinite content increases (Fig. 6). According to the clay distribution maps over the North  
401 American continent, the results suggest a contribution from an alternative terrigenous sources  
402 probably originating from the southern United States after 13 ka (Sionneau et al., 2008).

403 The Younger Dryas climatic event (12,8 ka - 11,6 ka) coincides with the diversion of  
404 the glacial Lake Agassiz meltwater overflows away from its southern spillway and the GOM  
405 (Fig. 8h; Fisher, 2003; Teller et al., 2005; Tarasov and Peltier, 2006). However this diversion  
406 is poorly evident in the clay mineral record of the core MD02-2552. The relatively constant  
407 and low values of the S/(I+C) ratio (Fig. 7) do not suggest any major changes in the respective  
408 contributions of the northwestern MR and Missouri River provinces (smectite-rich) and of the  
409 Great Lakes area (illite + chlorite rich).

410 New theories hypothesize that meltwater outflows from the Lake Agassiz were re-  
411 routed at the beginning of the Younger Dryas through the north-western spillway (Teller et  
412 al., 2005; Tarasov and Peltier, 2006; Peltier, 2007; Rayburn and Teller, 2007) instead of being  
413 transported toward the eastern outlets in an early phase and transported later on through the  
414 north-western areas. (Broecker et al., 1989; Teller, 1990, 1995; Teller et al., 2002). In any  
415 case, the shutdown of southern meltwater route apparently remained permanent after 12.75 ka  
416 except during two brief episodes of ice readvance (11.4 ka) into the Agassiz Basin  
417 (Thorleifson, 1996) and after the abandonment of the Lake Agassiz's north-western outlet  
418 (~10.7 ka; Knox, 1996; Fisher, 2003, 2007; Rayburn and Teller, 2007). Although these  
419 meltwater events are evidenced in the  $\delta^{18}\text{O}$  profile of the LOUIS cores (Fig. 7D; Aharon,  
420 2003), they are almost absent in the Orca Basin sedimentary record (Figs. 4 to 7). This result  
421 indicates that, even if some freshwater discharge occurred during these events, these inflows  
422 were probably of reduced importance and were unable to carry any significant detrital loads.  
423 This is in agreement with previous sedimentological observations in the Orca Basin  
424 (Marchitto and Wei, 1995; Brown and Kennett, 1998) and on the continental slope of the

425 northwestern GOM (Tripsanas et al., 2007). The absence of any dominant terrigenous input in  
426 the Orca Basin after the Younger Dryas is probably somewhat related with the increasing  
427 relative distance between the detrital source and the Orca Basin due to the rising sea-level.

428

## 429 5. Conclusions

430 Clay mineral variations and grain-size record in the Orca Basin during the last  
431 deglaciation indicate that three sedimentary regimes developed over the studied interval. The  
432 abundance of smectite *vs.* illite and chlorite is used to retrace dominant sources for clay-  
433 mineral particles in the frame of a well-constrained mineralogical distribution over the  
434 Mississippi River watershed area.

435 The first part of the record, between 20 ka and 12.9 ka is characterized by the  
436 occurrence of episodic detrital supply overprinted on the terrigenous-dominated background  
437 sedimentation. The mineralogical data (chlorite + illite >40%) suggest that the background  
438 terrigenous fraction over this interval was mainly originating from the Great Lakes area.

439 Five intermittent smectite-rich periods (SR) are observed between 20 and 12.9 ka  
440 (18.8-18.2 ka, 17.9-17.3 ka, 15.8-15.2 ka, 14.6-14.4 ka, and 14.3-13.7 ka). The SR are  
441 interpreted as a modification of terrigenous clay-size provenance. These layers are typically  
442 fine-grained, cohesive and enriched in smectite. In this sedimentological context, their low  
443 carbonate content is likely resulting from increased terrigenous supply rather than reflecting  
444 low productivity. The mineralogical composition (smectite >50%) indicates that the  
445 northwestern Mississippi River and Missouri River watersheds as the main detrital source  
446 during the SR.

447 The correlation between the sedimentary record of the core MD02-2552 and  $\delta^{18}\text{O}$   
448 records of the meltwater history in the GOM suggests that the SR occurred simultaneously  
449 with 4 major meltwater floods (MWF-1 to MWF-4 recognized by Aharon, 2003) and with the

450 so-called major meltwater spike from 15.8 to 12.9 ka (Leventer et al. 1982). Moreover, the  
451 timing of meltwater input and SR is in agreement with the modelled chronology of deglacial  
452 drainage (Tarasov and Peltier, 2006).

453 The SR sedimentological characteristics point out the northwestern Mississippi River  
454 and Missouri River as a main provenance for terrigenous supply associated with these  
455 meltwater pulses. This origin is consistent with time-step evolution of the LIS extent during  
456 deglaciation (Dyke, 2004). Both reconstructions are based on independent parameters -  
457 modelling and continental records on one hand - and marine record on the other hand, are in  
458 good agreement, providing additional evidence of dominant melting areas over the LIS.

459 The MWF-1e is not enriched in smectite. It suggests that the meltwater pulse was  
460 associated with a typical illite-and chlorite-rich supply, probably from the Great Lakes area.  
461 This discrepancy suggests a different trigger for this meltback. Indeed, unlike previous  
462 meltwater flows, the MWF-1e is synchronous with a cold climatic event (Heinrich 1) defined  
463 as a period of massive iceberg discharge in the North Atlantic Ocean.

464 A major modification of the sedimentary regime occurs after 12.9 ka, with a rapid  
465 decrease in detrital contribution to sedimentation. Mineralogical data indicate a shift in  
466 provenance for the terrigenous fraction. The dominant northwestern province (smectite-rich)  
467 is replaced after 12.9 ka by the Great Lakes province enriched in illite and chlorite. This  
468 modification of quantity and nature of the terrigenous supply to the Gulf of Mexico is  
469 contemporaneous with the formation of the Agassiz Lake. This synchronicity suggests that  
470 the formation of Agassiz Lake strongly modified the continental hydrography. The  
471 disconnection between the Orca Basin and the main Mississippi Delta resulting from rising  
472 sea-level after the Younger Dryas is probably responsible for the limited detrital supply in the  
473 upper part of the record. The increase proportion of kaolinite after 13 ka indicates the

474 contribution of a third source area to sedimentation, outside the LIS area, identified as the  
475 southern province.

476         Lastly there is no sedimentary evidence of any major meltwater floods in the GOM  
477 after the Younger Dryas, in agreement with some previous sedimentological studies from  
478 Orca Basin and from the continental slope of the northwestern GOM (Tripsanas et al., 2007)  
479 but contradictory with the results from the LOUIS cores

480         Combined clay-mineral and grain-size analyses of terrigenous sediment deposited in  
481 the Orca Basin allow us to identify the main detrital contributors to sedimentation during the  
482 major meltwater pulses of the deglaciation. This approach provides a new and original link  
483 between the reconstructed continental fluctuations of the southern margin of the LIS and the  
484 hydrological record of meltwater pulses in the GOM.

485         We thus plan to use this interesting proxy in order to detail the continental provenance  
486 of meltwater floods recorded in the GOM during glacial periods (MIS3 and 4) when  
487 informations on the position of the LIS are very scarce due to glacial readvance and erosion  
488 during the last glacial maximum.

489

## 490 6. Acknowledgements

491         The authors would like to acknowledge Yvon Balut and the IPEV (Institut Polaire  
492 Français Paul-Emile Victor), the officers and crew of the R/V Marion Dufresne, and the  
493 IMAGES international program for the IMAGES 2002 cruise in the Gulf of Mexico. VBR  
494 would like to thank Laurent Labeyrie for initiating this cruise. François Baudin is warmly  
495 thanked for the Rock Eval pyrolysis results. This study was financially supported by the UMR  
496 Geosystemes of the University of Lille 1 (France).

497

498 7. References

- 499 Aharon, P., 2003. Meltwater flooding events in the Gulf of Mexico revisited: Implications for  
500 rapid climate changes during the last deglaciation. *Paleoceanography* 18, 1079, doi:  
501 10.1029/2002PA000840.
- 502 Aharon, P., 2006. Entrainment of meltwaters in hyperpycnal flows during deglaciation  
503 superfloods in the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 260-270.
- 504 Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic  
505 Ocean and adjacent seas and oceans. *GSA Bulletin* 76, 803-832.
- 506 Bond, G.C., 1995. Climate and the conveyor. *Nature* 377, 383-384.
- 507 Bond, G.C., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time  
508 scales during the last deglaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- 509 Bout-Roumazeilles, V., Trentesaux, A., 2007. Sedimentologic analysis of cores, recovered  
510 from the RV Marion Dufresne cruise in the Gulf of Mexico, 2-18 July, 2002, chapter 5  
511 in Winters, W.J., Lorenson, T.D., Paull, C.K., eds., Initial report of the IMAGES  
512 VIII/PAGE 127 gas hydrate and paleoclimate cruise on the R/V Marion Dufresne in the  
513 Gulf of Mexico, 2-18 July 2002: U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1358  
514 ONLINE.
- 515 Bout-Roumazeilles, V., Debrabant, P., Labeyrie, L., Chamley, H., Cortijo, E., 1997.  
516 Latitudinal control of astronomical forcing parameters on the high-resolution clay  
517 mineral distribution in the 45°-60°N range in the North Atlantic Ocean during the past  
518 300,000 year. *Palaeoceanography* 12, 671-686.
- 519 Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999. Clay mineral evidence  
520 of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic.  
521 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography* 146, 211-228.
- 522 Bout-Roumazeilles, V., Nebout, N.C., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A., Masson-Delmotte,  
523 V., 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African  
524 atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events.  
525 *Quaternary Science Reviews* 26, 3197-3215.
- 526 Broecker, W.S., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography* 4, 79-89.

527 Broecker, W.S., Andrée, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J., Peteet, D.,  
528 1988a. The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger  
529 Dryas event. *Paleoceanography* 3, 1-19.

530 Broecker, W.S., Andree, M., Bonani, G., Wolfli, W., Klas, M., Mix, A., Oeschger, H., 1988b.  
531 Comparison between radiocarbon ages obtained on coexisting planktonic foraminifera.  
532 *Paleoceanography* 3, 647-657.

533 Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli,  
534 W., 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas  
535 cold episode. *Nature* 341, 318-321.

536 Broecker, W.S., Bond, G., Klas M., Bonani, G., Wolfli, W., 1990a. A salt oscillator in the  
537 glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* 5 (4), 469-477.

538 Broecker, W.S., Klas, M., Clark, E., Trumbore, S., Bonani, G., Wolfli, W., Ivy, S., 1990b.  
539 Accelerator mass spectrometer radiocarbon measurements on foraminifera shells from  
540 deep-sea cores. *Radiocarbon* 32, 119-133.

541 Brown, A.V., Brown, K.B., Jackson, D.C., Pierson, W.K., 2005. Lower Mississippi River and  
542 its tributaries, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds), *Rivers of North America*, Elsevier  
543 Academic Press, London, pp. 231-271.

544 Brown, G., Brindley, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification,  
545 in: Brindley, G.W., Brown, G. (Eds.), *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray*  
546 *Identification*. Mineralogical Society, London, pp. 305-359.

547 Brown, P.A., Kennett, J.P., 1998. Megaflood erosion and meltwater plumbing changes during  
548 last North American deglaciation recorded in the Gulf of Mexico sediments. *Geology* 26,  
549 599-602.

550 Brown, P.A., Kennett, J.P., Ingram, B.L., 1999. Marine evidence for episodic Holocene  
551 megafloods in North America and the northern Gulf of Mexico. *Paleoceanography* 14,  
552 498-510.

553 Buckley, D.E., MacKinnon, W.G., Cranston, R.E., Christian, H.A., 1994. Problems with  
554 piston core sampling: Mechanical and geochemical diagnosis. *Marine Geology* 117, 95-  
555 106.

556 Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristinsdottir,  
557 P.M., Reeh, N., 1982. A New Greenland Deep Ice Core. *Science* 218, 1273-1277.

558 Delong, M.D., 2005. Upper Mississippi River Basin, in Benke, A.C., Cushing, C.E., (Eds),  
559 Rivers of North America, Elsevier Academic Press, London, pp. 327-362.

560 Dyke, A.S., 2004. An outline of North American deglaciation with emphasis on central and  
561 northern Canada, in Ehlers, J., Gibbard, P.L., (Eds), *Quaternary Glaciations – Extent and*  
562 *Chronology, Part II*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 373-424.

563 Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. Part B  
564 *Rev. Inst. Franç. Pétr.* 40, 755-784.

565 Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-years glacio-eustatics sea level record: influence of glacial  
566 melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-  
567 642.

568 Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P.,  
569 Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., 2005. Radiocarbon  
570 calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$   
571 dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24, 1781-1796.

572 Fisher, T.G., 2003. Chronology of glacial Lake Agassiz meltwater routed to the Gulf of  
573 Mexico. *Quaternary Research* 59, 271-276.

574 Fisher, T.G., 2007. Abandonment chronology of glacial Lake Agassiz's Northwestern outlet.  
575 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 246, 31-44.

576 Flower, B.P., Kennett, J.P., 1990. The Younger Dryas cool episode in the Gulf of Mexico.  
577 Paleoceanography 5, 949-961.

578 Flower, B.P., Hastings, D.W., Hill, H.W., Quinn, T.M., 2004. Phasing of deglacial warming  
579 and Laurentide Ice Sheet meltwater in the Gulf of Mexico. Geology 32, 597-600.

580 Galat, D.L., Berry, C.R.Jr., Peters, E.J., White, R.G., 2005. Missouri River Basin, in Benke,  
581 A.C., Cushing, C.E., (Eds), Rivers of North America, Elsevier Academic Press, London,  
582 pp. 727-468.

583 Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the  
584 Laschamp geomagnetic excursion. Earth and Planetary Science Letters 227, 331-343.

585 Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the  
586 World Ocean. Deep-Sea Research 15, 433-459.

587 Hill, H.W., Flower, B.P., Quinn, T.M., Hollander, D.J., Guilderson, T.P., 2006. Laurentide  
588 Ice Sheet meltwater and abrupt climate change during the last glaciation.  
589 Paleoceanography 21, PA 1006, doi: 10.1029/2005PA001186.

590 Kennett, J.P., Shackleton, N.J., 1975. Laurentide Ice Sheet Meltwater Recorded in Gulf of  
591 Mexico Deep-Sea Cores. Science 188, 147-150.

592 Kennett, J.P., Elmstrom, K., Penrose, N., 1985. The last deglaciation in Orca Basin, Gulf of  
593 Mexico: high-resolution planktonic foraminiferal changes. Palaeogeography,  
594 Palaeoclimatology, Palaeoecology 50, 189-216.

595 Knox, J.C., 1996. Late Quaternary Upper Mississippi River alluvial episodes and their  
596 significance to the Lower Mississippi River system. Engineering Geology 45, 63-285.

597 Laj, C., Kissel, C., Mazaud, A., Channell, J.E.T., Beer, J., 2000. North Atlantic paleointensity  
598 stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philos. Trans. R.*  
599 *Soc. London, Ser. A*, 358, 1009-1025.

600 Laj, C., Kissel, C., Roberts, A.P., 2006. Geomagnetic field behavior during the Iceland Basin  
601 and Laschamp geomagnetic excursions: A simple transitional field geometry? *Geochem.*  
602 *Geophys. Geosyst.*, 7, Q03004, doi:10.1029/2005GC001122.

603 Leventer, A., Williams, D.F., Kennett, J.P., 1982. Dynamics of the Laurentide ice sheet  
604 during the last deglaciation: evidence from the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary*  
605 *Science Letters* 59, 11-17.

606 LoDico, J.M., Flower, B.P., Quinn, T.M., 2006. Subcentennial-scale climatic and hydrologic  
607 variability in the Gulf of Mexico during the early Holocene. *Paleoceanography* 21,  
608 PA3015, doi: 10.1029/2005PA001243.

609 Manabe, S., Stouffer, R.J., 1995. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater  
610 input to the North Atlantic Ocean. *Nature* 378, 165-167.

611 Manabe, S., Stouffer, R.J., 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater  
612 input: Comparison to Younger Dryas event. *Paleoceanography* 12, 321-336.

613 Marchitto, T.M., Wei, K.-Y., 1995. History of Laurentide meltwater flow to the Gulf of  
614 Mexico during the last deglaciation, as revealed by reworked calcareous nannofossils.  
615 *Geology* 23, 779-782..

616 Meckler, A.N., C.J. Schubert, P.A. Hochuli, B. Plessen, D. Birgel, B.P. Flower, K.-U.  
617 Hinrichs, and Haug, G.H., 2008. Glacial to Holocene terrigenous organic matter input to  
618 sediments from Orca Basin, Gulf of Mexico – a combined optical and biomarker  
619 approach. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 251-263.

620 Mickelson, D.M., Colgan, P.M., 2003. The southern Laurentide Ice Sheet. *Development in*  
621 *Quaternary Science* 1, ISSN 1571-0866, DOI: 10.1016/S1571-0866(03)01001-7.

622 Murray, H.H., Leininger, R.K., 1956. The effect of weathering on clay minerals. *Clays Clay*  
623 *Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals* 4, 340-347.

624 Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program Performs Time-Series Analysis.  
625 *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 77, 379.

626 Peltier, W.R., 2007. Rapid climate change and Arctic Ocean freshening. *Geology* 35, 1147-  
627 1148.

628 Petschick, R. 2000. MacDiff 4.2 Manual. MacDiff [Online]. Available from World Wide  
629 Web: <<http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>>  
630 [Revised 2001-05-17].

631 Pinsak, A.P., Murray, H.H., 1960. Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico.  
632 *Clays and Clay Minerals, 7<sup>th</sup> National Conference*, Pergamon, Oxford, New York, 162-  
633 177.

634 Poore, R. Z., Verardo, S., Caplan, J., Pavich, K., Quinn, T., in press. Planktic foraminiferal  
635 relative abundance trends in the Gulf of Mexico Holocene sediments: Records of climate  
636 variability, in Holmes, C., (Ed.), *Gulf of Mexico, its origins, waters, biota, and human*  
637 *impacts*. Univ Texas Press.

638 Potter, P.E., Heling, D., Shimp, N.E., van Wie, W., 1975. Clay mineralogy of modern alluvial  
639 muds of the Mississippi River Basin. *Bull. Cent. Rech.* 9, 353-389.

640 Pye, K., Johnson, R., 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of  
641 lower Mississippi Valley loess *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 2, 103-124.

642 Rahmstorf, S., 1995. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to  
643 changes in the hydrological cycle. *Nature* 378, 145-149.

644 Rayburn, J.A., Teller, J.T., 2007. Isostatic rebound in the northwestern part of the Lake  
645 Agassiz basin: Isobase changes and overflow. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*  
646 *Palaeoecology* 246, 23-30.

647 Shokes, B., Presley, B.J., Trabant, P.K., Reid, D.F., 1977. Anoxic, hypersaline basin in the  
648 northern Gulf of Mexico. *Science* 196, 1443-1446.

649 Simms, A.R., Lambeck, K., Purcell, A., Anderson, J.B., Rodriguez, A.B., 2007. Sea-level  
650 history of the Gulf of Mexico since the Last Glacial Maximum with implications for the  
651 melting history of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 26, 920-940.

652 Sionneau, T., Bout-Roumazeilles, V., Biscaye, P.E., Van Vliet-Lanoe, B., Bory, A., 2008a.  
653 Clay Mineral distributions in and around Mississippi River watershed and Northern Gulf  
654 of Mexico: Sources and transport patterns. *Quaternary Science Reviews* 27, 1740-1751.

655 Sionneau, T., 2008b. Transferts Continent – Océan : Enregistrement du dernier cycle  
656 climatique par les sédiments terrigènes du Golfe du Mexique. PhD thesis, Université Lille  
657 1, 322 p.

658 Stanford, J.D., Rohling, E.J., Hunter, S.E., Roberts, A.P., Rasmussen, S.O., Bard, E.,  
659 McManus, J., Fairbanks, R.G., 2006. Timing of meltwater pulse 1a and climate  
660 responses to meltwater injections. *Paleoceanography* 21, PA4103,  
661 doi:10.1029/2006PA001340.

662 Stuiver, M., Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios. *Quaternary Research* 53,  
663 277-284.

664 Tarasov, L., Peltier, W.R., 2006. A calibrated deglacial drainage chronology for the North  
665 American continent: evidence of an Arctic trigger for the Younger Dryas. *Quaternary  
666 Science Reviews* 25, 659-688.

667 Teller, J.T., 1990. Volume and routing of late-glacial runoff from the southern Laurentide Ice  
668 Sheet. *Quaternary Research* 34, 12-23.

669 Teller, J.T., 1995. History and drainage of large ice-dammed lakes along the Laurentide Ice  
670 Sheet. *Quaternary International* 28, 83-92.

671 Teller, J.T., Leverington, D.W., Mann, J.D., 2002. Freshwater outbursts to the oceans from  
672 glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation.  
673 *Quaternary Science Reviews* 21, 879-887.

674 Teller, J.T., Boyd, M., Yang, Z., Kor, P.S.G., Fard, A.M., 2005. Alternative routing of Lake  
675 Agassiz overflow during the Younger Dryas: new dates, paleotopography, and a re-  
676 evaluation. *Quaternary Science Reviews* 24, 1890-1905.

677 Thiry, M., 2000. Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook  
678 from the continental origin. *Earth Science Review* 49, 201-221.

679 Thiry, M., Simon-Coinçon, R., Schmitt, J.-M., 1999. Paléoaltérations kaoliniques :  
680 signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C. R. Acad. Sci., Earth  
681 & Planetary Sciences* 329, 853-863.

682 Thorleifson, L.H., 1996. Review of Lake Agassiz history. In: Teller, J.T., Thorleifson, L.H.,  
683 Matile, G., Brisbin, W. (Eds.), *Sedimentology, Geomorphology, and History of the  
684 Central Lake Agassiz basin*. Geological Association of Canada, Field Trip Guidebook  
685 B2, pp.55-84.

686 Tompkins, R.E., Shephard, L.E., 1979. Orca Basin: depositional processes, geotechnical  
687 properties and clay mineralogy of Holocene sediments within an anoxic hypersaline  
688 basin, northwest Gulf of Mexico. *Marine Geology* 33, 221-238.

689 Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazielles, V., Tribovillard, N., 2001. Carbonate grain-  
690 size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer. *Journal of  
691 Sedimentary Research* 71 (5), 858-862.

692 Tribovillard, N., Bout-Roumazielles, V., Algeo, T.J., Lyons, T., Sionneau, T., Montero-  
693 Serrano, J.C., Riboulleau, A. and Baudin, F. 2008a. Paleodepositional conditions in the  
694 Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents. *Marine Geology*  
695 254, 62-72.

696 Tribovillard, N., Bout-Roumazeilles, V., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A.  
697 and Baudin, F. 2008b (in press). Does a strong pycnocline impact organic-matter  
698 preservation and accumulation in an anoxic setting? The case of the Orca Basin, Gulf of  
699 Mexico. C.R. Geosciences, doi:10.1016/j.crte.2008.10.002.

700 Tripsanas, E.K., Bryant, W.R., Slowey, N.C., Bouma, A.H., Karageorgis, A.P. and Berti, D.  
701 2007. Sedimentological history of Bryant Canyon area, northwest Gulf of Mexico,  
702 during the last 135 kyr (Marine Isotope Stages 1-6): A proxy record of Mississippi River  
703 discharge. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 246: 137-161.

704 Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becqué, S., van  
705 Weering, T.C.E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked  
706 to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters* 146,  
707 13-27.

708 White, D., Johnston, K., Miller, M., 2005. Ohio River Basin, in Benke, A.C., Cushing, C.E.,  
709 (Eds), *Rivers of North America*, Elsevier Academic Press, London, pp. 375-412.

710 Williams, D.F. and Kohl, B. 1986. Isotope Chronostratigraphy and Carbonate Record for  
711 Quaternary Site-619, Pygmy Basin, Louisiana Continental-Slope. *Initial Reports of the*  
712 *Deep Sea Drilling Project*, 96, 671-676.

713

#### 714 8. Figure legends, tables, figures

715 Fig. 1. Main continental clay mineral provinces of North America (Sionneau et al.,  
716 2008), LGM position of the southern margin of Laurentide and Cordilleran Ice Sheet (Dyke,  
717 2004) and Orca Basin location (Shokes et al., 1977). Bold dotted line: present-day contours of  
718 the Mississippi River watershed (Brown et al., 2005; Delong, 2005; Galat et al., 2005; White  
719 et al., 2005), fine dotted line: shoreline at the LGM (Simms et al., 2007). DML: Des Moines  
720 glacial lobe; JL James glacial lobe, EL Erie Lake.

721 Fig. 2. Magnetic susceptibility of the three Orca Basin cores (MD02-2550, 2551,  
722 2552). These three cores MD02-2550 (26°56.77N, 91°20.74W), MD02-2551 (26°56.78N,  
723 91°20.75W) and MD02-2552 (26°56.80N, 91°20.72W), recovered in the Orca Basin, are  
724 separated by less than 10 meters. Because these cores record similar sedimentologic  
725 parameters, their correlation was achieved using magnetic susceptibility records (Kissel,  
726 unpublished data). Depth-depth relationships between cores were established using the  
727 Macintosh AnalySeries<sup>®</sup> 1.2 software (Paillard et al., 1996). The lines illustrate correlations  
728 between cores. The apparent higher accumulation rates characterising cores MD02-2551 and  
729 MD02-2552 (both CALYPSO cores) compared to core MD02-2550 (CASQ Core) are  
730 attributed to stretching due to piston coring (Buckley et al., 1994).

731 Fig. 3. Composite age model for the core MD02-2552 based on 34 <sup>14</sup>C dates from both  
732 *G. ruber* and mixed *Globigerinoides* sp. Assemblages of cores MD02-2552 (this study, black  
733 diamonds), MD02-2550 (LoDico et al., 2006, grey squares) and MD02-2551 (Hill et al.,  
734 2006; grey circles). MD02-2550 and MD02-2551 depths are converted to the MD02-2552  
735 depth-scale using the correlation between magnetic susceptibility records. Dates obtained on  
736 overlapping intervals between cores are in good agreement confirming the accuracy of the  
737 method. The 32 radiocarbon ages were calibrated to calendar years (Table 1) using the  
738 Fairbanks0107 (Fairbanks et al., 2005) online conversion program  
739 (<http://www.radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm>). The chronostratigraphy  
740 was also constrained by the occurrence of a significant directional deviation associated to a  
741 low in relative intensity of the earth magnetic field between 26.75 m and 27.47 m in core  
742 MD02-2552 corresponding to the Laschamp geomagnetic excursion (Laj et al., 2000; 2006 ;  
743 back triangle). We attributed the most recent and accurate coupled K/Ar and Ar/Ar dating of  
744 this excursion at 40.4±2.0 ka BP (Guillou et al., 2004) to the maximum directional deviation

745 at 26.97 m in core MD02-2552. Core depth (cm) was converted to  $^{14}\text{C}$  and calendar ages (ka  
746 BP) by applying third order polynomial regression curves.

747 Fig. 4. Grain-size variations (mode in  $\mu\text{m}$  and grain-size classes in %) of carbonate-  
748 free sediments from the Orca Basin. Optical observation of the sediments indicates that  
749 carbonate particles are of biogenic origin. Consequently, the usual grain-size parameters  
750 (mean; mean size of 50% of grain and mode; most frequent grain-size) were determined on  
751 the carbonate-free fraction of the sediment, to take in consideration the detrital fraction alone.  
752 We also discriminated four main particle-size fractions: clays ( $<2\ \mu\text{m}$ ), cohesive silts  
753 (particles between 2 and  $10\ \mu\text{m}$ ), sortable silts (10 to  $63\ \mu\text{m}$ ) and sands ( $>63\ \mu\text{m}$ ).

754 Fig. 5. Sedimentary records of the last deglaciation in the Orca Basin: (A) grain-size  
755 mode ( $\mu\text{m}$ ), (B) cohesive silts to sortable silts grain-size ratio, (C)  $\text{CaCO}_3$  content (%) and (D)  
756 COT content (% wt).

757 Fig. 6. Clay mineral association (%). Sediment-rich periods (SR) are delimited by grey  
758 rectangles. Each clay mineral is characterized by its basal layer plus interlayer interval (d) as  
759 revealed by XRD analysis (Brown and Brindley, 1980). Semi-quantitative estimation of clay  
760 mineral abundances is based on peak areas, weighted by empirically (1 for S, 4 for I, and 2 for  
761 C and K) estimated factors (Biscaye, 1965) and summed to 100% ( $\text{S}+\text{I}+\text{K}+\text{C}=100\%$ ). Peak  
762 area measurements were realised on the glycol runs using the Macintosh MacDiff<sup>®</sup> 4.2.5  
763 software (Petschick, 2000). The error on the reproducibility of measurements is estimated to  
764 be  $\pm 5\%$  for each clay mineral. The high correlation coefficient ( $R^2=0.84$ ; number of  
765 samples=98) between illite and chlorite rough diffraction intensities (counts/second) likely  
766 points out a common origin for both minerals.

767 Fig. 7. Comparison between (A) clay mineral ratio  $\text{S}/(\text{I}+\text{C})$ , (B) COT content (% wt),  
768 meltwater supply in (C) the Orca Basin (Flower et al., 2004) and (D) Louisiana slope cores  
769 (Aharon, 2003), and (E)  $\delta^{18}\text{O}$  variations in Greenland GISP 2 ice core (Dansgaard et al., 1982;

770 Stuiver and Grootes, 2000). SR are delimited by grey rectangles. The dotted rectangle  
771 indicates the important increase of the TOC between 15 and 14.7 ka, associated with illite-  
772 and chlorite-rich terrigenous inputs (see section 4.2.2).

773 Fig. 8. Evolution of the southern margin of the LIS (Laurentide Ice Sheet) from 19.1 to  
774 12.9 ka (after Dyke, 2004). Dotted- and plain-lines mark the position of the southern margin  
775 at the beginning and end of the interval respectively. White shaded areas correspond to  
776 important retreat of the margin over the time-slices. Solid and dotted arrows indicate drainage  
777 patterns of the LIS over the different time-slices (Tarasov and Peltier, 2006).

**Table 1.** Radiocarbon Ages for MD02-2552

Laboratory Number	Core Depth, m	Species	<sup>14</sup> C AMS Age, ka	<sup>14</sup> C Error, ± year	Calibrated Age, ka	Calibrated Error, ± year
Poz-17266	5.4	<i>G. ruber</i>	8.8	50	9.829	127
Poz-17268	7.9	<i>G. ruber</i>	11.66	60	13.524	72
Poz-13360	11.5	<i>Globigerinoides</i>	13.05	70	15.2	127
Poz-13362	15.27	<i>Globigerinoides</i>	15.1	70	18.297	166
Poz-17270	17.5	<i>G. ruber</i>	19.5	110	23.258	203
Poz-13363	19.6	<i>Globigerinoides</i>	21.05	110	25.195	161
Poz-13364	21.49	<i>Globigerinoides</i>	22.95	140	27.551	210
Poz-17272	25.2	<i>G. ruber</i>	30.94	350	36.305	372
Poz-13361	12.4	<i>Globigerinoides</i>	11.97 <sup>a</sup>	60		
Poz-17269	14.2	<i>G. ruber</i>	12.96 <sup>a</sup>	70		
Laschamp event <sup>b</sup>	26.97				40.4	2000

## Radiocarbon Ages from the core MD02.2550 (LoDico et al., 2006)

CAMS <sup>c</sup> Number	Corresponding MD02-2552 depth, m	Species	<sup>14</sup> C AMS Age, ka	<sup>14</sup> C Error, ± year	Calibrated Age, ka	Calibrated Error, ± year
100670	3.72	<i>G. ruber</i>	6.11	35	6.975	50
100671	4.11	<i>G. ruber</i>	7.05	40	7.889	44
100672	4.5	<i>G. ruber</i>	7.65	35	8.428	29
100673	4.88	<i>G. ruber</i>	7.93	40	8.749	104
100674	5.28	<i>G. ruber</i>	8.415	40	9.451	33
100675	5.66	<i>G. ruber</i>	8.885	40	10.028	107
100676	6	<i>G. ruber</i>	9.390	40	10.611	52

---

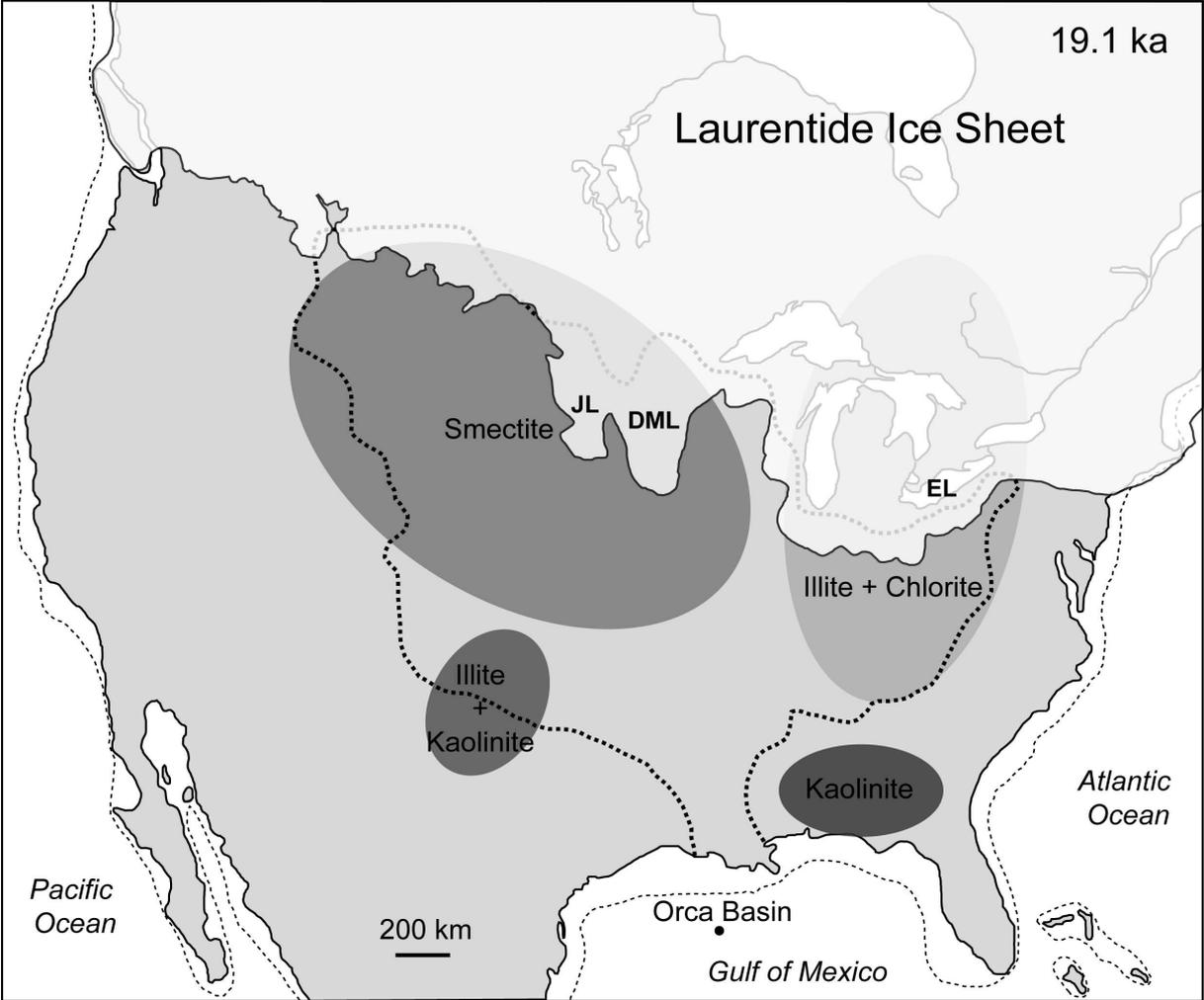
Radiocarbon Ages from the core MD02-2551 (Hill et al., 2006)

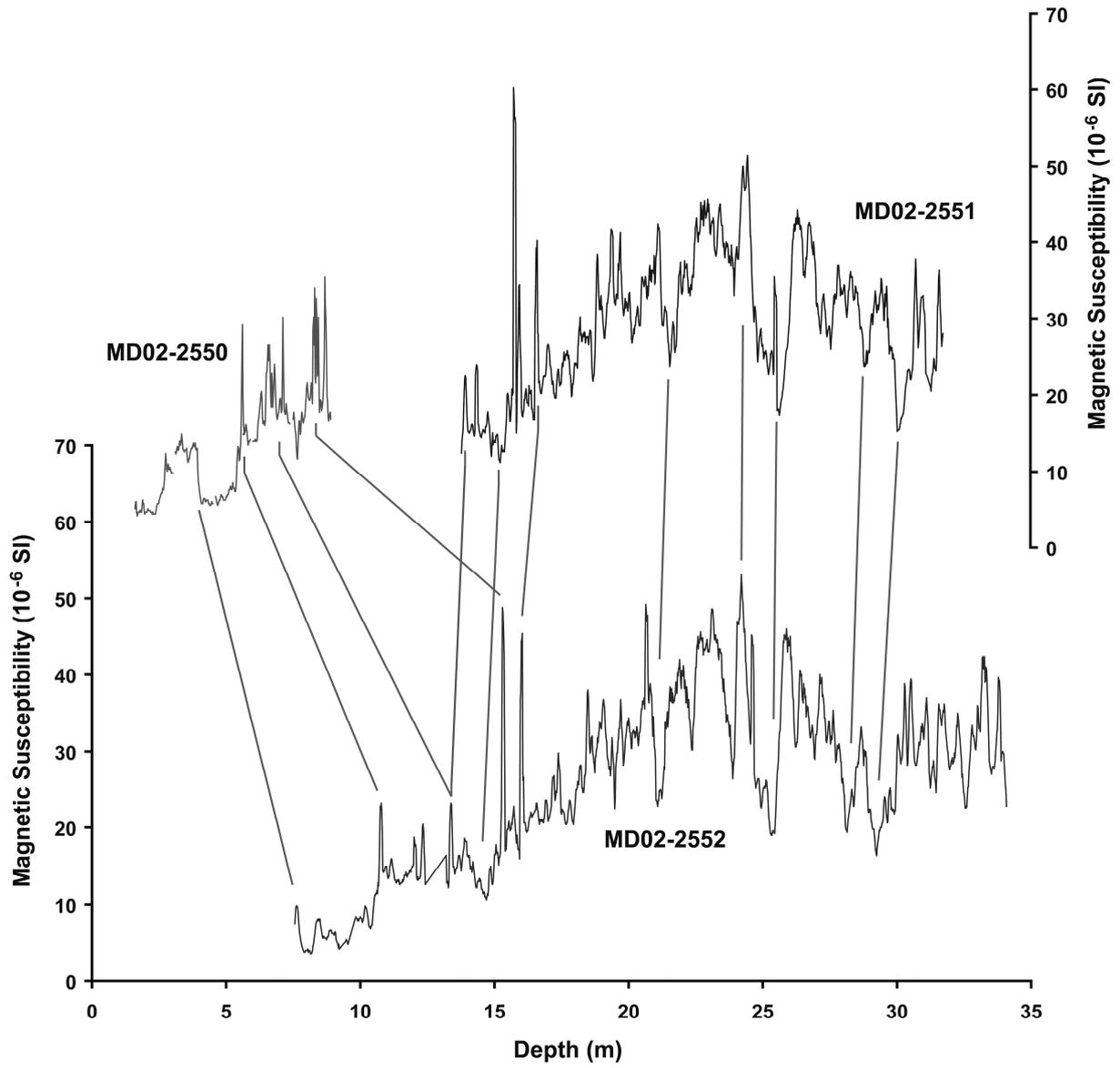
---

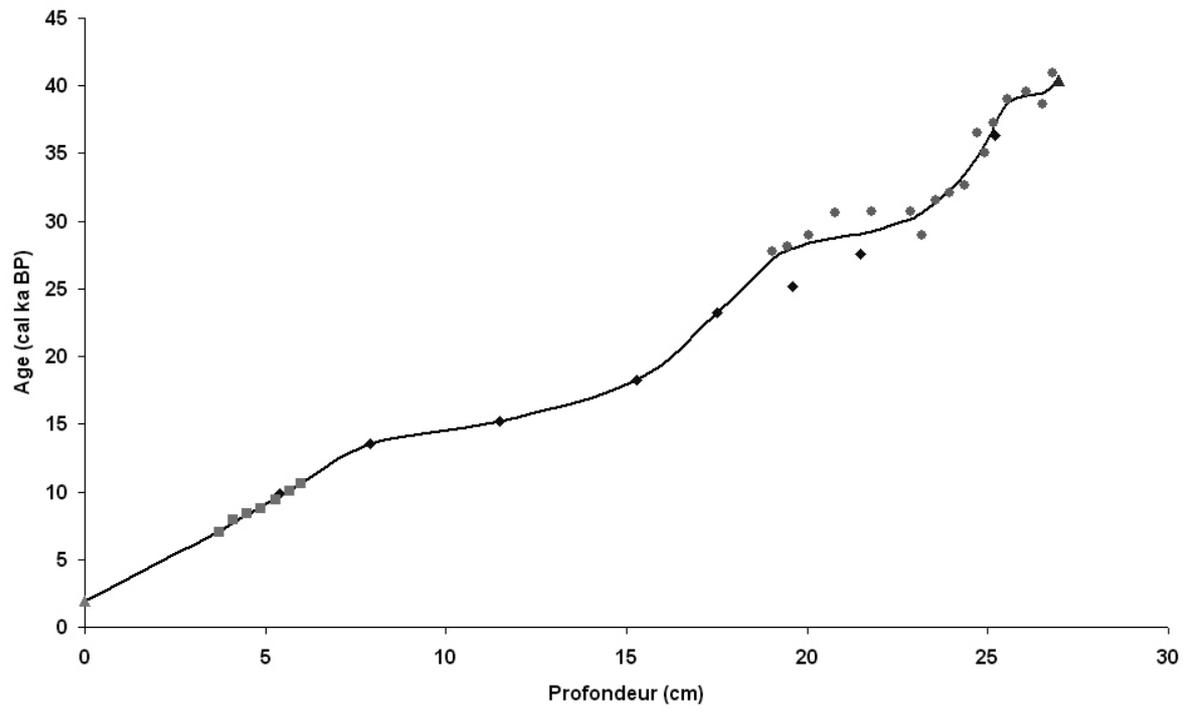
CAMS <sup>c</sup> Number	Corresponding MD02-2552 depth, m	Species	<sup>14</sup> C AMS Age, ka	<sup>14</sup> C Error, ± year	Calibrated Age, ka	Calibrated Error, ± year
108325	19.02	<i>G. ruber</i>	23.11	160	27.732	228
108326	19.46	<i>G. ruber</i>	23.46	70	28.127	161
108327	20.06	<i>G. ruber</i>	24.22	80	28.98	150
90835	20.79	<i>G. ruber</i>	25.41	130	30.589	183
108328	21.77	<i>G. ruber</i>	25.48	90	30.667	151
100591	22.85	<i>G. ruber</i>	25.54	130	30.732	183
100592	23.19	<i>G. ruber</i>	24.21	120	28.968	183
100593	23.57	<i>G. ruber</i>	26.28	140	31.534	209
100594	23.95	<i>G. ruber</i>	26.79	150	32.082	223
100595	24.35	<i>G. ruber</i>	27.30	160	32.626	232
90836	24.7	<i>G. ruber</i>	31.17	250	36.535	286
100596	24.92	<i>G. ruber</i>	29.59	210	35.011	247
100597	25.16	<i>G. ruber</i>	31.84	270	37.223	312
100598	25.56	<i>G. ruber</i>	33.67	340	39.051	364
108329	26.06	<i>G. ruber</i>	34.2	600	39.568	607
90837	26.51	<i>G. ruber</i>	33.28	320	38.672	347
100599	26.80	<i>G. ruber</i>	35.6	420	40.9	416
<i>Extrapolation</i> <sup>d</sup>	0		2	10	1.944	17

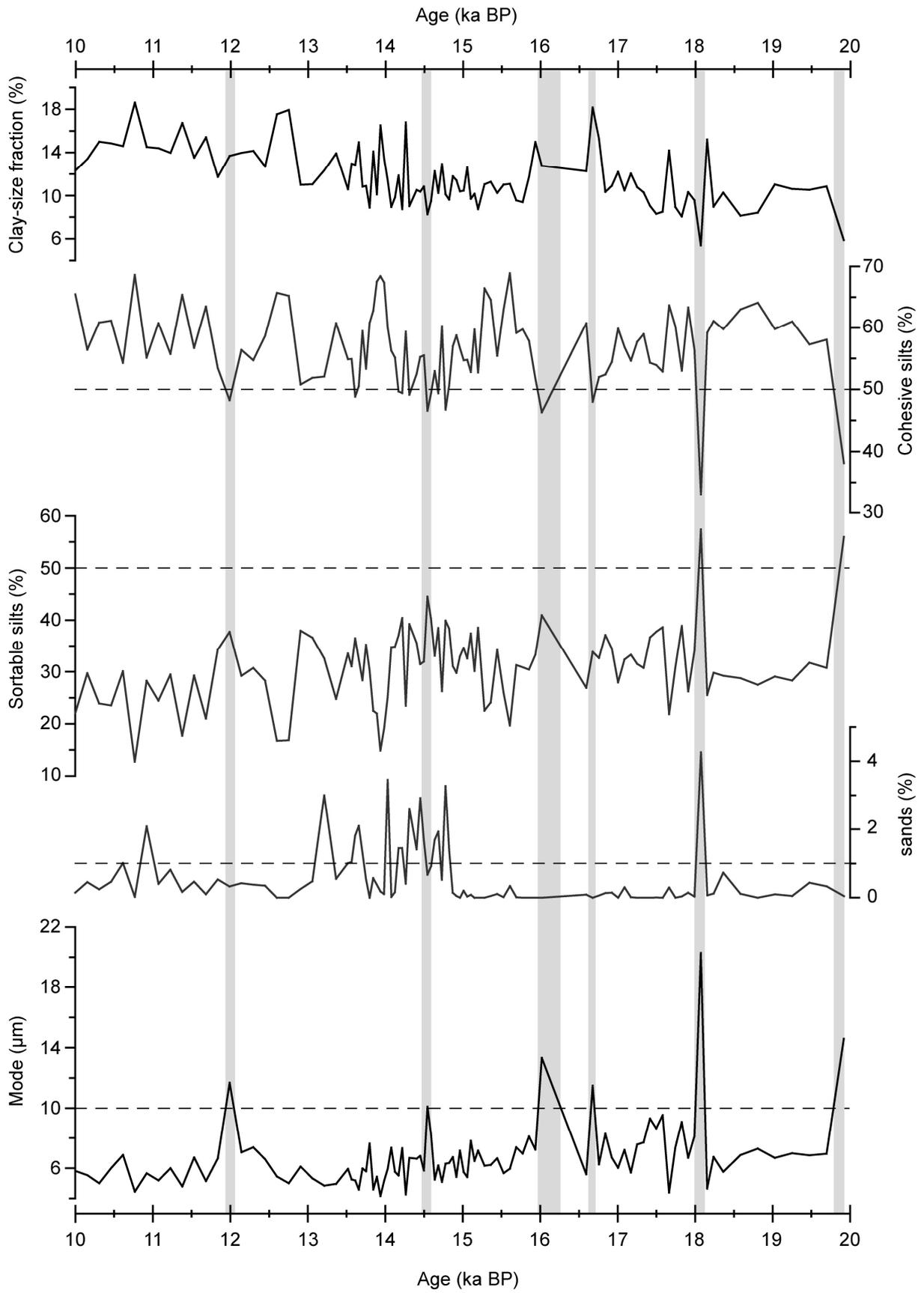
779 <sup>a</sup>Samples not included in the age model because of stratigraphic inconsistencies; <sup>b</sup>(Kissel, pers.com.); <sup>c</sup>CAMS is Center for Accelerator Mass Spectrometry,  
780 Lawrence Livermore National Laboratory; <sup>d</sup>(Flower, unpublished data).

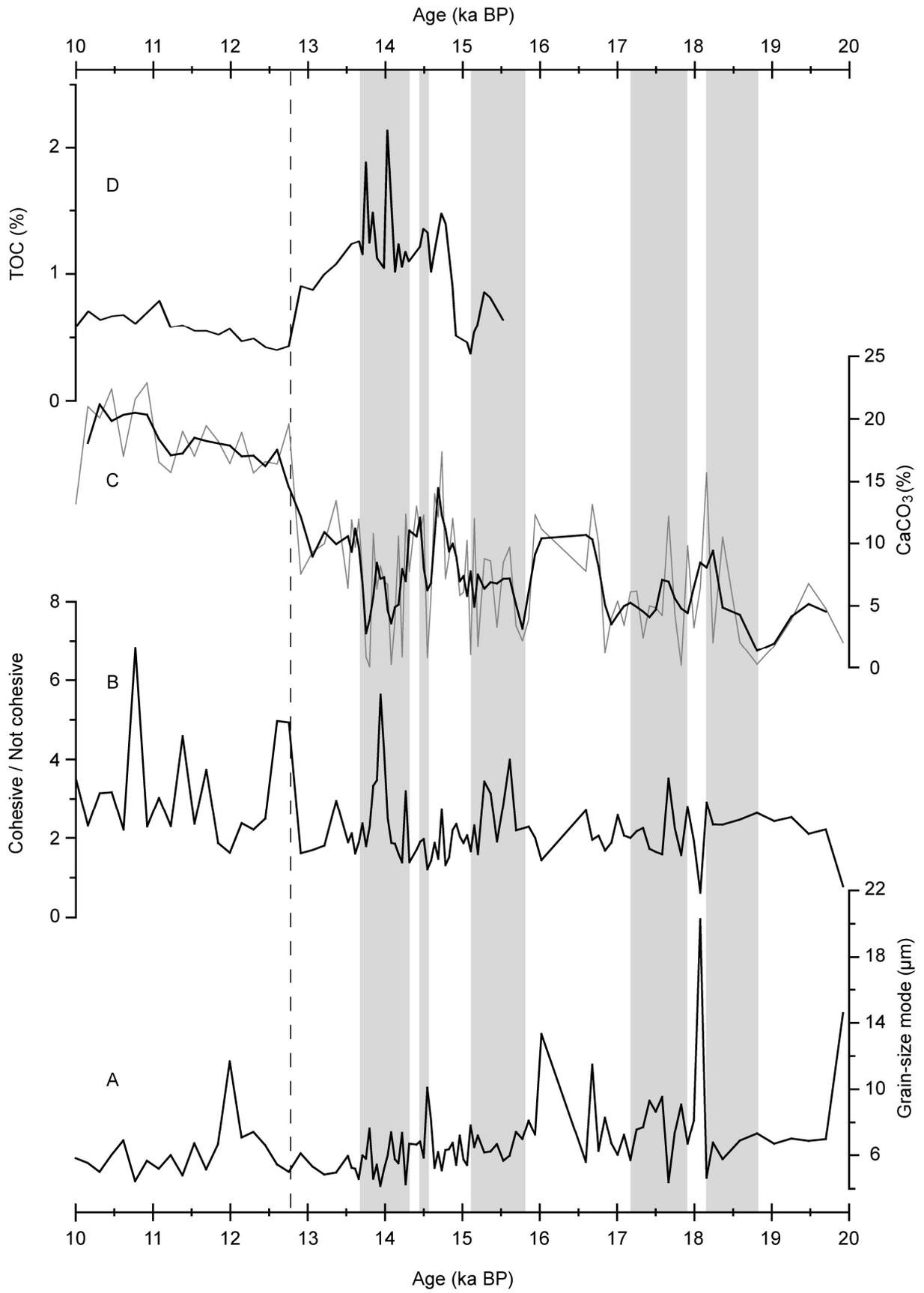


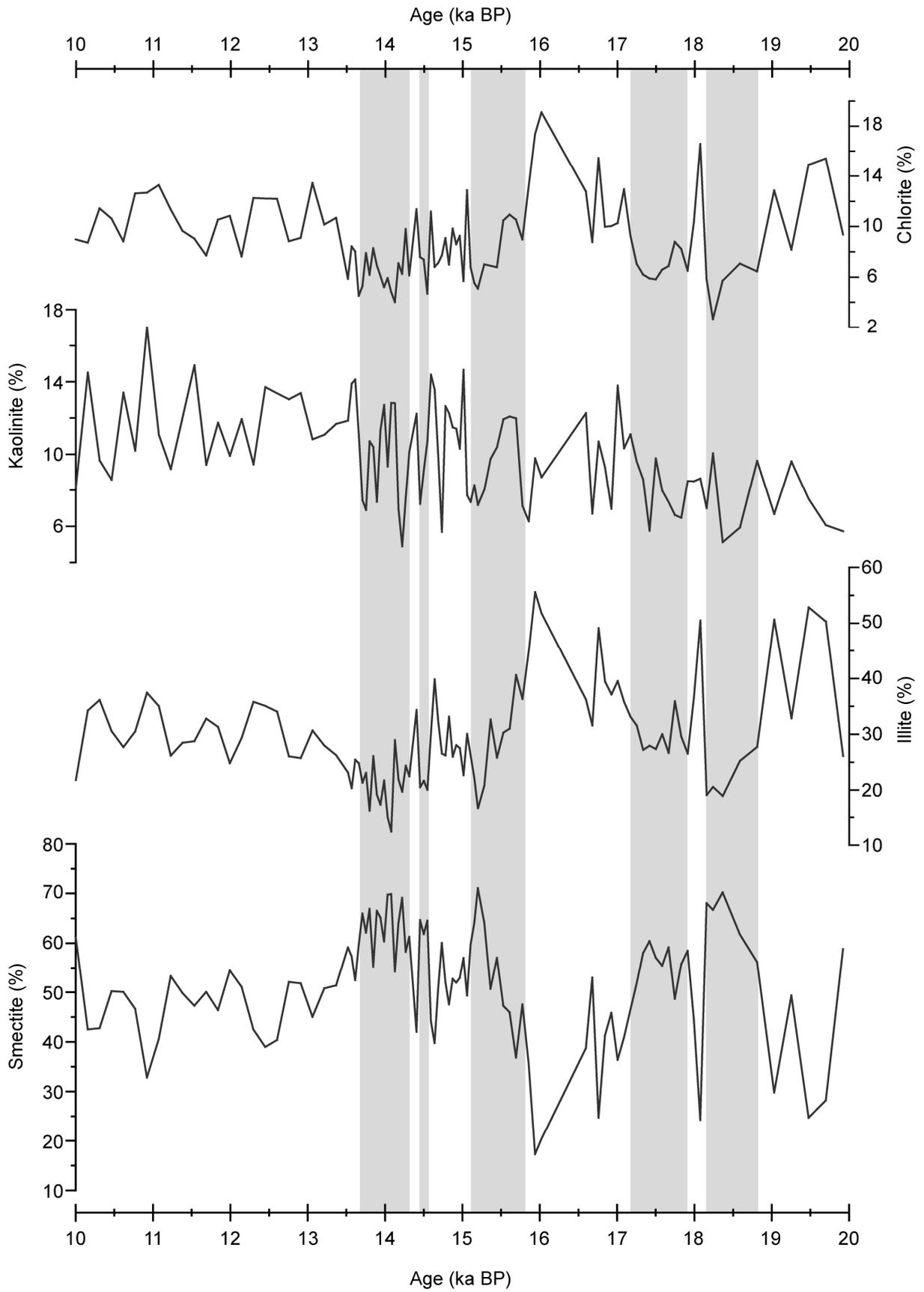


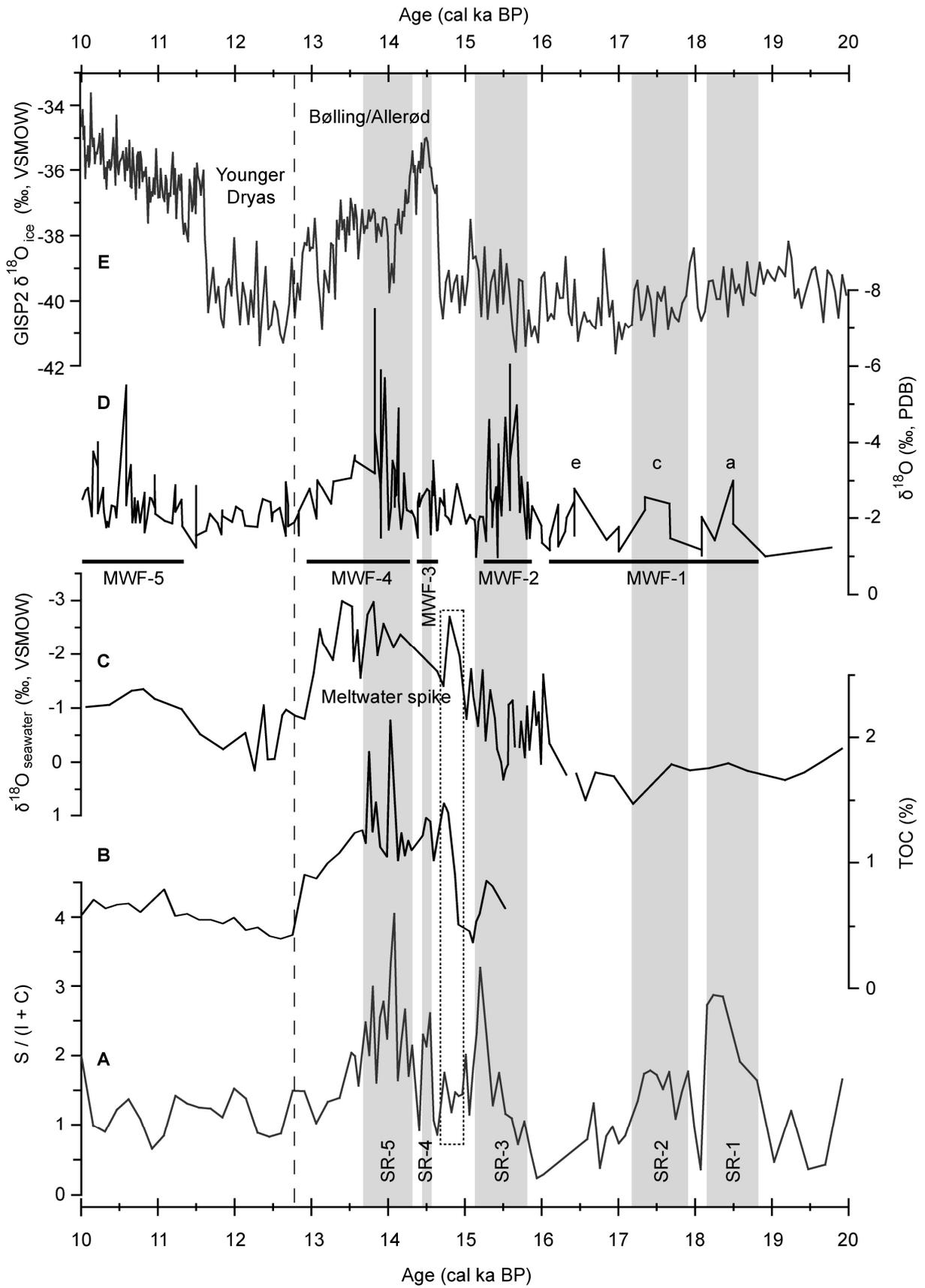


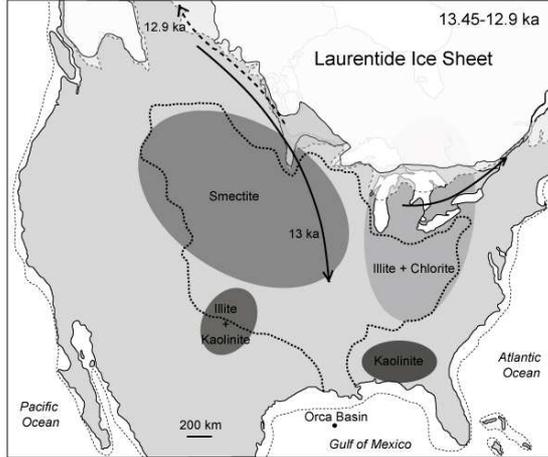
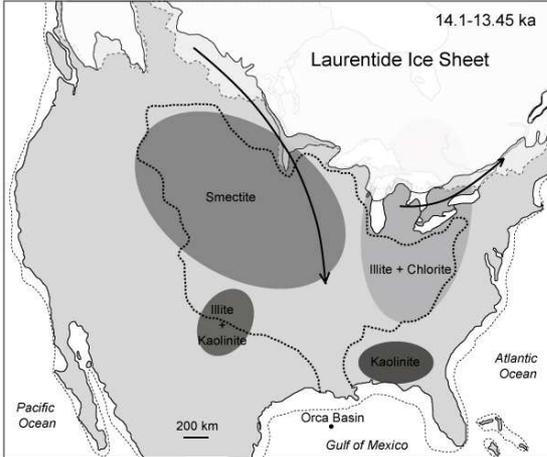
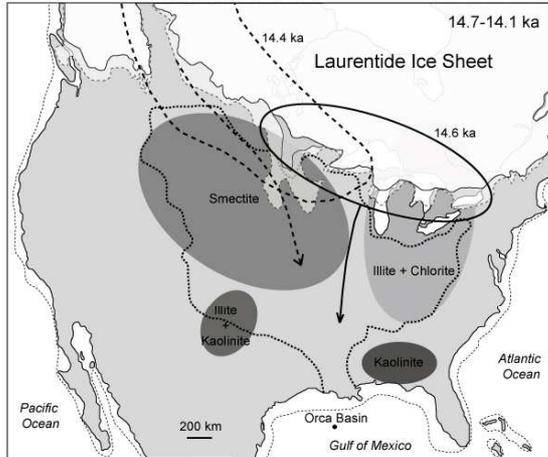
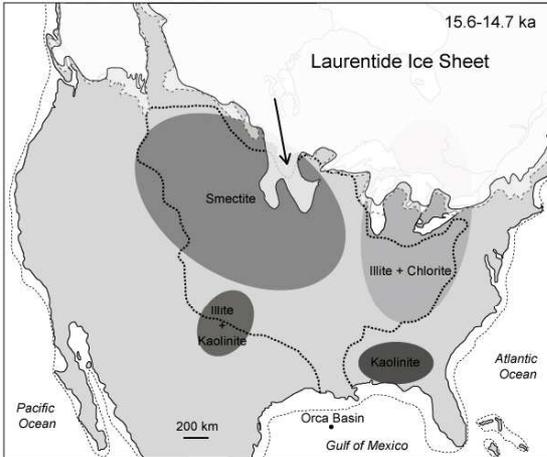
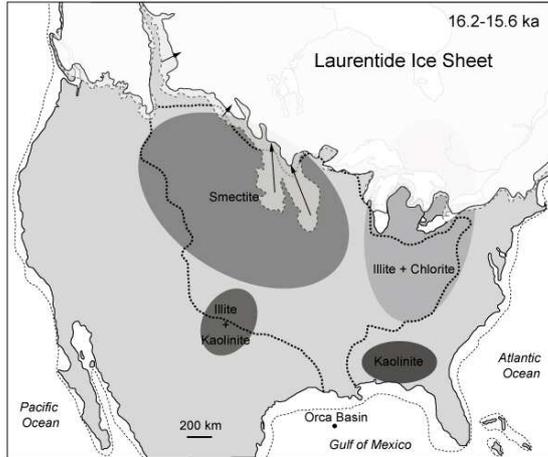
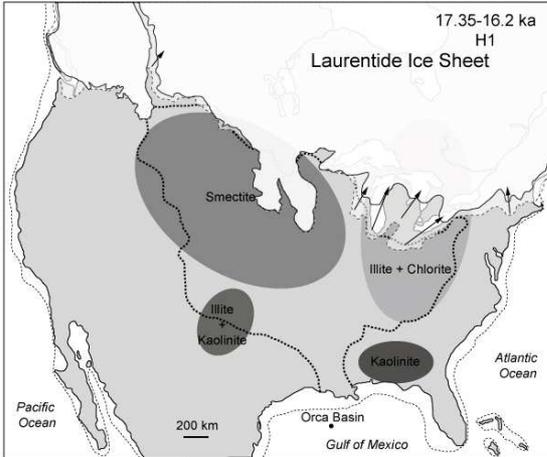
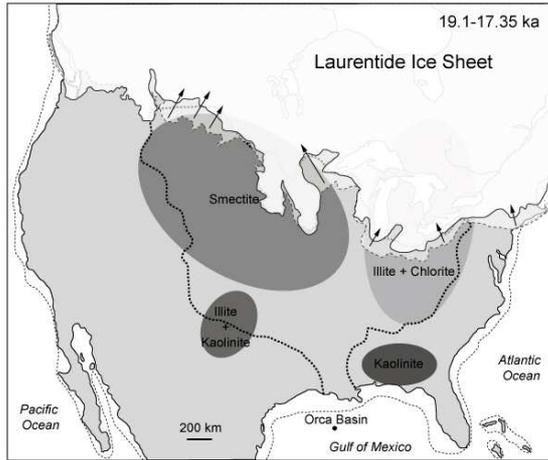
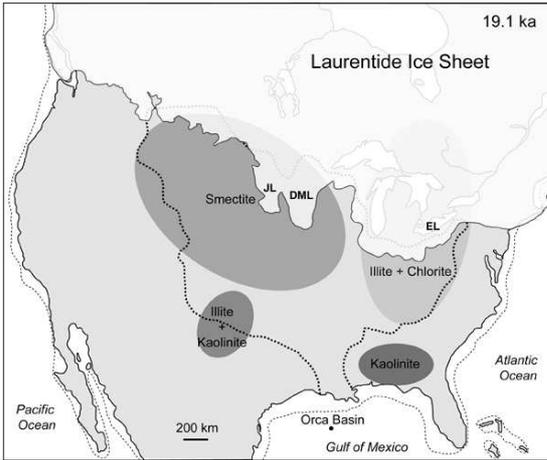














## Résumé

---

Les eaux du Golfe du Mexique (GOM) jouent un rôle important dans le système climatique global car elles influencent les propriétés hydrologiques du Gulf Stream (GS), courant océanique chaud de surface faisant partie intégrante de la circulation thermohaline (THC). Or, au cours du dernier cycle climatique, d'importantes arrivées d'eau douce en provenant de la fonte de la calotte Laurentide sur le continent-nord américain, ont modifié les caractéristiques hydrologiques du GOM. Ces perturbations auraient pu, en altérant la THC, affecter le système climatique. La compréhension des transferts entre le continent nord-américain et le GOM au cours du dernier cycle climatique s'avère donc primordiale.

En connaissant les principales sources continentales, les facteurs influençant le transport (réalisation de cartes de répartition des minéraux argileux sur le continent nord-américain et dans les sédiments du GOM) et la sédimentation (par modélisation analogique) du matériel terrigène fin, l'étude des enregistrements sédimentaires (minéralogie des argiles, granulométrie...) et isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ) de deux bassins du nord du GOM (Bassins d'Orca et d'Humphrey) a permis d'appréhender les transferts entre le continent nord-américain et le GOM au cours du dernier cycle climatique. La variabilité des apports détritiques du Mississippi et des fleuves du sud-ouest des Etats-Unis a pu être reliée aux variations paléo-environnementales (fonte de la calotte Laurentide et des glaciers des Montagnes Rocheuses) et paléoclimatiques (modifications des transferts d'humidité depuis le GOM vers le continent) qui affectent le continent nord-américain.

## Abstract

---

The Gulf of Mexico (GOM) is a key area for the global thermohaline circulation (THC) and for the global climatic system, since its hydrological characteristics (high salinity and temperature) partly control Gulf Stream physical properties. During the last climatic cycle, GOM hydrology was impacted by episodic freshwater inputs *via* the Mississippi River resulting from intermittent melting of the Laurentide Ice Sheet (LIS). The resulting salinity changes affected the THC, global heat exchange and worldwide climatic conditions. Direct effects of these freshwater supplies on the GOM paleoceanography have been documented studying the planktonic foraminifera  $\delta^{18}\text{O}$  evolution. By contrast, terrigenous inputs associated with these meltwater pulses are poorly understood. These detrital fractions are, however, likely to provide information on the link between continental and marine records during the last climatic cycle.

An overview of the main continental detrital source areas, of the dominant factors controlling clay mineral transport patterns (by drawing clay mineral distribution maps in the US and northern GOM) and of thin terrigenous particle sedimentation in the GOM (by analogical modelling), lays the groundwork for the use of clay-mineral assemblages for understanding the connection between North America and the GOM. The downcore investigations of sedimentary (clay mineralogy, grain-size...) and isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$ ) records in two mini-basins of the GOM (Orca Basin and Basin 4) allow us to explain the fluvial inputs variations, during the last climatic cycle, by paleoenvironmental (ice meltback) and paleoclimatic (atmospheric circulation) fluctuations that affected North America.