



HAL
open science

**La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean
(Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) :
enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique
et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par
le vent**

Alexis Nutz

► **To cite this version:**

Alexis Nutz. La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2013. Français. NNT : 2013STRAH016 . tel-01124225

HAL Id: tel-01124225

<https://theses.hal.science/tel-01124225>

Submitted on 6 Mar 2015

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

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



UNIVERSITÉ DE STRASBOURG



ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE présentée par :

Alexis NUTZ

soutenue publiquement le : **25 novembre 2013**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Sédimentologie

La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent

THÈSE dirigée par :

M. DURINGER Philippe

Maître de conférences, EOST Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. LAJEUNESSE Patrick

Professeur, Université Laval à Québec

M. REYNAUD Jean-Yves

Professeur, Université Lille 1

M. WHITECHURCH Hubert

Professeur, EOST Université de Strasbourg

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. BOUCHETTE Frédéric

Maître de conférences, Université Montpellier 2

M. COUSINEAU Pierre

Professeur, Université du Québec à Chicoutimi

M. GHIENNE Jean-François

Chargé de recherche, CNRS UMR 7516, Strasbourg

M. SCHUSTER Mathieu

Chargé de recherche, CNRS UMR 7516, Strasbourg

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'ENVIRONNEMENT
Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

THÈSE présentée par :

Alexis NUTZ

soutenue publiquement le : **25 novembre 2013**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Sédimentologie

La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent

THÈSE dirigée par :

M. DURINGER Philippe

Maître de conférences, EOST Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

M. LAJEUNESSE Patrick

Professeur, Université Laval à Québec

M. REYNAUD Jean-Yves

Professeur, Université Lille 1

M. WHITECHURCH Hubert

Professeur, EOST Université de Strasbourg

AUTRES MEMBRES DU JURY :

M. BOUCHETTE Frédéric

Maître de conférences, Université Montpellier 2

M. COUSINEAU Pierre

Professeur, Université du Québec à Chicoutimi

M. GHIENNE Jean-François

Chargé de recherche, CNRS UMR 7516, Strasbourg

M. SCHUSTER Mathieu

Chargé de recherche, CNRS UMR 7516, Strasbourg

AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre d'un programme d'étude (cf. <http://www.shallowwaterbody.org/>) sur l'évolution sédimentaire des étendues d'eau continentales (i.e., lacs, mers fermées et lagunes) anciennes et actuelles, initié depuis quelques années par la collaboration de plusieurs chercheurs et enseignant-chercheurs issus d'équipes de l'Université de Strasbourg (Institut de Physique du Globe de Strasbourg) et de l'Université de Montpellier (Géosciences-Montpellier). Ce travail a bénéficié d'un financement par contrat doctoral démarré en octobre 2010. Il a été encadré par Frédéric Bouchette (GM), Philippe Durringer (IPGS), Jean-François Ghienne (IPGS), Claude Roquin (IPGS) et Mathieu Schuster (IPGS). Plusieurs autres personnes ont collaboré à ce travail : Raphaël Certain (Université de Perpignan Via Domitia), Nicolas Robin (Université de Perpignan Via Domitia) et Olivier Raynal (Université de Perpignan Via Domitia) pour la partie acquisition et traitement des données géophysiques, Pierre Cousineau (Université du Québec à Chicoutimi) pour la partie terrain et géologie régionale. Ce travail a bénéficié de l'intérêt et du soutien du Parc national de la Pointe-Taillon (SEPAQ) et de la compagnie Rio Tinto Alcan.

REMERCIEMENTS

Viens maintenant le moment de rédiger la partie la plus attendue d'un travail de thèse, celle des remerciements. Je vais m'empresser de n'oublier personne, je sais que cette partie sera la plus regardée de ce manuscrit.

Dans un premier temps, je tiens à remercier l'ensemble des personnes qui a constitué mon équipe d'encadrement, ici à Strasbourg. Je cite Jean-François Ghienne, Mathieu Schuster, Claude Roquin et Philippe Durringer. Merci de m'avoir fait confiance pour ce sujet très intéressant, à facettes multiples, qui m'a permis d'avoir un très grand nombre de discussions très intéressantes avec vous. Merci aussi à Frédérique Bouchette qui complète la liste en ayant collaboré sans réserve à ce travail. Je remercie Raphaël Certain, Nicolas Robin et Olivier Raynal pour leurs conseils sur l'utilisation des données géophysiques. Mes différents séjours dans le sud de la France ont toujours été très enrichissants d'un point de vue professionnel et très agréables d'un point de vue personnel. J'espère que ces collaborations pourront se poursuivre à l'avenir.

Merci pour les différentes missions de terrain effectuées ensemble, que ce soit au Canada ou ailleurs et qui ont, à chaque fois, été très formatrices. Merci de m'avoir permis de voir le Bar Disco de Forestville, Chibougamau et les rodéos voiture de Roberval. Je vais aussi remercier les différents acteurs qui m'ont aidé dans ma tâche, directement sur place, sur les bords du Lac Saint-Jean, et qui sont le parc national de la Pointe-Taillon (Dominique Crépin), l'université du Québec à Chicoutimi (Pierre Cousineau, Denis Roy, Julien Walter et Patrick Nadeau). Je vais aussi citer les frères Claude et Serge Gilly pour leur compétence de plongeur mais aussi de cuisinier pendant la campagne de carottage.

Je tiens ensuite à remercier bien sûr les membres de mon jury de thèse qui ont accepté de lire et de critiquer le manuscrit : Hubert Whitechurch, Philippe Durringer, Patrick Lajeunesse, Jean-Yves Reynaud, Pierre Cousineau, Mathieu Schuster, Frédérique Bouchette et Jean-François Ghienne. Je tiens à remercier tout particulièrement les membres du jury qui ont d'accepté de venir à Strasbourg au mois de Novembre (pas toujours évident), pour écouter les explications associées à ce travail.

En ce qui concerne les gens que j'ai côtoyés tous les jours, je vais remercier en premier lieu les trois personnes qui ont successivement été mes partenaires de bureau. D'abord, Julie, puis Ashour et très récemment Pierre. Je ne vais pas dévoiler le classement du moins sympa

au plus sympa, je le donnerai en privé à ceux que cela intéresse.

Je tiens à remercier ensuite toutes les personnes du bâtiment de la rue Blessig. Cette période de trois ans pendant laquelle j'ai travaillé sur ma thèse aurait été probablement beaucoup plus difficile sans les pauses foot de ma première année en compagnie de Flavia, Julie, Geoffroy, Edouard et Thomas. Sans les discussions du midi avec mes collègues thésards et autres : Adrien, Alexandre, Thiébaud, Anne-So, Isabelle, Morgane et depuis peu Véro, Mélody et Pauline.

Enfin, merci Emilien (dit : mimile, Emilienne, le vosgien) qui a su être présent jusqu'au bout, notamment en écoutant quasiment l'intégralité de mes répétitions sans sourciller (je n'en aurais pas fait autant pour lui).

Et pour finir, je voudrais remercier Marion. Une thèse n'est pas tout le temps facile pour un thésard, mais ne l'est pas forcément non plus pour la personne qui vit avec (surtout à la fin).

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
-----------------------------	---

CHAP. I. ÉMERGENCE DU CONCEPT DE WIND-DRIVEN WATER BODY (WWB)

INTRODUCTION	15
I.A - GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES FERMÉS CONTINENTAUX	15
<i>I.A.1. Les systèmes lacustres et marins fermés</i>	15
<i>I.A.1.1. Les classifications</i>	16
<i>I.A.1.2. Les modèles sédimentaires</i>	17
<i>I.A.2. Les systèmes lagunaires</i>	21
<i>I.A.2.1. La classification de Kjerfve (Fig. I-7)</i>	21
<i>I.A.2.2. Le modèle de lagune transgressive (Fig. I-8)</i>	23
CONCLUSION	23
I.B - ARTICLE SOUMIS À LA REVUE <i>TERRA NOVA</i>	24

Wind-driven Water Bodies and their sedimentary record

CHAP. II. ÉTUDE DU BASSIN DU LAC SAINT-JEAN (QUÉBEC, CANADA) : CONTEXTE GÉOLOGIQUE, MÉTHODOLOGIE ET DONNÉES UTILISÉES

INTRODUCTION	39
II.A - LE BASSIN DU LAC SAINT-JEAN : CONTEXTE PHYSIQUE ET GÉOLOGIQUE	39
<i>II.A.1. Contexte géographique et géomorphologique</i>	39
<i>II.A.2. Contexte climatique</i>	42
<i>II.A.3. Contexte géologique</i>	43
<i>II.A.4. Modalités et chronologie de la déglaciation wisconsinienne</i>	45
<i>II.A.4.1. Au Sud du Québec</i>	45
<i>II.A.4.2. Dans le bassin du Saint-Jean</i>	49
<i>II.A.5. Lithostratigraphie synthétique du Quaternaire final au Québec</i>	51
<i>II.1.6. Lithostratigraphie synthétique du Quaternaire final dans le bassin du lac Saint-Jean</i>	54
II.B - MÉTHODOLOGIE ET ACQUISITION DE DONNÉES	55
<i>II.B.1. Acquisition de données sur le terrain</i>	55

<i>II.B.2. Sismique réflexion</i>	56
<i>II.B.3. Carottages</i>	56
<i>II.B.4. Datations absolues</i>	59
<i>II.A.4.1. OSL</i>	59
<i>II.A.4.2. Radiocarbones</i>	60
<i>II.A.4.3. Comparaison des âges radiocarbones et OSL</i>	63

**CHAP. III. ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE DU LAC SAINT-JEAN :
ENREGISTREMENT D'UNE SÉQUENCE DE DÉGLACIATION ET DE LA
DYNAMIQUE PROFONDE D'UN WWB**

INTRODUCTION	67
III.A - ARTICLE SOUS PRESSE DANS LA REVUE <i>BOREAS</i>	68
<i>Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to the Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada)</i>	
III.B - ARTICLE EN PRÉPARATION POUR LA REVUE <i>GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN</i>	102
<i>A large subaqueous prograding wedge and three sediment drifts in the Lake Saint-Jean (Québec, Canada): the sedimentary expression of wind driven hydrodynamics</i>	
SYNTHÈSE	122

**CHAP. IV. NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE
BORDURES : ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE
FINI-GLACIAIRE**

INTRODUCTION	125
IV. A. INVENTAIRE DES AFFLEUREMENTS REPRÉSENTATIFS : FACIÈS ET ASSOCIATION DE FACIÈS DES CORPS SÉDIMENTAIRES	126
IV.B. ARTICLE EN PRÉPARATION POUR LA REVUE <i>SEDIMENTOLOGY</i>	178
<i>Forced regressive deposits within a deglaciation sequence: example of the late Quaternary succession in the Saint-Jean basin (Québec, Canada)</i>	

IV. C. MODÈLE DE MISE EN PLACE ET D'ÉVOLUTION DU DELTA DE LA RIVIÈRE PÉRIBONKA :	
ENREGISTREMENT DE LA TRANSITION GLACIAIRE/POST-GLACIAIRE	226
IV.C.1. Cartographie des morphologies préservées	226
IV.C.2. Modèle de mise en place du système deltaïque de la rivière Péribonka	230
SYNTHÈSE	235

CHAP. V. ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BASSIN DU LAC SAINT-JEAN : MIS EN PLACE D'UN SYSTÈME WIND-DRIVEN WATER BODY

INTRODUCTION	239
V.A - LE BASSIN DU LAC SAINT-JEAN DEPUIS LE RETRAIT DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN	239
V.A.1. Le front glaciaire de St-Gédéon	243
V.A.1.1. Age	243
V.A.1.2. Dynamique de l'écoulement glaciaire et paléo-extension de l'étendue d'eau	245
V.A.1.3. Sédimentation	245
V.A.2. Le front glaciaire de Dolbeau	245
V.A.2.1. Age	247
V.A.2.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau	247
V.A.2.3. Sédimentation	248
V.A.3. Le maximum marin	248
V.A.3.1. Age	248
V.A.3.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau	250
V.A.3.3. Sédimentation fluviale	250
V.A.3.4. Sédimentation induite par le vent	250
V.A.4. La transition Golfe de Laflamme/lac Saint-Jean	251
V.A.4.1. Age	251
V.A.4.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau	251
V.A.4.3. Sédimentation fluviale	251
V.A.4.4. Sédimentation induite par le vent	253
V.A.5. La fin de l'influence glaciaire sur le bassin du Saint-Jean	253
V.A.5.1. Age	253
V.A.5.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau	254
V.A.5.3. Sédimentation fluviale	254

V.A.5.4. Sédimentation induite par le vent.....	256
V.A.6. La période récente (pré-1926).....	256
V.A.6.1. Paléo-extension de l'étendue d'eau.....	256
V.A.6.2. Sédimentation fluviale.....	256
V.A.6.3. Sédimentation induite par le vent.....	258
V.B - MISE EN PLACE PROGRESSIVE D'UN SYSTÈME WWB.....	258
V. B. 1. L'évolution de l'indice I_{WWB}.....	258
V.B.1.1. Estimation des variables de l'indice.....	259
V.B.1.2. Calcul de l'indice pour les différentes périodes.....	262
V.B.1.3. Confrontation des indices I_{WWB} aux données sédimentologiques.....	262
V.B.2. Le rôle de l'héritage glaciaire dans l'expression du système WWB du lac Saint-Jean.....	264
SYNTHÈSE.....	266
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	267
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	273
ANNEXES.....	297

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les étendues d'eaux continentales regroupent plusieurs types de systèmes de dépôt correspondant principalement aux lacs, mers intérieures et lagunes. Sans prendre en compte l'ensemble des mers épicontinentales faiblement connectées au domaine marin ouvert, les systèmes lacustres représentent 3% des surfaces émergées (Downing et al. 2006) alors que dans le même temps, les systèmes lagunaires sont présents sur environ 13% des littoraux marins et océaniques mondiaux (Barnes, 1980). Ce constat rapide souligne l'importance de ces systèmes de dépôt, considérés comme les plus étendus en domaine continental (Bohacs et al. 2003).

En sciences de la terre, la plupart des études relatives aux étendues d'eaux continentales se concentrent cependant sur des aspects spécifiques : (1) reconstructions paléo-environnementales (e.g. Tiercelin et al. 2004; Osleger et al. 2009; Patrickson et al. 2010), (2) caractérisation des littoraux (e.g. Blair, 1999; Schuster et al. 2005; Matishov, 2006) ou des sédiments de remplissage et (3) extensions passées du système (e.g. Ghienne et al. 2002; Ghoneim et al. 2007; Adams, 2007). Bien qu'ils correspondent, par analogie à la période actuelle, à des systèmes probablement très importants dans les séries anciennes, seuls de rares modèles sédimentaires conceptuels tentent d'appréhender leur dynamique sédimentaire. Ce constat indique qu'ils sont rarement regardés comme des bassins sédimentaires originaux soumis à des processus sédimentaires particuliers, pourtant suggérés pour certains bassins fermés par un ensemble de morphostructures littorales communes qui indiquent des processus hydro-sédimentaires élémentaires identiques.

En effet, une observation des littoraux d'un très grand nombre de lacs, mers intérieures ou lagunes permet l'identification de structures sédimentaires communes étonnamment bien développées (e.g. plages et flèches littorales), associées à une dynamique littorale prépondérante. Ce constat simple est à l'origine de l'émergence d'un nouveau type de système sédimentaire continental, contrôlé par une étendue d'eau peu profonde dans laquelle les processus sont majoritairement contrôlés par les vagues, générées par le vent. Définis sous le terme de *Wind-driven Water Body (WWB)*, ces systèmes sont, au premier ordre, principalement reconnaissables parce qu'ils sont fermés ou faiblement connectés au domaine marin ouvert et qu'ils montrent le développement important de morphostructures littorales caractéristiques de type cordon (*beach ridge*), flèche (*sandspit*), chevron (*cusped spit*) ou encore cône de débordement (*washover fan*) sur une grande partie de leurs pourtours. Les

systèmes *WWB* regroupent principalement des systèmes lacustres (e.g. lac Erie; lac Turkana; lac Ladoga), mais aussi d'autres types comme des mers fermées (e.g. mer d'Azov; mer d'Aral) ou des lagunes (e.g. lagoas dos Patos; lagune de Nantucket; certaines lagunes d'Alaska).

Bien que des études locales et thématiques aient déjà été conduites sur ces systèmes, seules de rares études sédimentologiques intégrées à l'échelle d'un bassin y ont été effectuées. Finalement, la dynamique des *WWB* et son expression sédimentaire à l'échelle d'un bassin restent largement méconnues malgré des implications potentiellement importantes. En effet, d'un point de vue académique, conceptualiser la formation et l'évolution des *WWB* est incontournable pour la caractérisation des bassins sédimentaires continentaux dans lesquels les systèmes *WWB* occupent probablement une place importante. Les conséquences en termes de reconstruction paléogéographique et de compréhension des architectures sédimentaires sont nombreuses. D'un point de vue sociétal, les littoraux de la plupart des *WWB* récents ou actuels ont pu correspondre ou correspondent à des zones privilégiées de peuplement humain ou faunique. La compréhension de leur dynamique est donc une préoccupation majeure dans l'aménagement des aires anthropisées et la protection de la biodiversité. Enfin, leur compréhension a des implications directes en termes de ressource. Les roches mères issues des paléo-étendues d'eaux continentales représentent 20% du pétrole mondial (Bohacs et al., 2002), une partie non négligeable d'entre elles sont probablement localisées au sein de paléo-*WWB*.

L'objectif de cette thèse est donc de borner le concept de *WWB* et de proposer une analyse sédimentologique détaillée d'un exemple de ce type de système sédimentaire. Pour cela, la succession tardi-wisconsinienne et holocène du bassin du lac Saint-Jean (Québec, Canada) a été choisie. Par l'intermédiaire de données de terrain (analyse de faciès et d'architecture) et géophysiques (sismique réflexion Très Haute Résolution), les architectures et faciès sédimentaires de cette région ont été observés, interprétés et illustrés pour comprendre (1) l'enregistrement sédimentaire d'un système lacustre de type *Wind-driven Water Body* (*WWB*) et (2) les modalités de sa mise en place, issues des interactions avec les forçages locaux propres au bassin du lac Saint-Jean (i.e. rebond glacio-isostatique, influence glaciaire sur la sédimentation).

ORGANISATION DU MANUSCRIT

Après cette introduction, le chapitre I rappelle les principes de base des classifications et modèles sédimentaires existants pour les bassins fermés (lacs, mer fermées et lagunes). Dans un second temps, l'origine et la définition du concept de *Wind driven Water Body (WWB)* sont présentées sous la forme d'un manuscrit.

Les chapitres II, III, IV et V détaillent ensuite le cas d'étude du bassin du lac Saint-Jean. L'état des connaissances sur les contextes physique et géologique du bassin est développé au sein de la première section du chapitre II, la méthodologie et l'origine des données utilisées sont précisées ensuite, dans la seconde section.

Le chapitre III traite du domaine sous-aquatique actuel qui correspond à la partie centrale du bassin depuis le retrait de l'inlandsis laurentidien. L'ensemble de la succession tardi-wisconsinienne et holocène est documenté par l'intermédiaire de données géophysiques (sismique réflexion Très Haute Résolution). L'évolution des faciès profonds sur l'ensemble de la période considérée est illustrée et discutée au sein de deux articles.

Le chapitre IV traite des parties émergées du bassin. La succession tardi-wisconsinienne et holocène est présentée. Elle comprend aussi des faciès profonds, recouverts par une grande variabilité d'architectures fluviales et littorales. Cette évolution des marges du bassin est présentée sous la forme d'un article.

Ensuite, le chapitre V propose une reconstitution paléogéographique du bassin du lac Saint-Jean depuis la déglaciation, qui intègre les résultats de la partie centrale (chapitre III) et des parties périphériques (chapitre IV). Il présente l'organisation sédimentaire générale du bassin et discute la mise en place d'un système de type *Wind-driven Water Body*.

Enfin, une conclusion générale dégage les apports principaux de cette étude en termes de dynamique des WWB, d'enregistrement sédimentaire d'une déglaciation en domaine précédemment englacé, et de modalités de retrait de l'inlandsis laurentidien au cours de la dernière déglaciation au Sud-Est du Québec.

CHAPITRE I

ÉMERGENCE DU CONCEPT DE *WIND-DRIVEN WATER BODY* (WWB)

INTRODUCTION

La proposition d'un regroupement de certains systèmes lacustres, marins fermés et lagunaires sous-entend que les classifications et modèles sédimentaires existants ne permettent pas d'expliquer certaines de leurs spécificités communes. En effet, dédiés à des types d'étendues d'eau particuliers, ils ne se basent donc pas sur les points communs à l'ensemble de ces systèmes. Ce chapitre a donc pour objectif d'identifier ces points communs, d'argumenter la pertinence d'un nouveau concept pour les problématiques sédimentologiques et de le borner par une définition relativement simple mais stricte.

Dans la première section de ce chapitre, les classifications et modèles sédimentaires les plus utilisés sont succinctement présentés. Dans une seconde section, le concept de Wind-driven Water Body (WWB) est défini dans un article intitulé «*Wind-driven Water Bodies and their sedimentary Record*» qui a été soumis à la revue *Terra Nova*. Un indice (I_{WWB}) est élaboré pour exprimer la physiographie nécessaire à l'expression de leur dynamique particulière. Une carte illustre la localisation des systèmes WWB actuels à sub-actuels recensés et trois exemples sont détaillés. Les structures géomorphologiques et sédimentologiques communes à ces bassins sont inventoriées, basées sur des exemples bien documentés dans de la littérature considérés comme des systèmes WWB. Enfin, la localisation de ces systèmes sédimentaires dans certaines successions géologiques est discutée.

I.A - GÉNÉRALITÉS SUR LES SYSTÈMES FERMÉS CONTINENTAUX

Sous l'appellation de systèmes fermés, l'ensemble des étendues d'eaux continentales non connectées ou connectées de manière restreinte au domaine marin ouvert sont prises en compte. Les grandes familles considérées dans cette étude sont les lacs, les mers fermées et les lagunes. Ces systèmes ont fait l'objet de diverses études au sein de plusieurs communautés scientifiques (biologiste, écologue, géologue...) et ont été par conséquent subdivisés selon de nombreuses classifications souvent dédiées à des thématiques particulières. Dans cette section, les classifications et modèles les plus utilisés sont présentés.

I.A.1. Les systèmes lacustres et marins fermés

Le terme «lac» est relativement bien défini puisqu'il caractérise une étendue d'eau continentale assez vaste et profonde pour (1) permettre l'expression, au moins localement, de la dynamique de vague (Welch, 1952) et (2) empêcher la végétation continentale de prendre racine sur l'ensemble du fond (Bates et Jackson, 1980). La notion de «mer fermée», quant à elle, est plus ambiguë. Dans ce travail, les mers fermées sont définies comme des étendues d'eau de très

grande taille correspondantes à des systèmes lacustres endoréiques ou marins épiréïques actuellement non connectés au domaine marin ouvert.

1.A.1.1. Les classifications

Les lacs, naturels ou artificiels, représentent plus de 3% des surfaces continentales (Downing et al. 2006), répartis sur l'ensemble du globe.

En géosciences, la classification génétique est la plus souvent utilisée. Elle se base sur l'origine de la dépression emplie par les eaux lacustres (Hanson, 2007; Branstrator, 2009). Onze origines de lacs sont ainsi définies, les origines tectonique, volcanique et glaciaire sont considérées comme les seules à générer des systèmes lacustres à longues durées de vie (Hanson 2007). Schnurrenberger et al. (2003) proposent une classification des lacs basée sur la lithologie dominante des sédiments. A partir des structures macroscopiques (i.e., couleur, texture, épaisseur des lamines) et de leurs compositions microscopiques, les sédiments de lacs sont classés selon trois pôles : clastique, biogénique ou chimique (Fig. I-1).

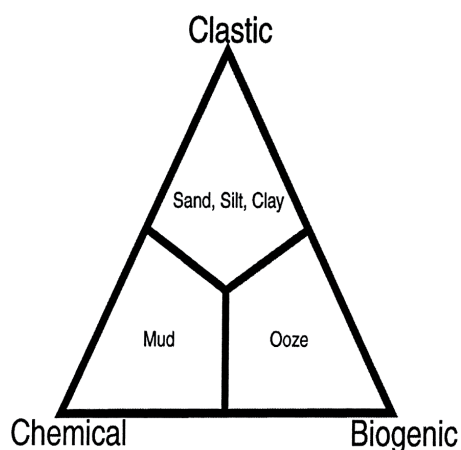


Fig. I-1. Classification des sédiments lacustres selon Schnurrenberger et al (2003).

D'autres classifications à l'interface avec les sciences de l'environnement sont basées sur certains paramètres physiques ou chimiques. Pour les biologistes et écologues, le schéma annuel de circulation des eaux, définissant les caractéristiques de mélange (lacs amictiques versus monomictiques versus polymictiques; Hutchinson, 1957; Lewis, 1983), ou encore la productivité biologique (oligotrophique vs eutrophique; Wetzel, 2001) sont considérés comme les critères pertinents pour la catégorisation des systèmes lacustres (Fig. I-2).

En conclusion, aucune des classifications précédemment présentées ne repose sur des paramètres sédimentaires dynamiques. Elles ne considèrent pas les systèmes lacustres comme des systèmes de dépôts originaux, définis par des particularités en termes d'association de faciès et d'architectures sédimentaires.

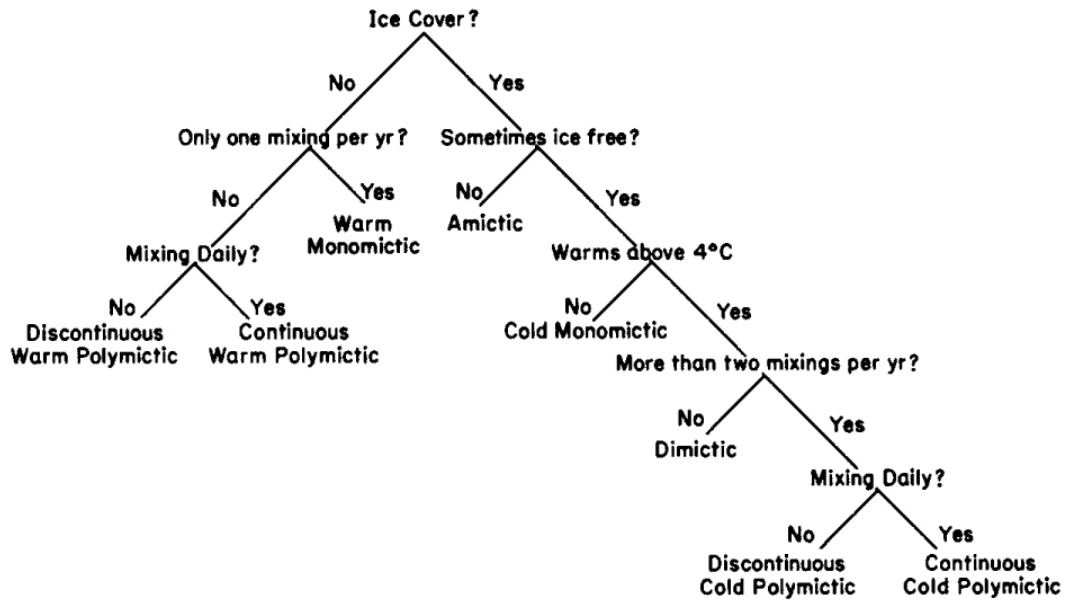


Fig. I-2. Classification des systèmes lacustres basée sur les régimes de mélange, selon Lewis (1983).

I.A.1.2. Les modèles sédimentaires

Un grand nombre de modèles sédimentaires existe, mais dédiés à des étendues d'eaux en contexte particulier : le modèle de lac de rift (Cohen, 1990; Scholtz et al. 1990; Scholz et Rosendahl, 1991, Fig. I-3) ou plus largement de lac en système extensif (Gawthorpe et Leeder, 2000), le modèle de lac de bassin d'avant-pays (Salvany et al. 1994; Fig. I-4), ou encore les modèles de playa (Smoot, 1978; Smoot, 1991) correspondent à des exemples largement diffusés. Cependant, ces modèles ne sont pas transposables à l'ensemble des systèmes lacustres et encore moins à l'ensemble des systèmes continentaux.

Seul deux modèles sédimentaires ont été établis pour une utilisation large, recouvrant l'ensemble des systèmes lacustres et marins fermés. Il s'agit du modèle de Håkanson (1982a) qui résume les processus sédimentaires à l'œuvre au sein des systèmes lacustres, et du modèle de Carroll et Bohacs (1999) qui définit trois systèmes de dépôt, basés sur les relations entre les contextes tectonique et hydroclimatique.

- Basé sur les processus sédimentaires : le modèle de Håkanson (Fig.I-5)

Håkanson (1982a) présente les processus régissant la sédimentation au sein d'un lac. Au premier ordre, il différencie deux zones, la première dominée par des processus fluviaux (sédimentation deltaïque et prodeltaïque) et la seconde dominée par des processus associés

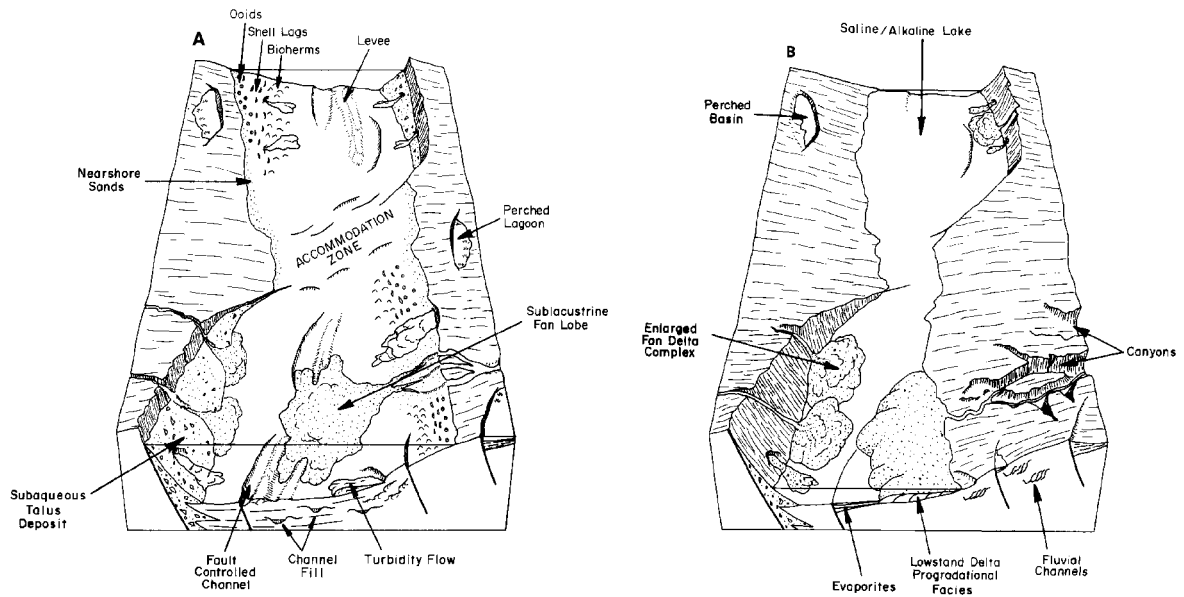


Fig. I-3. Modèle sédimentaire de lac de rift (Scholtz et Rosendahl 1991) pour une période de haut niveau (A) et de bas niveau (B). Les faciès sédimentaires sont dominés par les processus fluviaux sous la forme de delta et de delta en éventail (fan delta). Au sein du bassin, les écoulements turbiditiques sont fréquents, associés à la mise en place de chenaux levés et de lobes distaux.

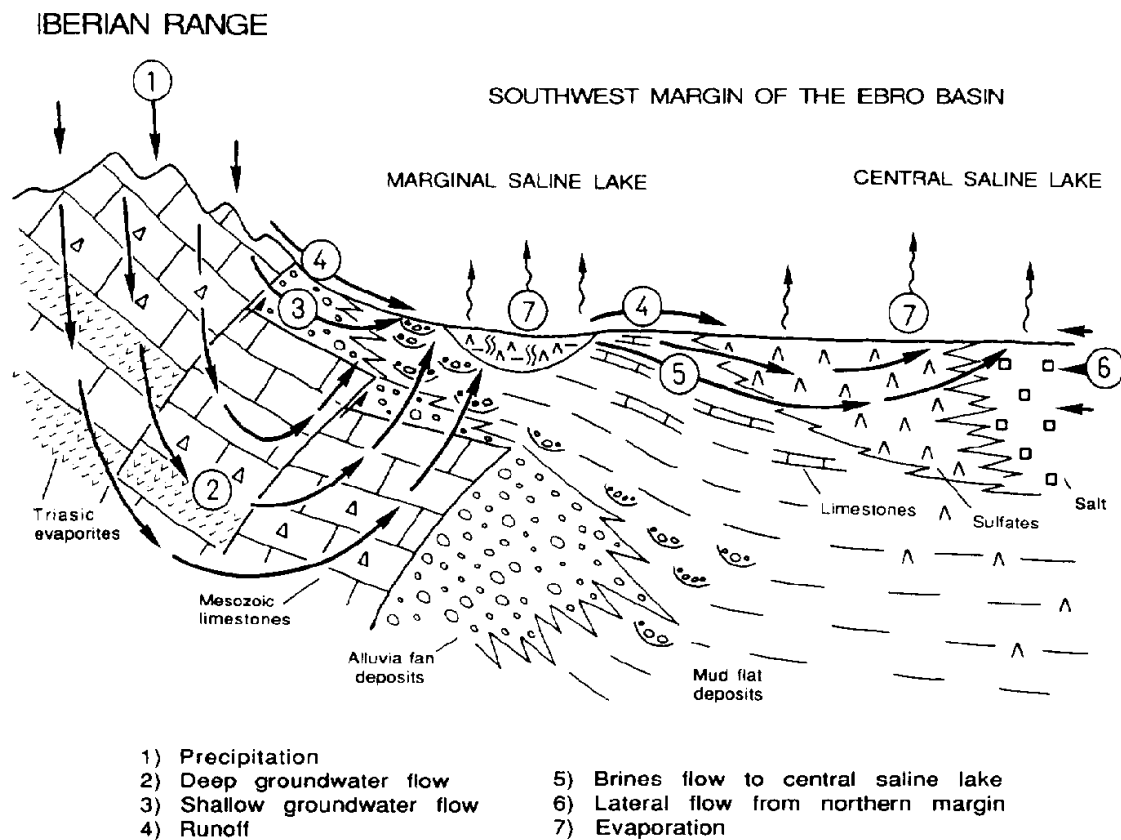


Fig. I-4. Modèle hydrogéologique de systèmes lacustres évaporitiques en contexte d'avant-pays (Salvany et al. 1994).

à la dynamique de vague (érosion et transport littoral), générée par le vent (Fig. I-5). Au sein de la zone fluviatile, les sédimentations deltaïque, prodeltaïque puis turbiditique dominant depuis les domaines proximaux jusqu'aux domaines distaux (Fig. I-5). Dans la zone dominée par les vagues, la dynamique sédimentaire est répartie entre zone en érosion (domaine littoral), zone en transport (domaine d'action des vagues) et zone en accumulation (domaine profond). Basé sur des facteurs physiographiques du bassin, cet auteur établit le «dynamic ratio» (Håkanson 1982b) qui permet d'estimer la proportion de surface du fond du lac en accumulation par rapport à la proportion de surface du fond du lac en érosion et en transport. Plus la profondeur décroît, plus le remaniement est important augmentant les superficies en érosion.

Même si les morphostructures sédimentaires sont peu développées ou très simplifiées dans le modèle de Håkanson, il rend compte de la complexité des processus profonds dans les systèmes non-marins. Ce modèle est important car il suggère que la sédimentation lacustre profonde n'est pas seulement une sédimentation issue de processus de décantation de matériel fin. Il suggère une action du vent et rapproche cette action à la physiographie du bassin.

- A l'échelle de la séquence : le modèle de Carroll et Bohacs (Fig. I-6)

Carroll et Bohacs (1999) attribuent la variabilité sédimentologique des lacs et de manière générale des systèmes fermés continentaux à un ratio entre un paramètre climatique (i.e., précipitations/évaporation) et un paramètre tectonique (i.e., taux potentiel d'accommodation, lui-même proportionnel au taux de subsidence). Les différentes combinaisons sont résumées par trois types distincts mentionnés comme *underfilled*, *balance-filled* et *overfilled* (Fig. I-6). Différents processus de dépôts générant des associations de faciès et des cortèges sédimentaires différents sont associés à chacun d'entre eux (Bohacs et al. 2000).

Le type *underfilled* est caractérisé par des précipitations et des apports fluviatiles faibles. Il est dominé par des processus d'évaporation qui génèrent des associations de faciès évaporitiques. Le type *balance-filled* est caractérisé par des précipitations et des taux d'évaporation relativement proches. Les apports fluviatiles alternent avec des processus d'évaporation générant de fortes variations de niveau d'eau. La sédimentation qui en résulte traduit ces variations par la succession de faciès peu profonds fluviaux et évaporitiques. Enfin, le type *overfilled* est caractérisé par des précipitations fortes. Il est dominé par des processus fluviatiles générant des progradations importantes associées à des faciès deltaïques.

Même si ce modèle n'apporte pas de détails faciologiques et architecturaux, il est le premier à proposer un modèle de cortège sédimentaire propre aux systèmes lacustres et marins fermés dans le but de comprendre l'organisation séquentielle de successions sédimentaires anciennes non-marines.

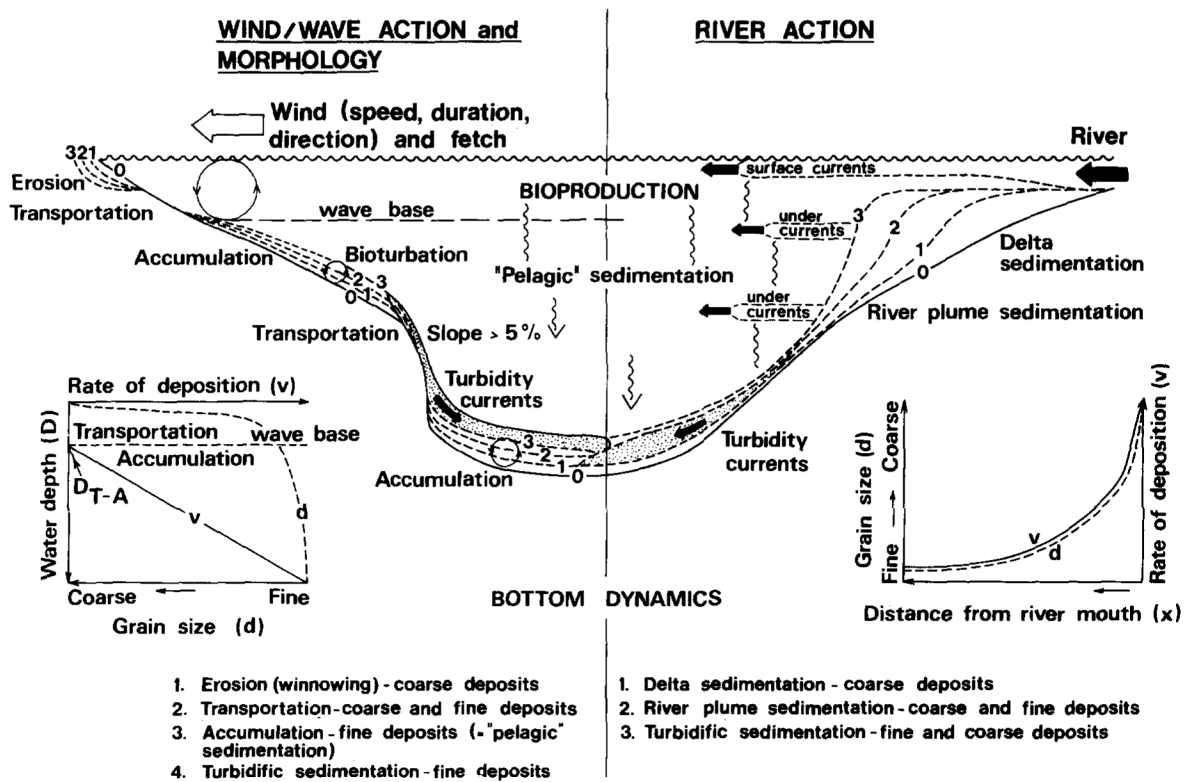


Fig. I-5. Processus sédimentaires au sein des systèmes lacustres d'après Håkanson (1982a).

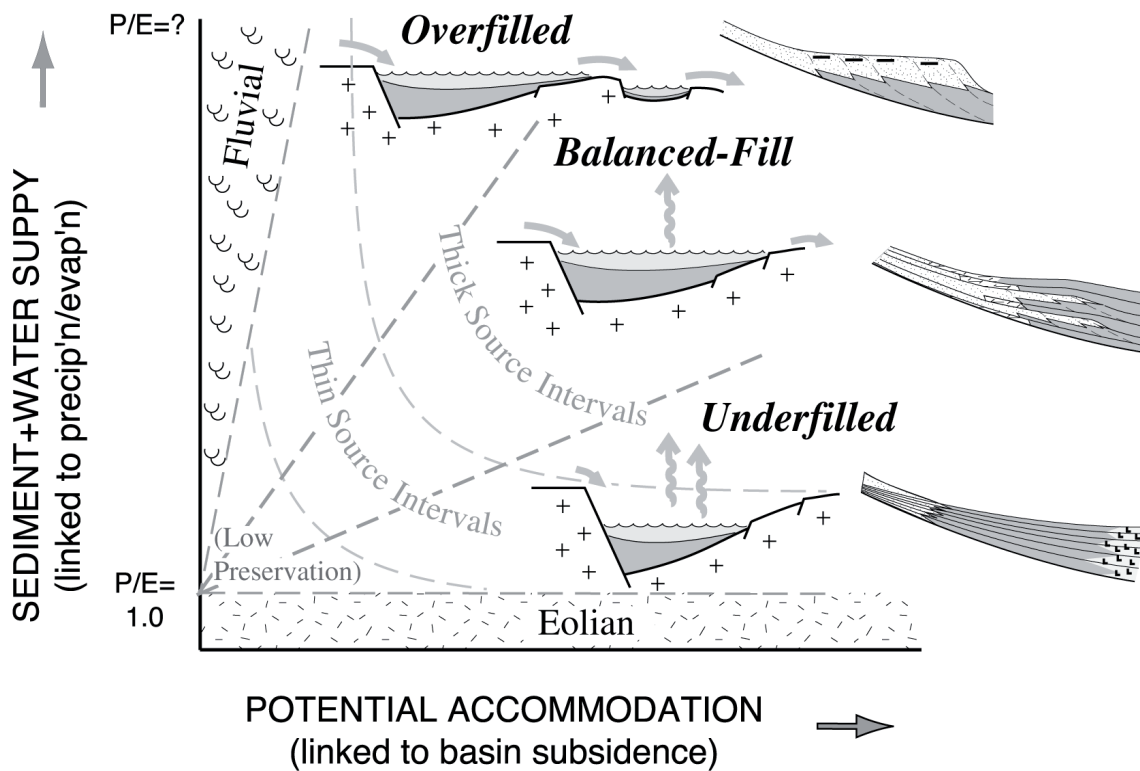


Fig. I-6. Distribution des types de bassin lacustre underfilled, balanced-filled et overfilled dans le diagramme de Carroll et Bohacs, en fonction d'un paramètre climatique P/E (Précipitation/Evaporation) et d'un paramètre tectonique représenté par le potentiel d'accommodation (i.e. espace disponible sous l'exutoire du système lacustre) (Carroll et Bohacs 1999).

1.A.2. Les systèmes lagunaires

Les lagunes côtières sont présentes sur 13% des littoraux mondiaux (Barnes 1980). Elles sont définies comme des étendues d'eau relativement peu profondes partiellement séparées ou complètement déconnectées du domaine marin ouvert par la construction d'une flèche ou d'une barrière littorale, généralement clastique (Bird, 2008). Les systèmes lagunaires sont souvent issus de la mise en place d'îles barrières et/ou de flèches sableuses (Raynal et al. 2010; Stutz et Pilkey, 2011) qui progressivement isolent des étendues d'eaux du domaine marin ouvert. Un nombre important de travaux décrit une hydrodynamique (e.g. Möller et al. 2001) et des faciès sédimentaires (Sabatier et al. 2012) directement attribuables au forçage du vent par l'intermédiaire d'une dynamique de vague au sein des lagunes actuelles. Les sédiments montrent des faciès typiquement littoraux à l'intérieur de ces lagunes, notamment à proximité de la flèche sableuse qui a isolé la lagune (Sabatier et al. 2008). Cependant pour le moment, aucun modèle sédimentaire conceptuel applicable à l'ensemble des systèmes lagunaires n'est proposé.

En effet, seulement quelques classifications ou modèles sédimentaires de dépôt sont dédiés aux lagunes. Dans la suite, la classification géomorphologique de Kjerfve (1986) est présentée (Fig. I-7), avant la description rapide du modèle de lagune transgressive (Reinson, 1992) qui reste le modèle sédimentaire le plus utilisé pour la caractérisation des séries sédimentaires anciennes (Fig. I-8).

1.A.2.1. La classification de Kjerfve (Fig. I-7)

Kjerfve (1986) propose une classification des lagunes côtières principalement basée sur leur connexion au domaine marin ouvert. Il subdivise les lagunes côtières en trois catégories : *choked*, *restricted* et *leaky*. Les lagunes de type *leaky* sont caractérisées par plusieurs connexions avec le domaine marin ouvert, l'effet des marées est prépondérant. Les lagunes de type *choked* sont complètement déconnectées du domaine marin ouvert et dominées par une hydrodynamique issue des vagues générées par le vent. Enfin, les lagunes de type *restricted* sont intermédiaires à celles des deux types précédents, la connexion est faible avec le domaine marin ouvert mais suffisante pour permettre la cohabitation des influences tidales et du vent. Aucun modèle d'évolution sédimentaire n'est cependant proposé pour chacun de ces types de lagunes et cette classification reste purement géomorphologique.

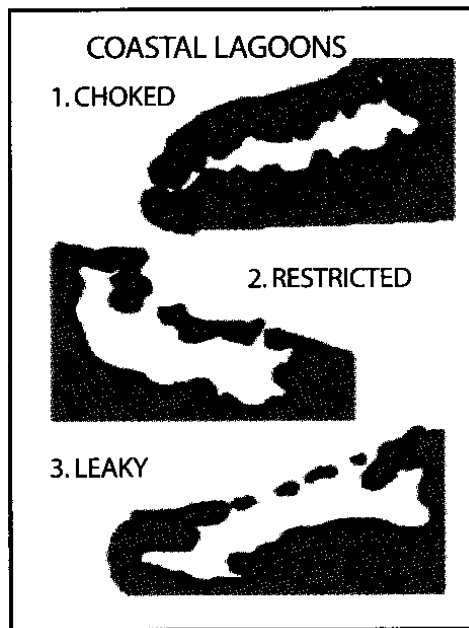


Fig. I-7. Classification des systèmes de lagune selon Kjerfve (1986).

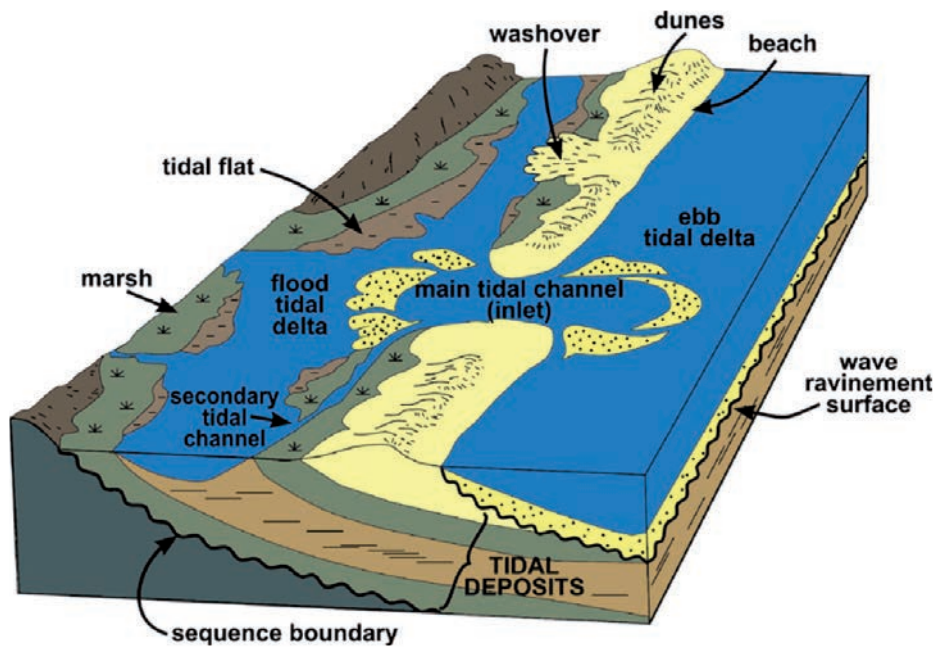


Fig. I-8. Schéma 3D d'un système de lagune-île barrière transgressive (d'après Reinson 1992; Dalrymple et Choi 2007).

I.A.2.2. Le modèle de lagune transgressive (Fig. I-8)

En contexte transgressif, les littoraux dominés par les vagues génèrent un système de lagune-île barrière (Reinson 1992) qui migre progressivement vers les terres. Ce modèle est largement utilisé dans les modèles séquentiels classiques (Cattaneo et al. 2003; Storms et Swift, 2003). Les faciès associés sont tidaux au sein de la lagune, bordés vers le large d'îles barrières sableuses composées de faciès dominés vague prenant la forme de plage ou de cônes de débordement littoraux (*washover fans*). Cependant, selon Dalrymple et Choi (2007) la préservation de ces systèmes s'effectue principalement sous la forme de dépôt tidaux, les faciès de vague étant érodés par la surface de ravinement transgressive.

CONCLUSION

Basées sur des paramètres génétiques, hydrologiques ou géomorphologiques, plusieurs classifications existent mais sont dédiées à des types particuliers d'étendues d'eau continentales. Aucune d'entre elles ne les regroupe par rapport à leur évolution hydro-sédimentaire ou ne les catégorise par l'intermédiaire de leur caractéristiques sédimentologiques communes. Finalement, ces classifications ou modèles sédimentaires ne sont soit (1) pas adaptés aux problématiques sédimentologiques, soit (2) pas transversaux aux systèmes lacustres, marins fermés et lagunaires. Cependant, l'évolution sédimentaire et les morphostructures associées d'un grand nombre d'étendues d'eau continentales montrent des similarités indiquant un forçage primordial identique. La nature de ce forçage primordial est présentée dans la section suivante de ce chapitre. Il constitue le fondement d'un regroupement des étendues d'eau continentales au sein d'un nouveau type de système sédimentaire.

Wind-driven Water Bodies and their sedimentary record

ALEXIS NUTZ, FREDERIC BOUCHETTE, MATHIEU SCHUSTER, JEAN-FRANCOIS GHIENNE, CLAUDE ROQUIN

ABSTRACT

Enclosed water bodies are multifarious continental sedimentary systems for which no unifying depositional model exists. Since hydrodynamics of many enclosed basins appears to be dominated by wind-driven processes, a new category of water bodies is identified: Wind-driven Water Body (WWB). It encompasses systems as different as lakes, inland seas and lagoons displaying a common physiographic pattern (i.e., high I_{WWB} index, ratio of the maximum representative fetch to the mean basin depth) and a prevailing forcing (i.e. wind). Observed worldwide, WWB are dominated by a wind-wave related sedimentation leading to the construction of beach ridges, spits or cusped spits along their shorelines, and potentially sediment drifts in their deeper parts. WWB concept has implications for paleoenvironmental and paleoclimate reconstructions and for geological resources exploration. A conceptual model for depositional patterns in WWB development and fossil WWB identification is proposed.

INTRODUCTION

The development of enclosed basins (lakes, lagoons, inland seas and some epireic seas) is generally reconstructed based on archives taken from their central deeper part, assuming that such records provide a comprehensive archive (e.g., Cohen, 2003). However, coeval nearshore deposits also represent a meaningful record of basin evolution (e.g., Gilbert, 1890; Schuster et al., 2005). Shorelines of enclosed basins dominated by clastics interestingly reveal a common mode of development through time and space, whatever the basin characteristics (size, climate, water chemistry, or geological setting) (Fig.1). This suggests that a unique, underlying and fundamental forcing controls the first-order dynamics of numerous lakes, lagoons and enclosed seas, as well as their sedimentary infill.

At first order, morphodynamics of many enclosed basins is controlled by water circulation patterns driven by wind waves (Sly, 1978; Allan and Kirk, 2000; Ashton et al., 2009). Whatever their size, from small (ponds, <1km) to large (lakes, >500 km) ones, they commonly exhibit high-energy coastal morphosedimentary features, such as spits or beach ridges and are thus referred to as Wind-driven Water Bodies (WWB). By discussing the distribution and origin of WWB, their physical characteristics and related sedimentary architectures, this paper shows how the WWB concept can provide a new paradigm for the interpretation of clastic successions related to enclosed basin evolution.

THE WWB CONCEPT

Wind stress over an enclosed water body generates waves with height, length and period defined at any point by wind velocity, wind azimuth and fetch. The longer the fetch and the stronger the wind, the higher and longer the waves, and consequently the deeper the wave-base (Dean and Dalrymple, 1991; Bouchette et al., 2001).

The wind regime is usually distributed around a dominant wind azimuth. A representative fetch F_m can be defined in an enclosed water body as the length of the water body (from one shoreline to the opposite one) taken along a transect parallel to this dominant wind azimuth (Fig. 1). Large F_m favors the occurrence of a deeper wave base and consequently the development of wind-wave dominated features over large areas of the water body. On the contrary, the mean water depth D_m acts as a limiting parameter because the greater the mean water depth, the larger the part of the water body below the wave-base. To combine such relationships, the non-dimensional index WWB is defined as the ratio $I_{WWB} = F_m/D_m$. Consider two water bodies displaying very different sizes and mean water depths but with comparable mean depositional slopes; the narrow and shallow-water WWB will display the same index as the deeper and longer water body, traducing self-similarity (Fig. 1; compare Fig. 2C and D). The I_{WWB} is close to the dynamic ratio of Håkanson and Jansson (1983), but gives more importance to the angular relationships between the dominant wind azimuth and the long axis of the water body (Ashton et al., 2009). Small WWB (<50 km) are sometimes referred to as fetch-limited basins in the literature (e.g. Nordstrom and Jackson, 2012).

Examples given in figure 1 show that a typical threshold value for I_{WWB} is ca. 1000. $I_{WWB} \gg 1000$ robustly characterize WWB, while $I_{WWB} \ll 1000$ relate to non-WWB enclosed basin where sedimentary processes over significant parts are not controlled by wind-wave regimes. Transitional case studies typically have I_{WWB} around 1000. Some representative present-day to Quaternary examples of WWB are provided hereafter and the application of the WWB concept to the geological record is subsequently evaluated.

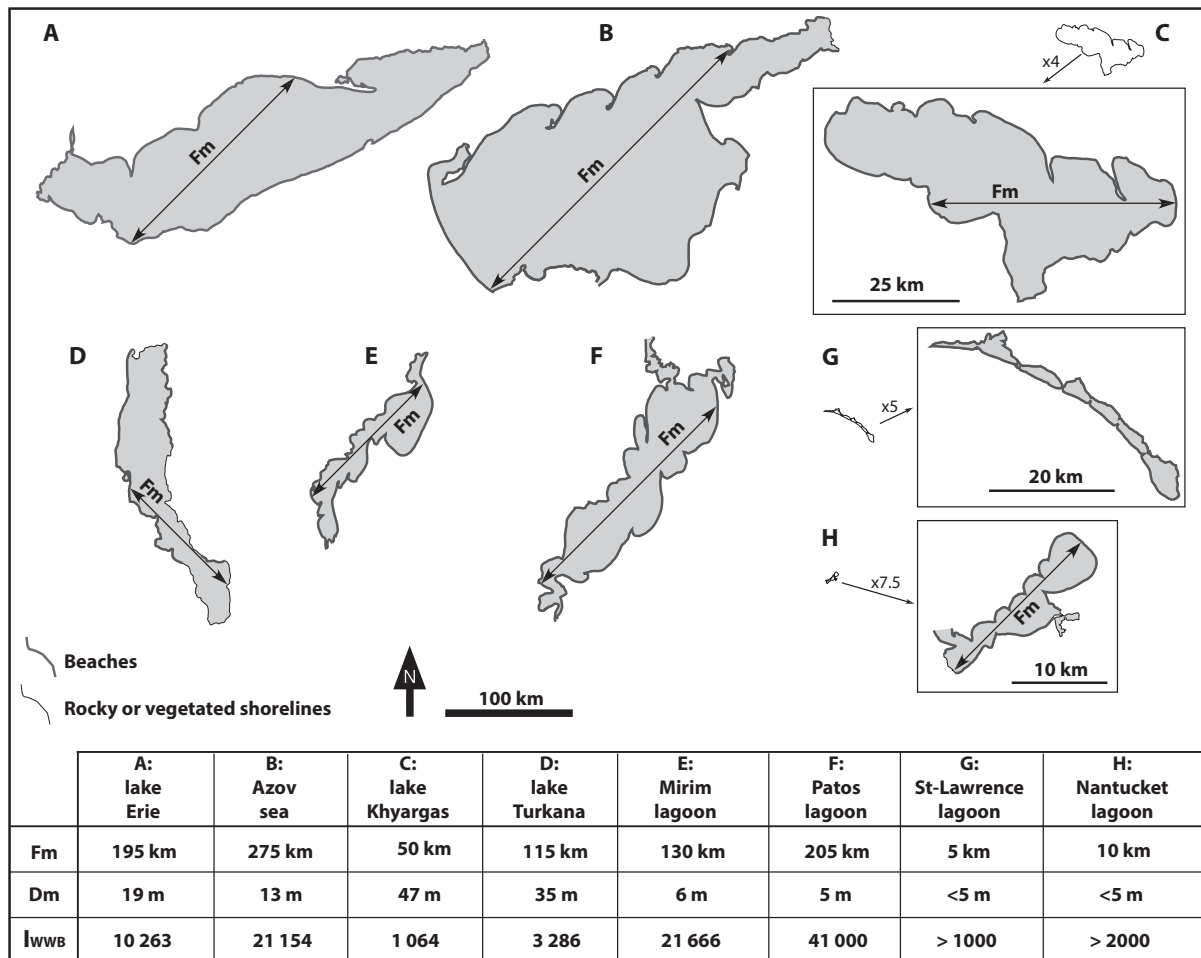


Figure 1. Outlines of eight representative WWBs. Beaches (thick line) are differentiated from rocky or vegetated coasts (thin line) highlighting where wind-wave driven accretion can occur. The fetch oriented in the dominant wind azimuth F_m and the mean depth D_m given for each WWB allow the estimate of the I_{wwb} index.

MODERN WWBs

Modern well-known WWB, not yet considered as such in most of their dedicated studies, include (1) large to giant lakes such as Lake Erie (Holcombe et al., 2003), Lake Albert (Roller et al., 2010) and Lake Turkana (Johnson et al., 1987; Garcin et al., 2012), (2) coastal lagoons such as Lagoa dos Patos (Möller et al., 2001) and Nador Lagoon (El-Alami et al., 1998), and (3) inland or epireic seas such as Aral (Boomer et al., 2000) or Azov (Matishov, 2006) seas. Other remarkable modern WWB are Lake Khyargas (Mongolia), Nantucket Lagoon (USA, northeastern coast), Saint-Lawrence Island (Russia, Bering Strait) and Chukotsky Peninsula (Russia, northern Siberia) Lagoons. Quaternary, fossil WWB are for instance Lake Eyre (Alley, 1998; Croke et al., 1998; Magee and Miller, 1998), Megalake Chad (Schuster et al., 2005) and Lake Bonneville (Gilbert, 1890; Godsey et al., 2005).

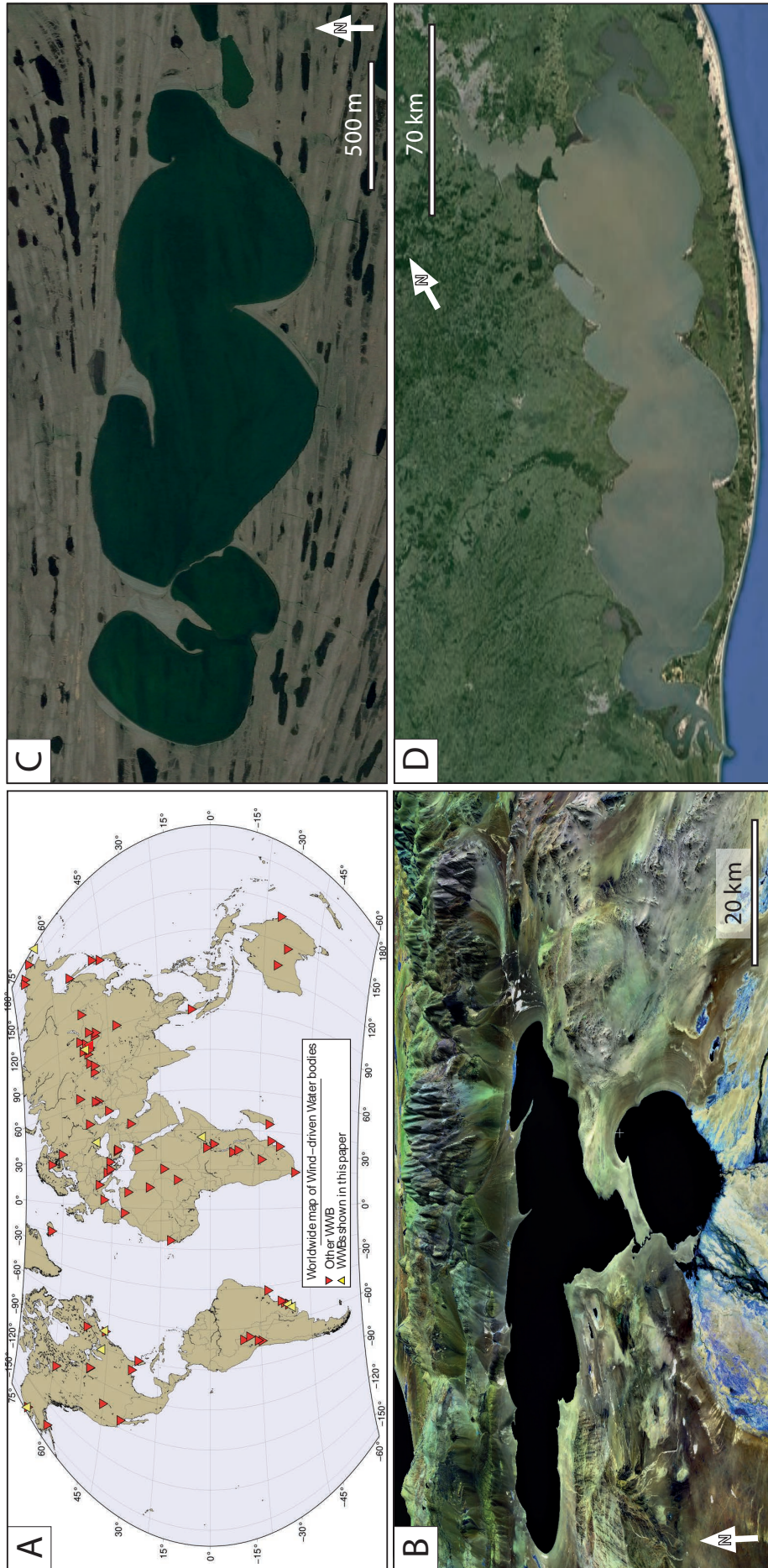


Figure 2. Multifarious WWBs. (A) Location map of some typical WWBs. (B) 3D oblique view of the Khyargas lake (Mongolia), in an active tectonic setting, with prominent spits and paleoshorelines. (C) Small lake near Krusenstern lake (Alaska), in periglacial setting, showing well-developed wind-driven geomorphic features. (D) Patos lagoon (Brazil), along the western Atlantic margin, fringed by extensive sand spit strings.

WWB occur worldwide (Fig. 2A), whatever the geotectonic, climatic and physiographic settings, as long as connection to the open sea is restricted. In domains with limited active tectonic and subsidence, a variety of circumstances result in WWB formation. In high latitudes, they frequently originate from (i) glacial erosion (Great lakes: Larson and Schaetzel, 2001), (ii) temporary glacio-isostatic flexures in proglacial settings (Algonquin Lake: Krist and Schaetzel, 2001; Ancylus Lake: Mäkinen and Räsänen, 2003) or (iii) permafrost disintegration (thermokarstic lakes: Czudek and Demek, 1970; Kozlenko and Jeffries, 2000). In arid conditions, deflation by wind generates or enlarges wide depressions, which are subsequently transformed in WWB during humid periods (northern Megalake Chad, Schuster et al., 2009). Along open-marine wave-dominated coasts, barred systems also commonly isolate WWB in the form of lagoons, especially during marine transgressions (Raynal et al., 2009; Stutz and Pilkey, 2009). Floodplain lakes may form WWB, yet generally of small extent and short duration. WWB may also arise from anthropogenic dam impoundments.

MORPHOSEDIMENTARY FEATURES AND SEDIMENTARY FACIES OF WWB

Backshore to shoreface environments

WWB nearshores are wind-wave dominated and they typically exhibit large-scale littoral morphostructures (Figs 1, 2B, C and D) in the form shoreface-connected ridges such as longshore and flying or cusped spits; down-wind barrier islands; wave-cut platforms and various cross-shore structures including surf bars, beach cusps, berms, and washover fans (Fischer, 1955; Stewart and Davidson-Arnott, 1988; Renaut and Owen, 1991; Adams and Wenousky, 1998; Magee and Miller, 1998; Nanson and Price, 1998; Blair, 1999; Komatsu et al., 2001; Krist and Schaetzel, 2001; Davidson-Arnott and Van Heyningen, 2003; Schuster et al., 2005; Matishov, 2006; Raynal et al., 2009; Raynal et al., 2010). Individually, these features closely resemble their open marine counterparts (e.g., Allard et al., 2008; Nielsen and Johannessen, 2009; Zecchin et al., 2010; Nordstrom and Jackson, 2012). Nevertheless, self-organized basin-scale symmetric and antisymmetric distributions of quasi-periodic features (e.g., cusped shorelines and spit strings) characterize WWB coasts (Zenkovitch, 1959 and 1967; Ashton et al., 2009).

However a few examples of water bodies fitting the definition of WWB with a high IWWB index do not display the typical littoral features mentioned above. Amongst them are WWB (i) with prevailing rocky coasts, (ii) with sub-circular contours (Ashton et al. 2009), (iii) at a very early stage of development or ephemeral (ice covered or playas) and (iv) with neither fetch nor adequate clastic supply.

Other geomorphic features in and around WWB

It is well understood that clastic sedimentation in and around WWB is not restricted to the nearshore zone. Wind-driven circulations force hydrodynamics beneath the wave-base in the deeper parts of water bodies. In enclosed basin they potentially induce bottom currents (Bouchette et al., 2010) remobilizing sediment in deep parts of the basins and resulting in erosion surfaces and sediment drifts (Manley et al., 2011; Wagner et al., 2012; Nutz et al., in press).

River discharges into WWB are responsible for coarse-grained deposition in deltas, fan-deltas and aprons, and for finer-grained sediment wedges deposited basinward through fall-out from turbid plumes and bedload transport off the most active river mouths (turbiditic channels, levees and lobes connected to river mouths; Düringer et al., 1991; Rogers and Astin, 1991; Mulder et al., 2003; Zavala et al., 2006; Nutz et al., in press).

WWB are characterized by gentle bottom slopes that do not favor gravitational mass transfers (Rowan et al., 1992) even if they may occur from storms or earthquakes (Schnellmann et al., 2002; Nomade et al., 2005). This contrasts with water bodies having small IWWB (i.e. high slope gradients), which experience numerous gravitational sedimentary transfers (Schnellmann et al., 2005; Normandeau et al., 2013).

In brief, some subordinate characteristics (rare gravity-driven deposits, frequent sediment drifts, lack of anoxia, ...) may form a set of evidences warning for WWB setting characterization.

Case studies

Three case studies illustrate typical sedimentary architectures of WWB infill sequences. Megalake Chad illustrates the development of very-well expressed shoreline features (Fig. 3A). In addition to littoral features, Scandinavian and North-American post-glacial lakes show internal non-depositional surfaces, thin pelagic deposits and sediment drifts in their central, deeper part (Fig. 3B). Mediterranean lagoons reveal contrasted depositional systems, grading from fluvial to wave-dominated along a land-sea transect (Fig. 3C). All these WWB cases are expected to generate thin but laterally extensive coastal and fluvial sequences prograding basinward.

WWB IN THE GEOLOGICAL RECORD

Basin view

At geological time scale WWB may constitute only ephemeral depocentres since subsequent

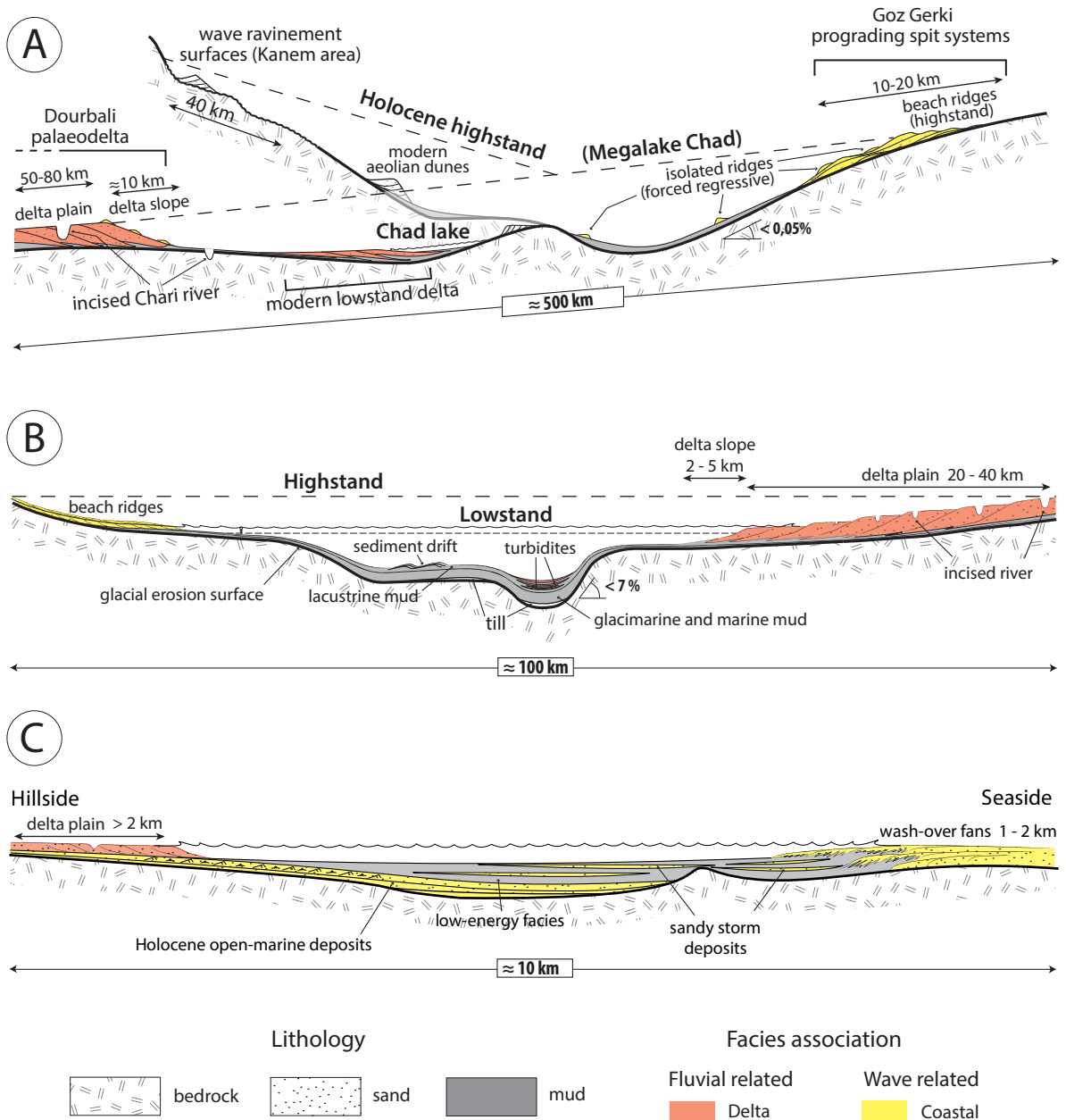


Figure 3. Stratigraphic architectures in WWB. (A) Holocene Megalake Chad as an example of very large ancient WWB in an intracratonic setting. With an area of more than 350,000 km² and a maximal water depth of 150 m (Schuster et al., 2003, 2005 and 2009), this paleolake has a I_{WWB} in the 2500-8000 range. Its paleoshorelines are outlined by prominent, very large-scale coastal morphosedimentary features (spit systems, beach ridges, wave-ravinement surface and deltas) evidencing a strong wind-driven alongshore drift (Schuster et al., 2005). Its central part was dominated by deposition of mud and biogenic silica (diatoms), not only restricted to settling since numerical simulation of hydrodynamics suggests wind-induced bottom currents along the paleolake floor (Bouchette et al., 2010). Successive paleoshorelines emplaced during forced regression record the final drying-out of the Sahara. (B) Northern hemisphere Quaternary lakes as examples WWBs in a post-glacial setting. Such WWB result from temporary glacio-isostatic flexures or glacial overdeepening that led to the post-glacial marine flooding of continental lowlands (Dionne, 1972; Björck, 1995; Occhietti et al., 2001; Felden and Schwarzer, 2012), subsequently disconnected from the ocean by glacio-isostatic rebound. Examples are Lake Champlain ($I_{WWB} = 2172$; Cronin et al., 2008), Lake Saint-Jean ($I_{WWB} = 3707$; Nutz et al., in press), Lake Erie ($I_{WWB} = 10\,263$, Fig. 1; Larson and Schaetzl, 2001), which are typical WWB. They show wave-influenced deltas (Evans and Clark 2011), sandspits, cusped forelands and alongshore bars (Stewart and Davidson-Arnott, 1988). At depth,

sediment features record active hydrodynamics on WWB floors. Manley et al. (2011), Wagner et al. (2012) and Nutz et al. (2013) describe sediment drifts indicating bottom currents. (C) Mediterranean Holocene lagoons as examples of WWB in a coastal setting. Most of them were created by the longshore growth of sand spits which gradually enclose salty water bodies (Certain et al., 2004; Raynal et al., 2009; Raynal et al., 2010; Ferrer et al., 2010). These lagoons form typical WWB (e.g. Pierre Blanche, $I_{WWB}=4500$; Arnel, $I_{WWB}=4000$; Prévôt, $I_{WWB}=4000$; Ponan, $I_{WWB}=5000$; Leucate, $I_{WWB}=3000$; Gruissan, $I_{WWB}=10000$). Along their shorelines, the wind-wave action results in wave- and current- ripples, and in swash cross-bedding (berm). Sand deposition intercalated in fine deposits often extends laterally up to the center of the system through the redistribution of marine sand from storm washovers and inlets (Sabatier et al., 2008; Raynal et al., 2010; Sabatier et al., 2012). On the landside, the lagoon sedimentation relates to fluvial deposits and architectures including fans and channel scours (Raynal et al., 2010).

continental erosion processes and transgressive ravinement surfaces result in the poor preservation potential of their relatively thin successions. However, if occurring in long-lasting basins, the short-term circumstances as listed above may combine with subsidence to archive WWB in thick successions. WWBs potentially occur in any geotectonic settings associating protracted depocentres and subsidence. Whatever they are fossilized in rift, passive margin, foreland or intracontinental sag basins, WWB may occur through time either in a perennial or an alternating mode.

Perennial WWBs act as long-lasting systems, as far as subsidence and sediment supply are adjusted, maintaining WWB essentials. Relatively thin (<100 m; Gai-As Formation, Stollhoffen et al., 2000) or thick (<300 m; Kap Stewart Formation, Dam and Surlyk, 1992 and 1993; Lagoa Feia Formation, Carvalho et al., 2000) lake successions may form over several million years time intervals, depending on long-term subsidence rates. They typically characterize the base of deepening-upward rift-related sequences or the top of shallowing-upward wrench-related sequences (1-10 Myr; Blesa Formation, Meléndez et al., 2000; Albert Formation, Keighley, 2008). Shallow, overfilled lake systems (sensu Carrol and Bohacs 1999; Bohacs et al., 2000), as well as epiroic sea settings (Matoshko et al., 2009) are expected to generate such perennial WWB.

WWBs on the alternating mode come about at places where WWB essentials occur in turn repeatedly. Related successions are characterized by deposits from WWB and non-WWB environments. Indeed, shallow, balanced or underfilled lake systems (sensu Carrol and Bohacs 1999; Bohacs et al., 2000) comprise thin successions of WWB-related sediments interbedded with deep lacustrine, fluvial, aeolian or evaporitic deposits (Rogers and Astin, 1991; Gaupp et al., 2000; Cojan, 1993, 2000; Bourquin et al., 2010). Similarly, sea incursions in lake-dominated systems (Meléndez et al., 2000; Chen et al., 2007) or marine transgressions over lagoonal systems (Kieft et al., 2011) insert non-WWB deposits in WWB sequences.

MODERN VERSUS ANCIENT SYSTEMS

In the above-cited sedimentary successions, evolutions of enclosed water bodies have been described at long timescales. Most of them display clastic wave-dominated shorelines (beach deposits, HCS beds and wave ripples; Allen, 1981; Martel and Gibling, 1991; Aspler et al., 1994; Karabiyikoglu et al., 1999; Basilici, 2000; Changsong et al., 2001). Usually, these deposits are interpreted as being genetically related to wave-influenced deltas or fan deltas (Fig. 4A).

Though spits and other longshore-related features characterize the worldwide modern WWB (Figs. 1, 2, 4), they are still to be found in pre-Quaternary geological records. Considering ancient enclosed water body successions, the proportion of WWB is expected to be comparable to the present day situation. The underrepresentation of spit systems in fossil WWB could be explained by the fact that: (i) preserved WWB successions preferentially illustrate active tectonic settings, where nearshore features are subordinate relative to fluvial-dominated depositional wedges; (ii) in contrast with Quaternary case studies, key landforms are not preserved for the recognition of spits; (iii) km-scale outcrops are not available and (iv) confusion may arise when interpreting clinofolds (mouth-bar/delta foresets versus spit architectures). Furthermore, the larger-scale, spit-related architectures have preferentially developed during highstand conditions close to basin margin. Where marked lowstand and highstand levels alternate (lakes, epiroic seas) such spit-related features could be spatially disconnected from more basinal successions, and then characterized by a reduced preservation potential. In such a case, the reconstruction of a regional-scale profile including spit system is not straightforward. Thus, shoreline features characterizing WWB development must have been largely overlooked in the geological record, especially when studying lake successions.

CONCLUSION

In this paper, a new sedimentological paradigm is proposed to unify lacustrine, marine inland and lagoonal systems, with respect to their sedimentary evolution. Considering the wind as the primordial forcing on sedimentation, water bodies from a wide range of geological and climate settings belong to a single set referred to as Wind-driven Water Body (WWB). Most of them are recognizable by the development of typical wind-wave related sedimentary features such as beaches, spits, cusps or deep sedimentary features such as sediment drifts, forming an original sedimentary basin. Observable worldwide, present-day WWB are defined by a common physiographic pattern summarized by their high IWWB index, reflecting high length/depth ratios in the prevailing wind azimuth.

This work results in a new conceptual model for shallow-water enclosed basins, where WWB correspond to the wind-wave dominated end-member, contrasting with a fluvial-dominated

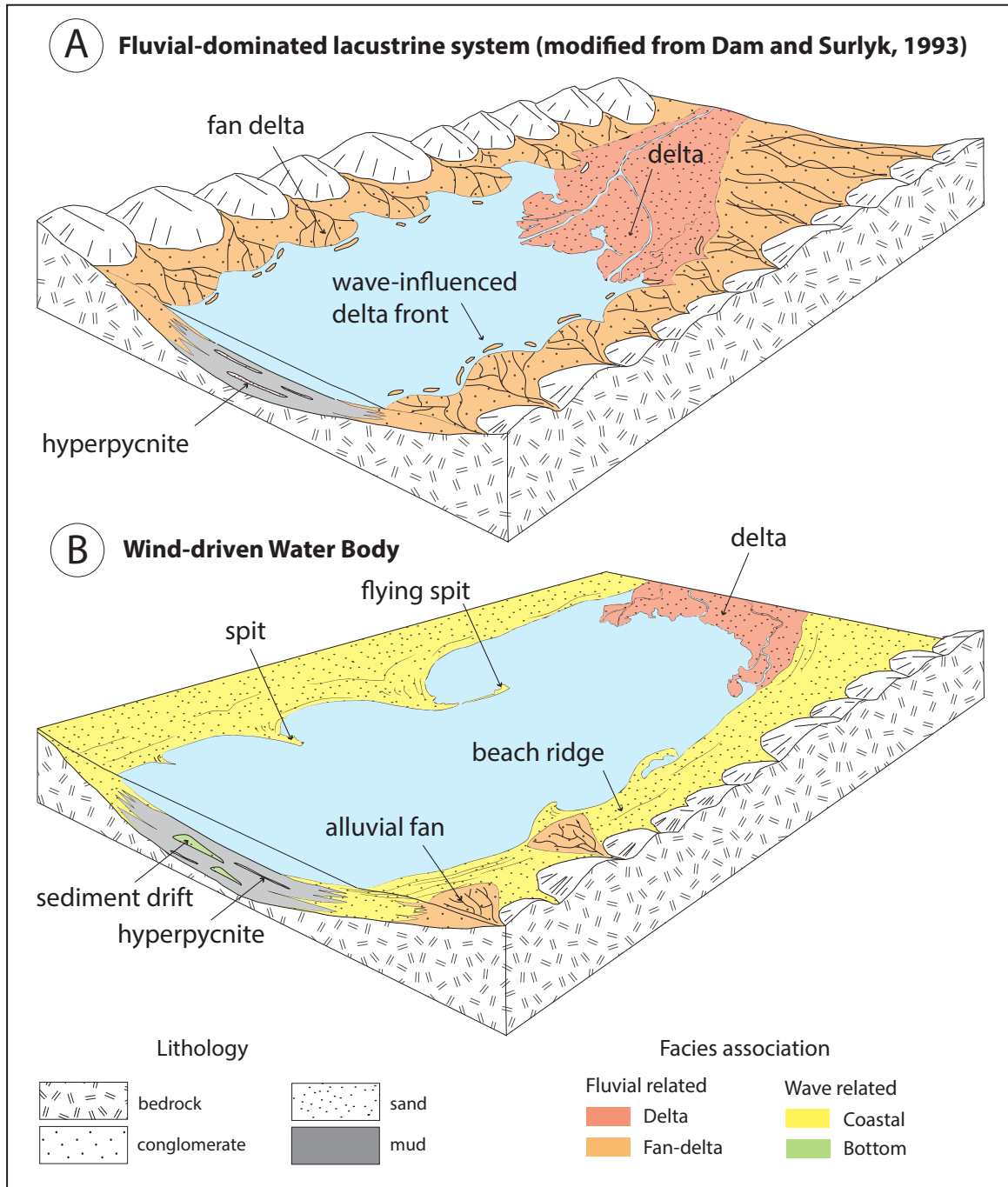


Figure 4. End-member conceptual depositional models for enclosed shallow-water basins. (A) Widely accepted view of shallow lacustrine systems (modified from Dam and Surlyk, 1993) characterized by predominant fluvial processes (axial delta, alluvial fans) possibly generating turbidites/hyperpycnites in distal parts. (B) Proposed model for WWB basins where wind-induced processes prevail, resulting in extensive coastal landforms (beach ridges, spits) and sediment drifts in the central part.

end-member (Fig. 4). WWB concept has implications for paleoenvironment reconstruction and geological resources exploration. Obviously, a major sedimentological issue concerns the distinction between WWB and open-marine depositional environments in the geological record, since they can develop resembling wave-induced coastal sedimentary features. This may call for reevaluation of published interpretations of wave-dominated successions. Reservoir

models inferred from the fluvial-dominated end-member describe laterally juxtaposed, poorly connected, sedimentary wedges (alluvial fan, mouth bars, shoreface and foreshore sands; e.g. Ambrose et al., 1998). WWB sedimentation results in sandy coastal wedges that potentially form quasi-continuous, high-quality reservoirs for hydrocarbons (Bohacs et al., 2000) or water resources (Lofi et al., 2013). In WWB, extensive high-energy beaches also provide potential workable heavy mineral concentrations as littoral placers (e.g., Lake Turkana, Reid and Frostick, 1985). Finally, the WWB concept has importance for hydroclimatic reconstructions. For instance, their typical mild slope results in large and fast migration of shoreline belts (up to hundreds of kilometers in a few hundred years, with consequences on human occupation) and the architecture of WWB coastal geomorphic features is closely related to paleohydrology and paleowind regime.

NAME	LONG.	LAT.	TYPE
Lake Qinghai	100.17	36.88	Lake
Lake Eyre	137.36	-28.36	Lake
Lake Bonneville	-111.81	40.32	Lake
Azov sea	36.98	45.96	Epireic sea
Lake Erie	-81.34	42.06	Lake
Lake Turkana	36.22	3.11	Lake
Lagoa dos Patos	-51.36	-31.19	Lagoon
Lake Khyargas	93.35	49.12	Lake
Porto Allegre lagoon	-50.99	-31.03	Lagoon
Lagoa Araruma	-42.19	-22.91	Lagoon
Lake Victoria	32.72	-1.28	Lake
Aral Sea	60.62	45.11	Inland sea
Lake Uvs	92.74	50.36	Lake
Lake Yoa	20.50	19.05	Lake
Palavasian lagoons	3.83	43.49	Lagoon
Lake Balkhash	77.99	46.39	Lake
Lake Zaysan	84.10	48.01	Lake
Venice lagoon	12.34	45.43	Lagoon
Lake Skadar	19.23	42.21	Lake
Lake Vistonida	25.13	41.03	Lake
Lake Egirdir	30.88	38.05	Lake
Lake Beysegir	31.59	37.77	Lake
Kara Bogaz	53.86	41.24	Lake
Salar Uyuni	-67.60	-20.20	Lake
Lago Poopo	-67.11	-18.68	Lake
Lake Athabasca	-109.81	59.17	Lake
Lake Baatsagan	99.13	45.59	Lake
Lake Bogd	100.73	45.06	Lake
Lake DoodNuur	99.39	51.35	Lake
Lake Fayoum	30.66	29.47	Lake
Lake Kokaral	60.69	46.46	Lake
Lake Kosyl	48.19	49.06	Lake
Barun	115.66	50.08	Lake
Lake Kusmurnyn	64.82	52.69	Lake
Laguna Roja Aguada	-65.95	-13.01	Lake
Lake Har	93.18	48.08	Lake
Lake Dorgon	93.46	47.66	Lake
Lagoa Poelela	35.06	-24.53	Lake
Lake Tolbo	90.06	48.55	Lake
Lake Oygon	96.58	49.15	Lake
Lake Alakol	81.72	46.14	Lake
Arabella	19.11	-34.34	Lake
Lagoa Itapeva	-49.90	-29.48	Lagoon
Lake St-Lucia	32.45	-27.99	Lake

Supplementary material. List of worldwide currently identified WWB (n=80). WWB presented in this study are highlighted in light gray. Name, geographical coordinates and type are given for each example.

Lagoa de Ibiraquera	-48.68	-28.15	Lagoon
Nantucket lagoon	-70.04	41.30	Lagoon
Nador lagoon	-2.85	35.16	Lagoon
St-Lawrence island	-170.50	63.35	Lagoon
Lake Hur Us	92.27	48.05	Lake
Lake Albert	30.87	1.61	Lake
Lago Arare	-64.67	-15.39	Lagoon
Lake Ogii	102.77	47.77	Lake
Lake de Guiers	-15.84	16.23	Lake
Lake Saint-Jean	-72.05	48.60	Lake
Chott el Djerid	8.40	33.70	Lake
Megalac Chad	14.85	13.53	Paleo-lake
Lake Ladoga	32.47	60.42	Lake
Lake Ancylus	26.30	64.68	Paleo-lake
Lake Hvitarvatn	-19.85	64.61	Lake
Lake Nonvianuk	-155.60	59.03	Lake
Lake Krusenstern	-163.60	67.12	Lake
Melbourne lagoon	-80.59	28.07	Lagoon
Choctwhatchee lagoon	-86.40	30.41	Lagoon
Oyster lagoon	-70.60	41.36	Lagoon
Edgartown Great	-70.56	41.35	Lagoon
Anakoa lagoon	43.64	-23.71	Lagoon
Lake Prespa	21.03	40.92	Lake
Ostrova Serykh Gusey	-174.42	66.87	Lagoon
Salton	-115.88	33.35	Lake
Lake Mweru	28.76	-8.97	Lake
Lake Bangwelo	29.75	-11.15	Lake
Lam Pam lagoon	100.30	7.5	Lagoon
De Long strait	178.88	69.31	Lagoon
De Long strait 2	175.86	69.82	Lake
Lake Twin	-95.78	46.40	Lake
Lake West Leaf	-95.48	46.41	Lake
Lake Boomerang	153.14	-25.22	Lake
Lagoa Mirim	-53.09	-32.72	Lagoon
Lagoon Saroma	143.80	44.14	Lagoon
Lagoon Zaliv Kakar	143.18	53.08	Lagoon

Supplementary material. continues

CHAPITRE II

ÉTUDE DU BASSIN DU LAC SAINT-JEAN (QUÉBEC, CANADA) : CONTEXTE GÉOLOGIQUE, MÉTHODOLOGIE ET DONNÉES UTILISÉES

INTRODUCTION

Après avoir défini le concept de WWB, un exemple de bassin WWB va faire l'objet d'une étude sédimentologique intégrée présentée dans les chapitres suivants. Le bassin du lac Saint-Jean a été choisi comme cas d'étude à ce travail de thèse pour trois raisons principales. Premièrement, ce système sédimentaire répond aux critères de définition des WWB. En effet, c'est un système lacustre caractérisé par une profondeur moyenne faible (~11,6 m) au regard de ses dimensions dans les directions NO/SE (43 km), O/E (33 km) ou SO/NE (32 km) correspondants aux directions des vents prépondérants. Ces caractéristiques lui confèrent un I_{WWB} compris entre 3707 et 2758, largement supérieur à la valeur seuil de 1000 (cf. I.B). Le développement d'une flèche littorale dans sa partie sud et la proportion importante de son pourtour actuellement affectée par une érosion côtière très active, confirme l'influence de la dynamique de vague dans le bassin et suggère une contribution importante du vent à la dynamique sédimentaire du bassin. Deuxièmement, l'évolution paléogéographique de ce système est, au premier ordre, bien contrainte. Les changements paléo-environnementaux majeurs sont connus pour la période tardi-wisconsinienne et holocène même si les âges associés restent sujets à caution. Troisièmement, le bassin du lac Saint-Jean est bien instrumenté depuis près d'un siècle. A partir de 1913, un suivi des variations du niveau du lac est mené. Plusieurs stations météorologiques sont aussi présentes dans le bassin, l'une d'entre elles enregistre depuis 1971 un certain nombre de données climatiques et météorologiques (direction/intensité du vent, précipitation, température...).

Dans ce chapitre, le bassin du lac Saint-Jean est présenté ainsi que la méthodologie et les données utilisées pour cette étude. Les contextes physique et géologique sont détaillés, replacés dans le contexte régional du Sud du Québec. L'ensemble des informations est basé sur une compilation de travaux publiés dans la littérature.

II.A - LE BASSIN DU LAC SAINT-JEAN : CONTEXTE PHYSIQUE ET GÉOLOGIQUE

II.A.1. Contexte géographique et géomorphologique

Le bassin du lac Saint-Jean est situé à l'Est du Canada, au Sud de la province du Québec entre 71° et 73° Ouest et 48° et 49° Nord (Fig. II-1). Il mesure plus de 120 kilomètres sur son axe le plus long, orienté NO-SE, et plus de 60 kilomètres sur son axe le plus court, orienté NNE-SSO. Il est bordé à l'Ouest et au Sud-Ouest par le massif des Laurentides qui culmine à plus de 500 mètres d'altitude. A l'Est et au Nord-Est, le bassin est bordé par les hautes terres du bouclier canadien qui dépassent 500 mètres d'altitude à proximité du bassin (Fig. II-1A). Le bassin du lac Saint-Jean est situé au Nord-Ouest du fjord du Saguenay (Fig.

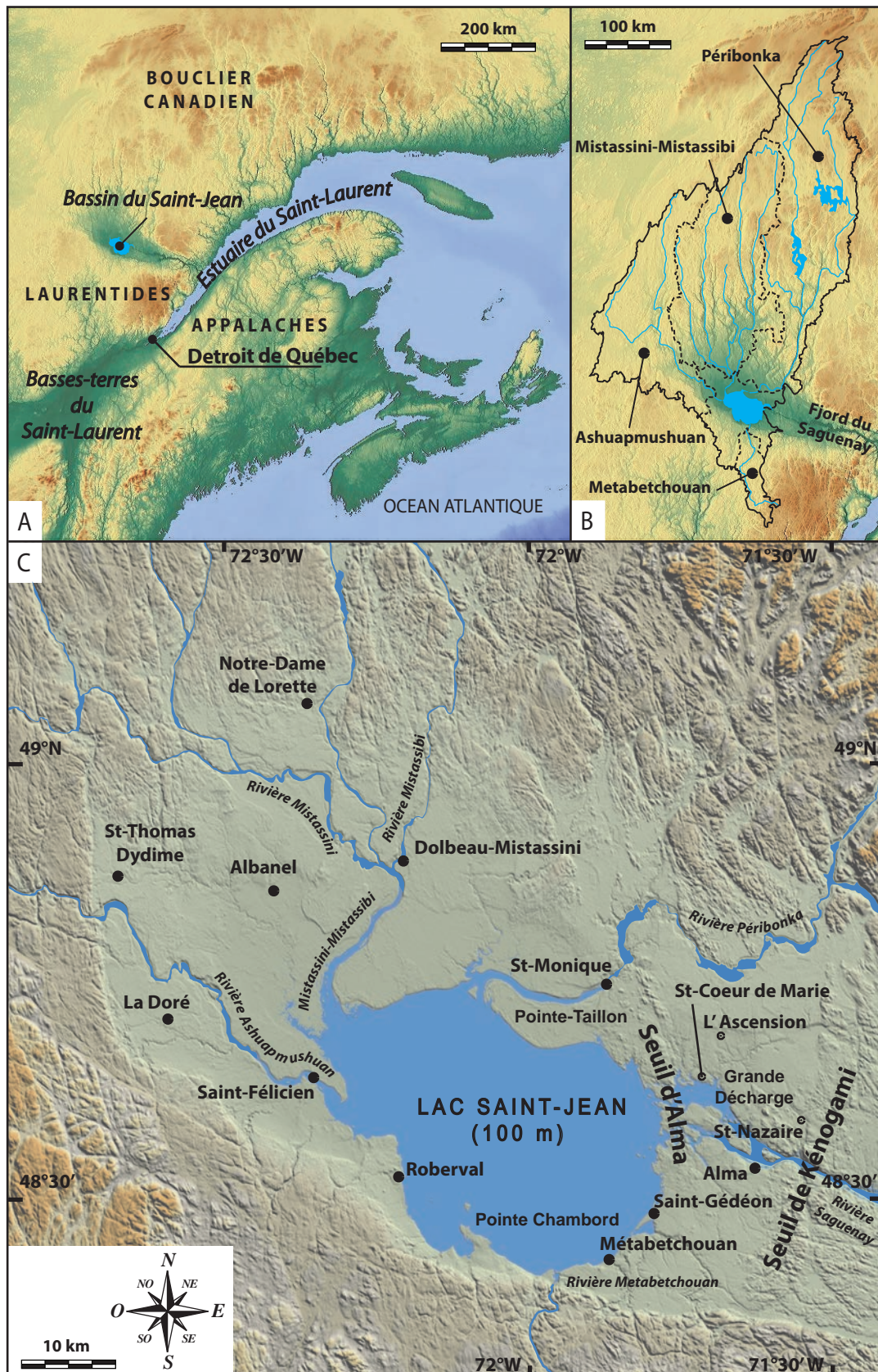


Fig. II-1. Carte de localisation de la zone d'étude. A) Carte régionale du Sud du Québec indiquant la localisation du bassin du lac Saint-Jean. B) Limite du bassin versant du lac Saint-Jean (trait plein) et aire de drainage des quatre grandes rivières qui atteignent le lac (trait tireté). C) Carte détaillée du bassin du lac Saint-Jean sur fond de modèle numérique de terrain (SRTM3).

II-1B), qui débouche dans l'estuaire du Saint-Laurent à Tadoussac, 160 kilomètres en aval d'Alma. La limite du bassin se situe entre 200 et 220 mètres d'altitude, caractérisée sur la frange Sud-Ouest par un ressaut topographique de 10 à 20 m de dénivellation (Fig. II-1). Au Nord et à l'Est, la limite du bassin est plus diffuse, marquée par l'apparition progressive du socle à l'affleurement et l'amincissement progressif des sédiments quaternaires qui marquent la limite de la zone de dépôt.

La partie centrale du bassin du lac Saint-Jean est occupée par le lac Saint-Jean (Piékouagami), dont la cote varie de manière saisonnière entre environ 98 et 101,5 m (Fig. II -2). Sa superficie dépasse 1000 km². Son plus grand axe est orienté NO-SE et mesure 44 km, tandis que sa largeur maximale mesure 33 km (Fig. II -1C). Le lac est barré au Sud-Est par le seuil d'Alma (Fig. II - 1C) et alimente la rivière Saguenay à l'aval par l'exutoire de la Grande Décharge. Le bassin versant du lac Saint-Jean occupe une surface d'environ 73 800 km², il s'étend du Nord au Sud sur environ 550 km et d'Est en Ouest sur environ 200 km (Fig. II -1B). Le lac Saint-Jean connaît une période de gel annuel d'environ 6 mois, de décembre à mai (Fig. II-2). Il est alimenté par quatre tributaires majeurs qui sont les rivières Péribonka, Ashuapmushuan, Mistassini-Mistassibi et Métabetchouan. Ses tributaires montrent des variations saisonnières de débits très importantes. Bien qu'ils ne soient pas affectés par un arrêt complet des apports, leurs débits sont très faibles en hiver (Fig. II-2), repartant très rapidement à la hausse lors de la fonte des neiges qui génère des débits printaniers très forts (Fig. II-2). Ceci entraîne des variations annuelles très importantes du niveau du lac entre la fin du printemps et l'été, de l'ordre de 2,5 m actuellement, et de plus de 4 m avant 1926 (Fig. II-2). En effet, la construction du barrage de l'Isle Maligne en 1926, à l'exutoire du lac Saint-

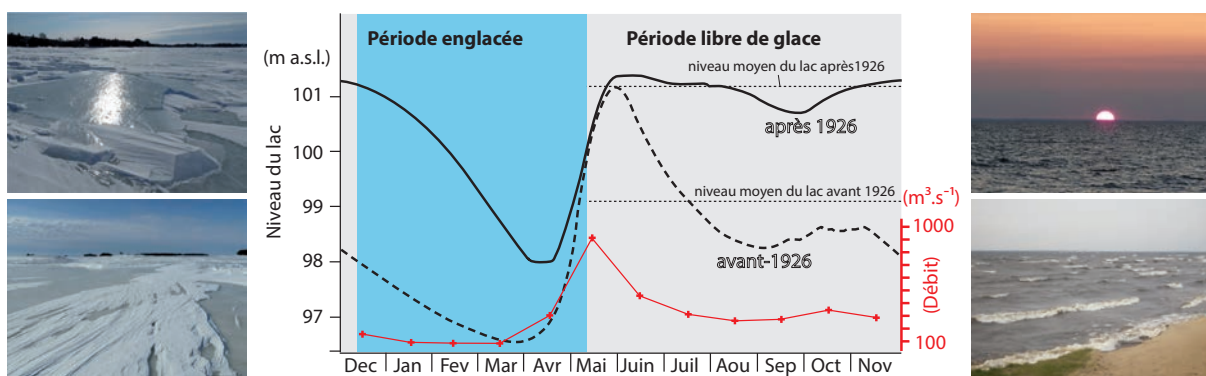


Fig. II-2. En noir, courbes des variations saisonnières du niveau du lac Saint-Jean avant la mise en place du barrage à l'exutoire en 1926 et après, depuis la gestion du niveau d'eau (source : Rio Tinto Alcan; www.energie.alcan.com). Les niveaux moyens estimés pendant la période déglacée du lac avant et après 1926 sont représentés indiquant un rehaussement anthropique moyen d'environ 2,5 m. En rouge, débits moyens mensuels de la rivière Ashuapmushuan (Fig. II-1) (source : Centre d'expertise hydrique Québec; www.cehq.gouv.qc.ca) qui représente un cours d'eau à écoulement naturel dans le bassin du lac Saint-Jean.

Jean, a entraîné un rehaussement du niveau moyen du lac d'environ 2,5 m pendant la période déglacée (Fig. II-2). Son plus bas niveau actuel est presque 1,5 m plus haut qu'avant 1926, alors que son plus haut niveau actuel est 0,2 m plus haut qu'avant 1926. En 1952, un premier barrage a été construit le long de la rivière Péribonka. Il marque le début de la régulation des apports en eaux du lac Saint-Jean. Aujourd'hui, trois barrages sont localisés le long de la rivière Péribonka et de ses affluents.

II.A.2. Contexte climatique

Plusieurs stations météorologiques au sein du bassin du lac Saint-Jean permettent d'avoir une bonne connaissance des conditions météorologiques actuelles. La compilation et le traitement de données, enregistrées sur la durée d'une normale climatique (30 ans) par le service météorologique du Canada (<http://www.climat-quebec.qc.ca>), permet notamment d'obtenir les données classiques de températures, précipitations, intensité et direction du vent. La classification des climats de Köppen (1900), basée sur les températures et les précipitations, permet de définir le type de climat, le régime pluviométrique et les variations de température relatifs à la région d'étude. Le climat affectant la région d'étude est défini comme un climat continental caractérisé par une température moyenne du mois le plus froid inférieure à -3°C et une température moyenne du mois le plus chaud supérieure à 10°C. Cette région se caractérise par des saisons estivale et hivernale bien marquées. Le régime pluviométrique est de type humide, il pleut tous les mois entraînant l'absence d'une saison sèche. Pour la région du lac Saint-Jean, la station de Roberval indique un cumul annuel moyen de 591,2 mm/a. Les variations de température indiquent un été tempéré, défini par une température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 22°C mais des températures moyennes pour les quatre mois les plus chauds supérieures à 10°C.

Annuellement, les vents soufflent principalement depuis le Nord-Ouest, l'Ouest et le Sud-Ouest (Fig. II-3). Les vents de Nord-Ouest sont légèrement plus fréquents par rapport aux vents d'Ouest ou de Sud-Ouest (Fig. II-3A), en accord avec l'orientation de nombreuses dunes éoliennes préservées à plusieurs endroits dans le bassin (Côté et al. 1990) migrant vers le Sud-Est (Fig. II-3B, C et D), dont un exemple a été daté dans cette étude à 4 300 +/- 300 ans (Table II-1; localisation IV.B, Fig.5). Ceci semble indiquer une relative stabilité dans le temps des directions principales de vent permettant, dans la suite du manuscrit, de considérer les vents d'origine Nord-Ouest comme les vents prédominants dans le bassin sur de la période étudiée.

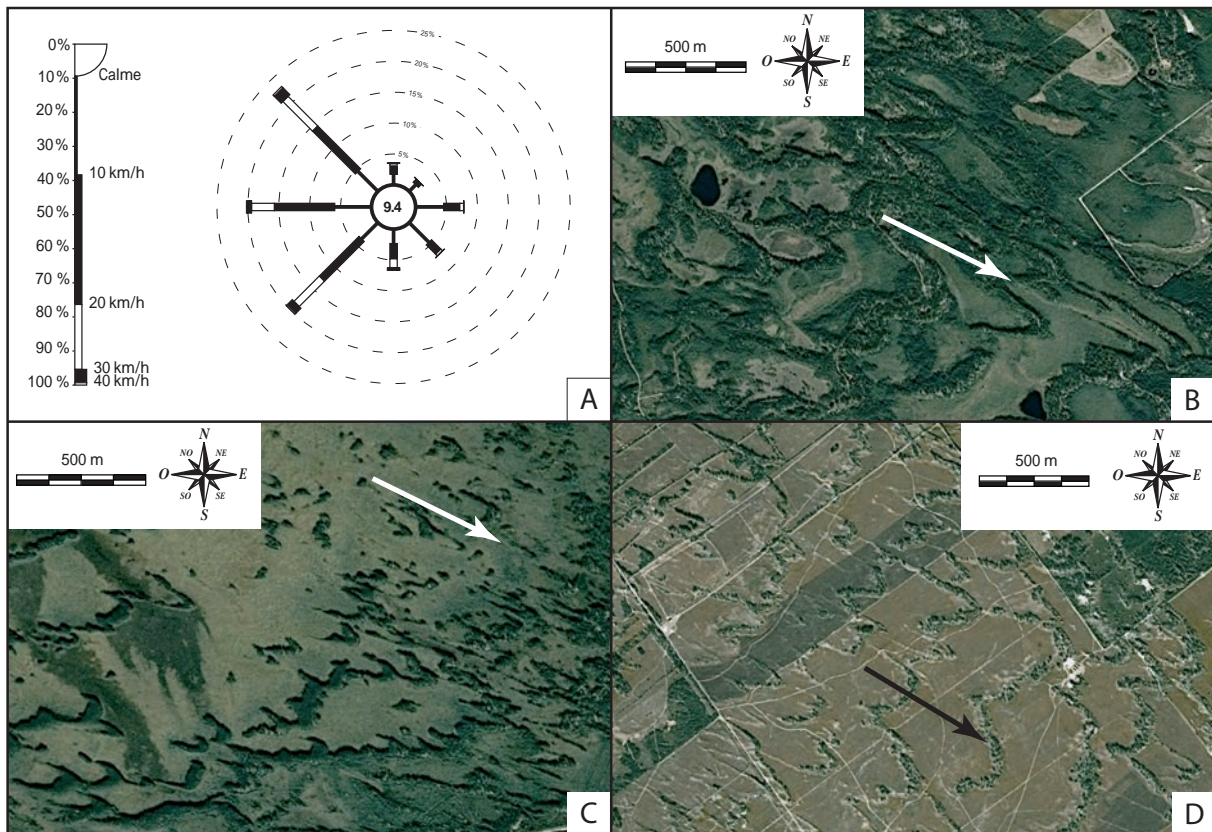


Fig. II-3. Orientation des vents au sein du bassin du lac Saint-Jean. A) Distribution annuelle des directions de vents et des intensités associées pour la station de Roberval entre 1971 et 2000 (source : Climat-Québec; www.climat-quebec.qc.ca). B, C et D) Morphologies préservées de dunes éoliennes paraboliques qui ont migré globalement vers le Sud-Est (flèches), indiquant des paléo-vents de Nord-Ouest récurrents pendant l'Holocène (image Googleearth).

II.A.3. Contexte géologique

La province grenvillienne est issue du cycle orogénique grenvillien, estimé entre 1090 et 980 millions d'années (Higgins et Van Breemen, 1996; Rivers, 1997; Hebert et Van Breemen, 2004), résultant de la collision des continents Laurentia et Amazonia au cours de la mise en place du supercontinent Rodinia (Li et al. 2008). Le bassin du lac Saint-Jean est cantonné sur une province structurale mentionnée comme la ceinture polycyclique allochtone (*allochthonous polycyclic belt*), correspondante à une des trois provinces structurales identifiées par Rivers (1989) qui composent l'orogène grenvillien. Plusieurs lithologies ignées constituent le socle cristallin de l'aire d'étude (Fig. II-4). Un complexe de gneiss, incluant trois générations de roches (Dimroth et al. 1981) issues d'une activité magmatique d'arc autour de 1,5 Ga (Dickin et Higgins, 1992), correspond à la lithologie la plus ancienne. Ce complexe gneissique est intrudé par trois pulses d'une série d'anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG; Fig. II-5A, B) (Higgins et Van Breemens, 1996) régionalement identifiée au Sud-Est du Québec, associée aux périodes extensives entre les phases orogéniques Shawinigan, Ottawan et Rigolet

qui ont composé le cycle orogénique grenvillien (Rivers, 1997). Pour McLelland et Selleck (2010), la série AMCG de la région du lac Saint-Jean est associée à l'extension origininaire de l'effondrement tardi-orogénique Shawinigien daté autour de 1,155 Ga. Finalement, des plutons de diorite quartzeuse à monzonite quartzeuse, de monzonite, de syénite et de granite constituent le troisième type de roche, contemporain à la série AMCG pour Higgins et Van Breemens (1996), légèrement postérieur pour Dimroth et al. (1981). Au-dessus, des calcaires et shales cambro-ordoviciens (Fig. II-5C, D) affleurent dans certaines parties du bassin. Au début du Cambrien, l'ouverture de l'océan Iapetus a affecté la province de Grenville par la mise en place du rift du Saint-Laurent (Tremblay et al. 2003), associé aux deux structures de rift avorté d'Ottawa et du Saguenay (Kumarapelli, 1985; Cousineau et Longuépée, 2003). Dans le bassin du lac Saint-Jean, les roches ordoviciennes traduisent ce rifting par l'intermédiaire de dépôt de marge (Desbiens et Lespérance, 1989; Lavoie et Asselin, 1998). Elles correspondent à une succession de 40 à 75 mètres d'épaisseur, divisée en cinq formations datées du Sandbien moyen à l'Hirnantien : ces formations sont de bas en haut les formations de Tremblay, de Simard, de Shipshaw, des Galets et des Shales de Pointe-Bleue (Desbiens et Lespérance, 1989; Lavoie et Asselin, 1998).

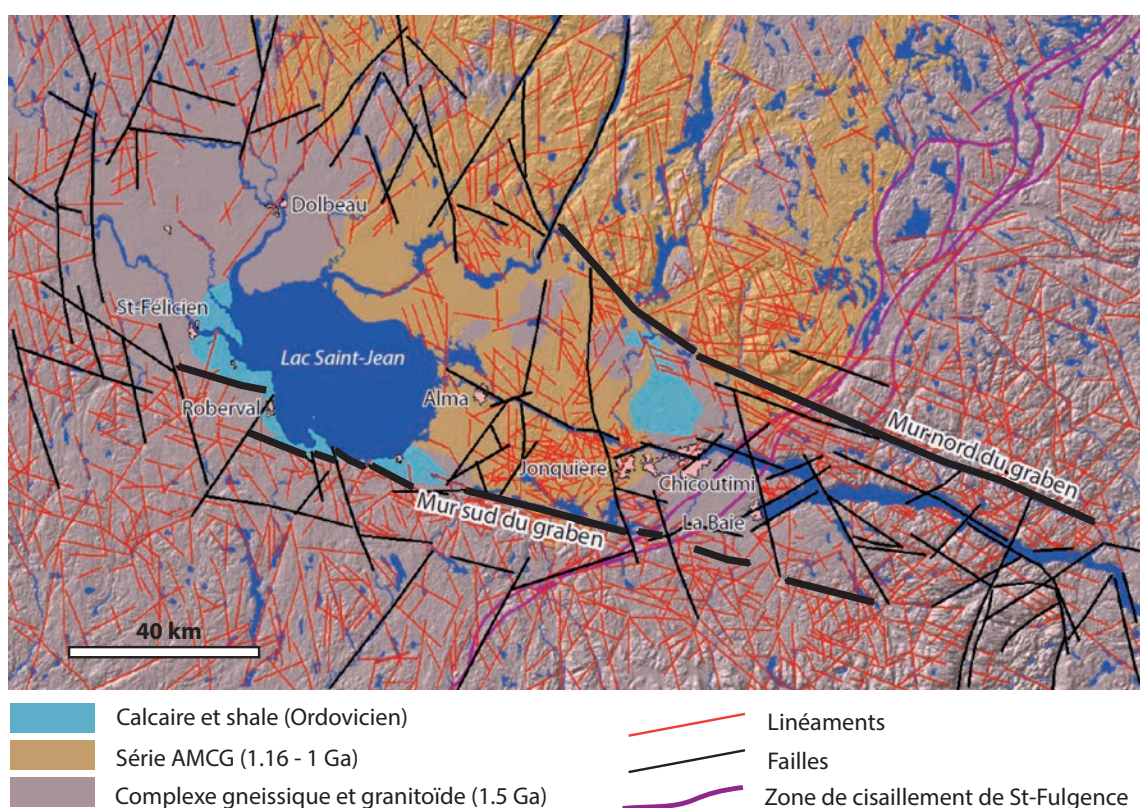


Fig. II-4. Carte géologique simplifiée du bassin du lac Saint-Jean montrant les roches constitutives du socle et leur structuration (modifiée d'après Rouleau et al. 2011).

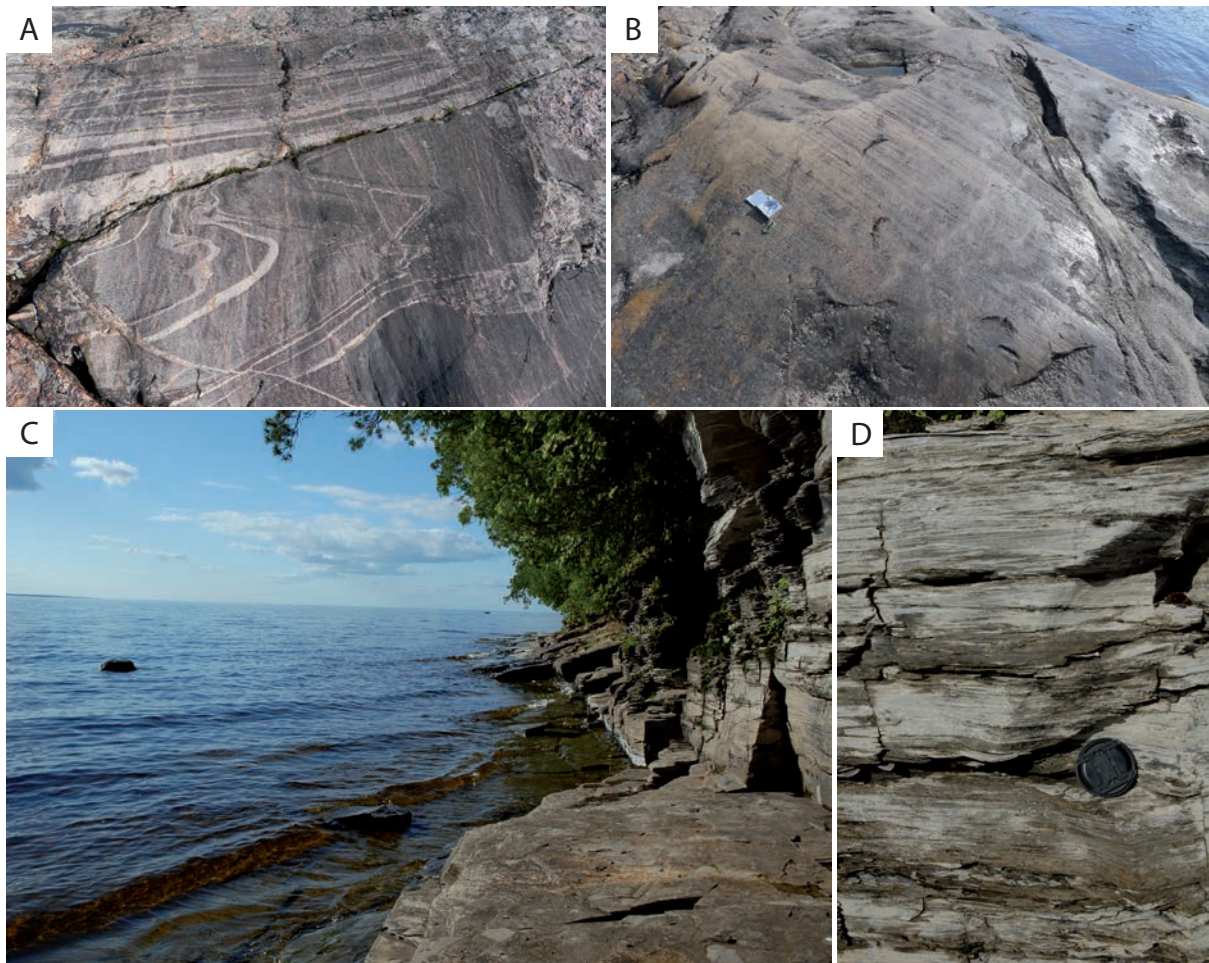


Fig. II-5. Socle géologique du bassin du lac Saint-Jean. A et B) Socle igné protérozoïque (suite AMCG) poli par abrasion glaciaire indiquant un sens d'écoulement glaciaire N°170. C et D) Socle sédimentaire (calcaire Ordovicien).

II.A.4. Modalités et chronologie de la déglaciation wisconsinienne

II.A.4.1. Au Sud du Québec

Le Quaternaire a été rythmé par plusieurs phases glaciaires/interglaciaires sur l'ensemble de la planète, notamment en Amérique du Nord (Richmond et Fullerton 1986). Dans l'Est du Canada, deux cycles glaciaires intercalés par un interglaciaire ont été identifiés (Anderson et al. 1990; Clet et Occhietti 1995). Ces deux cycles glaciaires représentent les deux dernières phases glaciaires du Quaternaire, connus en Amérique du Nord sous les noms de phases illinoienne et wisconsinienne, séparées par une phase interglaciaire mentionnée comme le sangamonien. L'extension de la phase illinoienne est assez mal contrainte à l'inverse de la phase wisconsinienne qui a été intensivement documentée et qui est bien connue sur l'ensemble de l'Amérique du Nord ainsi que dans la province du Québec (e.g. Clayton et Moran, 1982; Klassen, 1983; Richmond et Fullerton 1986; Fulton et al. 1986; Dyke et al. 2004; Stokes et al. 2012). Un certain nombre d'auteurs a compilé des données sur les modalités

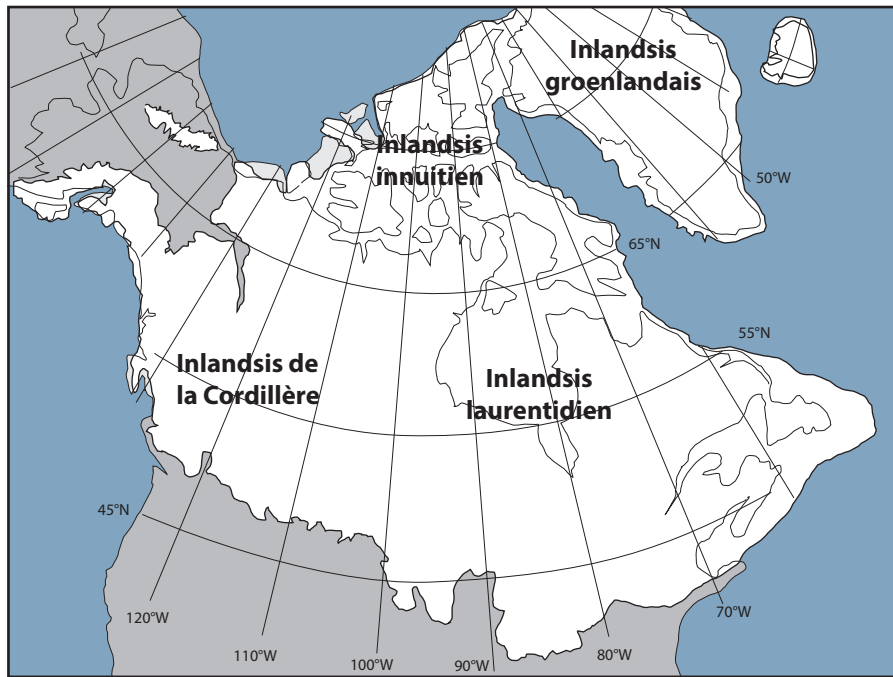


Fig. II-6. Extension des glaces en Amérique du Nord au dernier maximum glaciaire (Dyke et al. 2002)

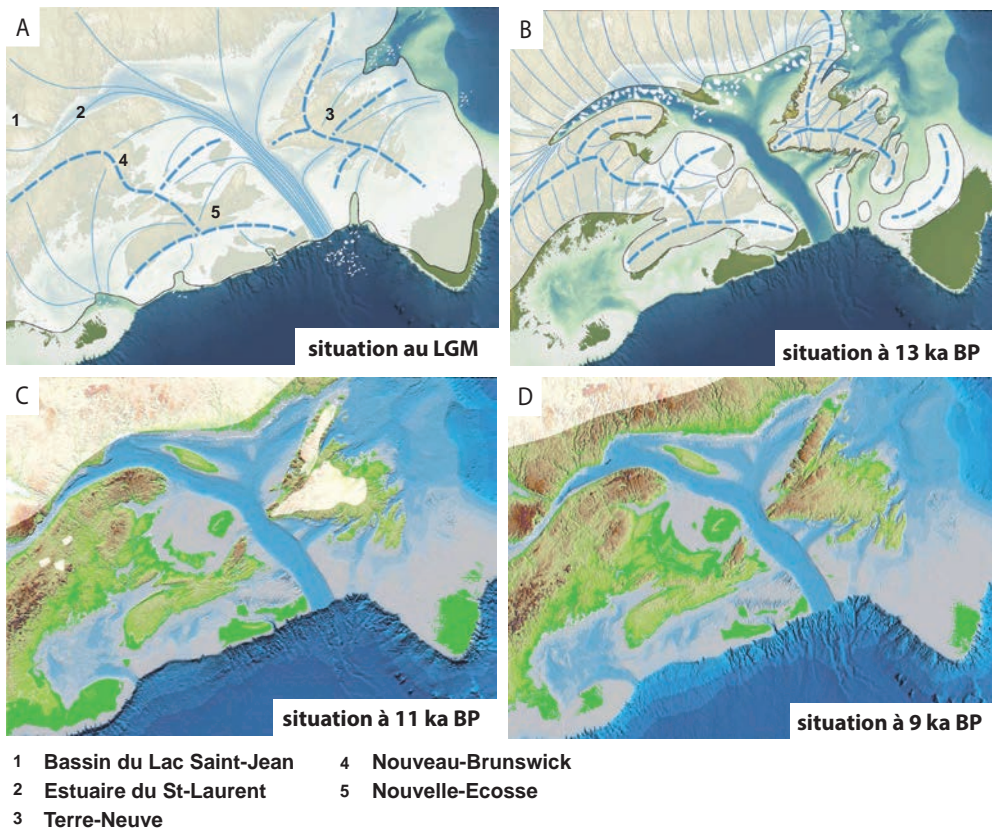


Fig. II-7. Positions successives des fronts glaciaires de la marge sud-ouest de l'inlandsis laurentidien au dernier maximum glaciaire, à 13, 11 et 9 ka BP (modifié d'après Shaw et al. 2002)

de la déglaciation wisconsinienne dans l'Est du Canada (Dubois et Dionne 1985; Shaw et al. 2002, 2006; Occhietti et al. 2011) depuis le dernier maximum glaciaire (DMG), notamment en ce qui concerne les secteurs des basses-terres du Saint-Laurent (Parent et Occhietti, 1988, 1999; Cronin et al. 2008) et de l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne 1972; Syvitski et Praeg, 1989; Praeg et al. 1992; Duchesne et al. 2007; St-Onge et al. 2008).

Dernier maximum glaciaire (DMG) – Le dernier maximum glaciaire est estimé entre 27 ka BP et 24 ka BP (31.7 et 28.8 cal. ka BP, calibration INTCAL04) lorsque les inlandsis de la cordillère, inuitien, groenlandais et laurentidien étaient coalescents (Dyke et al. 2002) (Fig. II-6). Sur la partie Atlantique du Canada, l'inlandsis atteignait la bordure de la plateforme continentale (Shaw et al. 2006; Fig.II-7A).

Mise en place des mers postglaciaires du Québec – La fonte de l'inlandsis laurentidien a entraîné la mise en place d'une ceinture de lacs proglaciaires (Parent et Occhietti, 1988; Dyke et al. 2004; Cronin et al. 2008) constituant un système complexe de drainage le long de la marge de l'inlandsis (Fig. II-8). Simultanément à l'amincissement de l'inlandsis, une circulation de glace contrôlée par la topographie a progressivement mené à la mise en place d'importants courants glaciaires, le plus significatif pour le Sud du Québec aurait été celui du Saint-Laurent (Parent et Occhietti, 1999), qui aurait démarré dans l'intervalle 16 et 15 ka BP (19,2 et 18,3 cal. ka BP) (Occhietti, 2001a) et aurait constitué une structure majeure d'écoulement glaciaire sur la marge Sud-Est de l'inlandsis laurentidien. La diminution de l'épaisseur de glace associée à l'ablation rapide par vèlage à la terminaison aval de ce genre de structure d'écoulement a entraîné un retrait rapide de fronts glaciomarins, le long d'anciens couloirs de circulation de la glace. L'estuaire du Saint-Laurent (Syvitski and Praeg 1989; St-Onge et al. 2008) a constitué une zone de retrait glaciaire très rapide, sitôt ennoyée par les eaux marines à l'origine de la mise en place de la mer de Goldthwait. Entre 13,1 et 12,8 cal. ka BP (Cronin et al. 2008), la glace se retire complètement de l'estuaire du Saint Laurent jusqu'au détroit de Québec (Fig. II-1A; Fig. II-7C). Précédemment confiné en domaine proglaciaire, le Lac Candona (Fig. II-8) se connecte à la mer de Goldthwait, suite à l'ouverture du détroit de Québec, pour former sur les basses-terres du Saint-Laurent une importante étendue d'eau connue sous le nom de Mer de Champlain (Fig. II-9; Gadd, 1988; Parent et Occhietti, 1988; Occhietti et al. 2001b). Par la suite, le retrait de l'inlandsis vers le Nord a libéré des glaces le graben du Saguenay et le bassin du lac Saint-Jean (Dionne, 1972; Hillaire-Marcel, 1979; Dionne et Occhietti, 1996), simultanément ennoyés par les eaux marines. Cette branche de la mer de Goldthwait occupant le bassin du lac Saint-Jean est connue sous le nom de Golfe de Laflamme (Laverdière et Mailloux 1956)



Fig. II-8. Extension des inlandsis nord-américains vers 12 ka BP et ceinture de lacs proglaciaires le long de la marge sud de l'inlandsis laurentidien (modifié d'après Dyke 2004).



Fig. II-9. Extensions maximales des mers post-glaciaires du Québec (bleu clair). Il est important de noter que ces mers-postglaciaires n'ont pas toutes été contemporaines et que leurs extensions maximales ont été diachrones (modifiée d'après Occhietti et al. 2004).

(Fig. II-9). Le niveau maximum du Golfe de Laflamme est enregistré par d'anciennes lignes de rivage à des altitudes actuelles de 218 m dans le Nord du bassin et à des altitudes de 170 m dans la partie Sud (Roy et al. 2011).

II.A.4.2. Dans le bassin du lac Saint-Jean

Chronologie du retrait glaciaire – Les grandes phases qui marquent la transition glaciaire/postglaciaire dans le bassin du lac Saint-Jean sont assez bien connues, cependant, les modalités précises de la déglaciation, notamment en terme de chronologie absolue, restent encore assez mal contraintes. De nombreux travaux ont clairement identifié et analysé les dépôts paraglaciers de la région du lac Saint-Jean, mais peu de tentatives de corrélations ont été effectuées avec les secteurs de l'embouchure du Saguenay, qui permettraient de lier l'histoire du bassin du lac Saint-Jean à l'histoire globale de la déglaciation du sud du Québec. Tremblay (1971) a identifié cinq anciennes positions de fronts glaciaires sur l'ensemble du bassin du lac Saint-Jean par l'intermédiaire de l'identification de sédiments proglaciaires de type moraines frontales ou cônes d'épandages juxta-glaciaires (ice-contact fan), associés aux étapes successives de retrait de l'inlandsis laurentidien (Fig. II-10A). Les deux plus anciens sont observés sur les Laurentides, sans que la continuité de ces structures au sein du bassin n'ait pu être observée. Les trois fronts les plus récents sont quant à eux identifiés mais ne sont pas datés. Le premier au sein du graben du Saguenay, les deux suivants au sein du bassin du lac Saint-Jean. Ils sont associés au retrait final de l'inlandsis le long du graben du Saguenay et du bassin du lac Saint-Jean avant la disparition complète de la glace au sein du bassin. Certaines de ces structures sont concordantes avec d'autres limites de front glaciaires estimées par d'autres études (Occhietti et al. 2004 et 2011). D'après les divers travaux existants, les fronts glaciaires présents dans le bassin du lac Saint-Jean sont tous postérieurs à l'épisode de St-Narcisse dont la moraine associée serait située sur la frange Nord de l'estuaire du Saint-Laurent (Occhietti 2007). La localisation et la datation de fronts glaciaires successifs sur l'ensemble du Québec (Occhietti et al. 2011) laisse penser que le front de l'inlandsis laurentidien se situait au niveau d'Alma vers 10,8 cal. ka BP et au niveau de Dolbeau vers 10 cal. ka BP (Fig. II-10A). L'inlandsis laurentidien est censé avoir disparu du bassin versant du lac Saint-Jean peu avant 7,5 cal. ka BP (Fig. II-10B), marquant la fin de l'influence de l'inlandsis sur la zone d'étude. Cet événement est associé dans le bassin du lac Saint-Jean à la transition tardi- à post-glaciaire.

La période régressive – Le rebond glacio-isostatique, plus important que la vitesse de remontée postglaciaire du niveau marin a entraîné la régression du Golfe de Laflamme dès

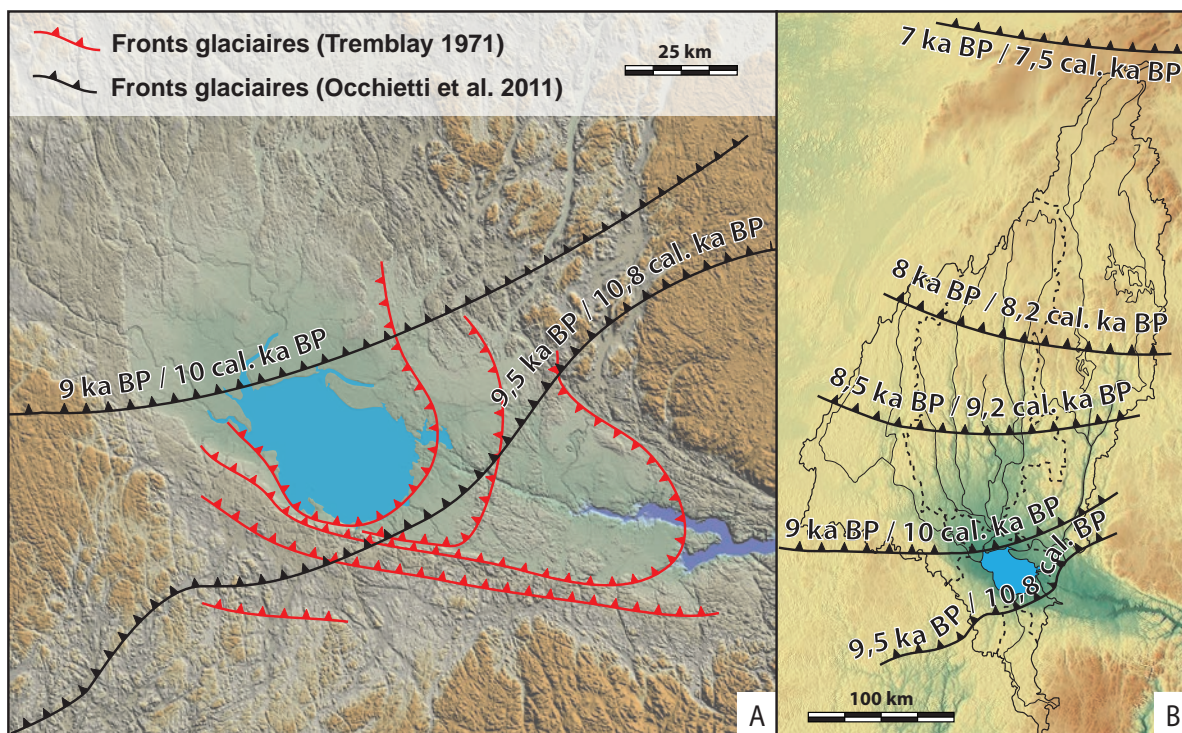


Fig. II-10. Positions successives des fronts glaciaires lors de la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean. A) Les positions issues d'un zoom de l'étude régionale à l'échelle du Québec effectuée par Occhietti et al. (2011) sont en noir. Les positions en rouge proviennent de l'étude locale effectuée par Tremblay (1971). Les différences de localisation doivent donc être pondérées par le degré de détail plus faible de l'étude régionale d'Occhietti et al. (2011). B) Limites des fronts glaciaires sur l'aire de drainage du bassin du lac Saint-Jean. Le front glaciaire en sort vers 7,5 cal. ka BP (d'après Occhietti et al. 2011).

sa mise en place, simultanément au retrait glaciaire. La connexion avec la mer de Goldthwait est interrompue à 8 ± 0.64 ka BP (Roy et al. 2011) équivalent à 8.5 ± 0.7 cal. ka BP lorsque le seuil d'Alma émerge et isole le proto-lac Saint-Jean au Nord-Ouest, de la mer de Goldthwait au Sud-est. Cette transition d'un domaine marin à un domaine lacustre est associée par Roy et al. (2011) à des paléorivages présents à des altitudes de 141 m au Nord et de 120 m au Sud. Suite à l'émergence du seuil, le soulèvement est différentiel, plus important dans les parties Nord par rapport aux parties Sud du bassin du lac Saint-Jean, maintenant une dynamique régressive jusqu'à aujourd'hui. Actuellement, la zone d'étude est encore tectoniquement active par le biais de l'action du rebond postglaciaire. Koohzare et al. (2008) estime par modélisation que le mouvement vertical de la croûte au niveau de la baie d'Hudson se situe autour de $+17$ mm.a⁻¹, décroissant progressivement vers le Sud. Au sein du bassin du lac Saint-Jean, ces auteurs estiment un mouvement vertical d'environ $+5$ mm.a⁻¹ dans la partie Nord et de $+4$ mm.a⁻¹ dans la partie Sud. Ces résultats sont relativement cohérents avec ceux de Vanicek et Hamilton (1972) qui estimaient, par traitement statistiques de relevés géodésiques, un mouvement vertical autour de $+5.9$ mm.a⁻¹ au Nord-Ouest du lac Saint-Jean (secteur de St-Félicien), et autour de $+4$ mm.a⁻¹ au Sud-Est (secteur d'Alma) du bassin du lac Saint-Jean.

Frost et Lilly, (1966) ont aussi assigné, par relevés géodésiques, des vitesses de remontée différentes entre l'Est et l'Ouest du lac Saint-Jean associé à des valeurs de +2,5 mm.a⁻¹ à l'Ouest et de +1,5 mm.a⁻¹ à l'Est.

Enfin, bien que le bassin du lac Saint-Jean soit considéré comme localisé dans une zone asismique, la région du Saguenay lac Saint-Jean borde la région sismiquement active de Charlevoix qui a enregistré cinq séismes de magnitude supérieure à 6 sur les 350 dernières années (Lamontagne, 2000). Cependant, même si l'impact de cette sismicité dans la sédimentation récente a été mis en évidence par l'occurrence de séquences turbiditiques au sein des sédiments du fjord du Saguenay (St-Onge et al. 2004), aucune trace de cette activité sismique n'a pour l'instant été identifiée au sein des sédiments quaternaires du bassin du lac Saint-Jean.

II.A.5. Lithostratigraphie synthétique du Quaternaire final au Québec

L'enregistrement sédimentaire quaternaire en Amérique du Nord, comme dans un certain nombre de régions comprises dans la même gamme de latitudes, est principalement dominé par une sédimentation glaciaire et paraglaciale. Les différentes phases glaciaires/ interglaciaires superposées par des cycles d'avancée/retrait plus hautes fréquences génèrent un enregistrement sédimentaire complexe différemment préservé en fonction de la localisation par rapport à l'inlandsis (Fig. II-11). Au premier ordre, deux phases glaciaires séparées

	Age (ka)	Etage/ sous-étage	Etage isotopique	Vallée moyenne du Saint-Laurent (Lamothe, 1989; Hardy et Lamothe, 1997)	Vallée moyenne du Saint-Laurent (Occhietti et al. 1996)	Estuaire du Saint-Laurent : île aux Coudres (Brodeur et Allard, 1985; Occhietti et al. 1996)	Bassin du Saint-Jean (Tremblay, 1971; Daigneault et al. 2011)
Post-glaciaire	10	Holocène	1	Sédiments de la Mer de Champlain	Sédiments de la Mer de Champlain	Tourbes de l'île aux Coudres	Sables
	13					Sédiments de la Mer de Goldthwait	Argile de Laflamme
Phase glaciaire	23	Wisconsinien supérieur	2	Till de Gentilly	Till de Gentilly	Till supérieur	Till et sables glaciogéniques
	32			Varves grises			
	65			Sédiments de Saint-Pierre			
Phase interglaciaire	80	Wisconsinien inférieur	4	Till de Lévrard	Sables des Vieilles Forges	Sables fluvio-glaciaires	?
				Varves de Deschailions			
	Sangamonien	5	a	Sables de Lotbinière	Sédiments de Saint-Pierre	Sables et tourbes	
			b	Erosion/ non-déposition	Argile de la Pérade	Erosion/non-déposition	
			c		Till de Lévrard	Varves de l'île aux Coudres	
d	Sables de Lotbinière	Sables de l'île aux Coudres					
e	Varve de Pierreville	Silt inférieur de l'île aux Coudres					
Phase glaciaire	130	Illinoien supérieur	6	Till de Bécancour	Formation de Pointe-Fortune	Formation de l'île aux Coudres	Complexe glaciaire de Baie-Saint-Paul
					Dépôts stratifiés		
					Till de Rigaud		
					Till de Bécancour		

Fig. II-11. Lithostratigraphie quaternaire simplifiée du Sud-Est du Québec (modifié d'après Lamarche, 2011). Les trois secteurs considérés sont la vallée moyenne du Saint-Laurent, l'estuaire du Saint-Laurent et le bassin du lac Saint-Jean.

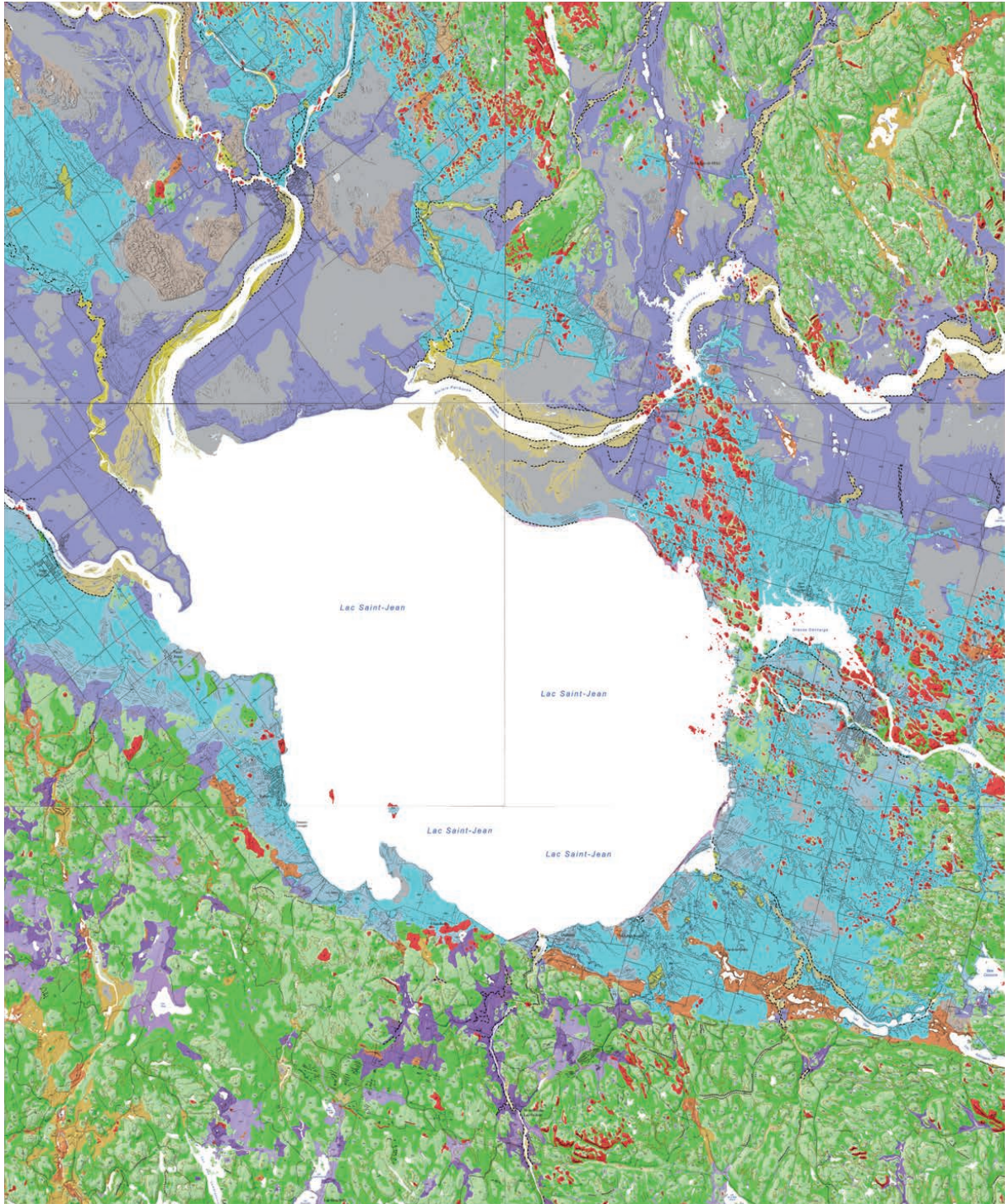


Fig. II-12. Carte des sédiments quaternaire du bassin du lac Saint-Jean (Daigneault et al. 2011).

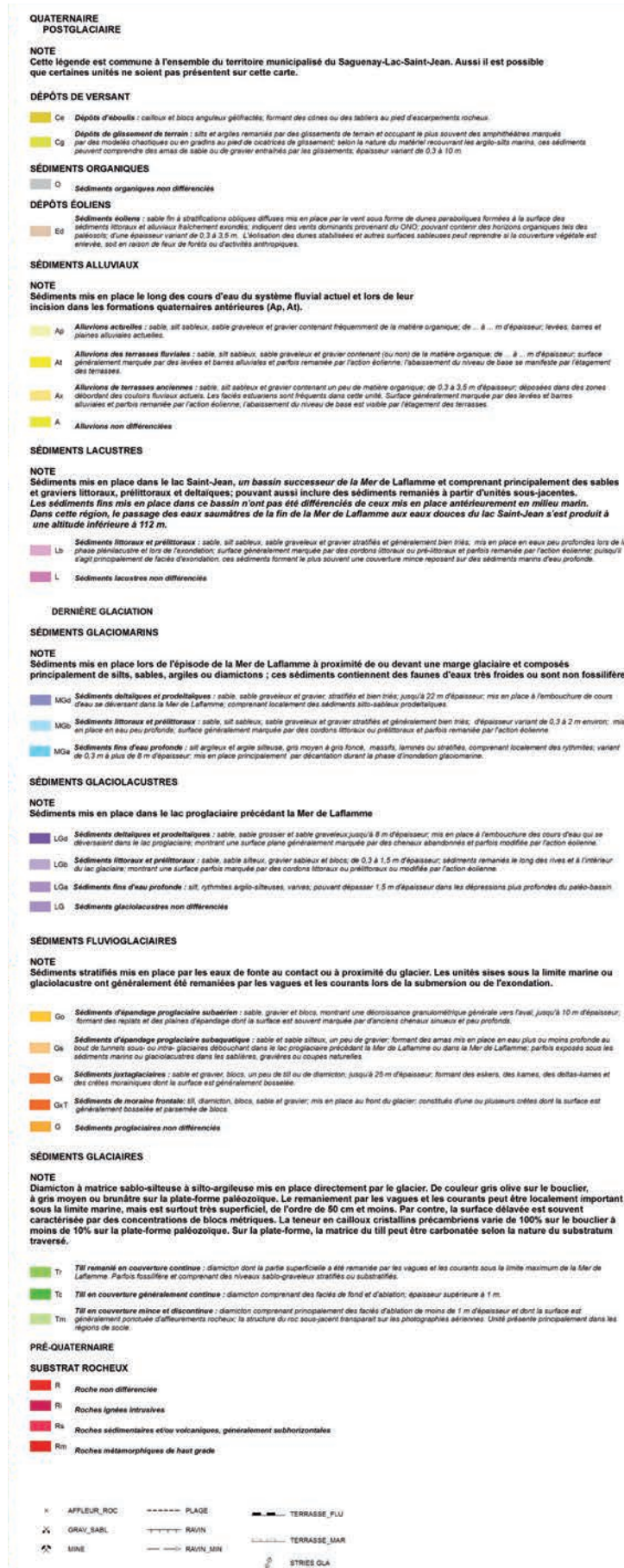


Fig. II-12. Suite: légende.

par un interglaciaire ont été identifiées (Gadd, 1971). Dans la vallée moyenne de Saint-Laurent, la phase glaciaire illinoienne est enregistrée par les tills de Bécancour et de Rigaud. L'interglaciaire est représenté par les sables de Lotbinières (Lamothe, 1989; Clet et Occhietti, 1994), antérieurs à 98 ± 9 ka qui correspond à l'âge des argiles de la Pérade (Occhietti et al. 1996) situées au-dessus. La phase glaciaire wisconsinienne est enregistrée par les tills de Lévrard et de Gentilly (Gadd, 1971; Clet-Pellerin et Occhietti, 2000), recouverts par les sédiments de la mer de Champlain issus de l'envolement des basses-terres du Saint-Laurent lors de la dernière déglaciation. Dans l'estuaire du Saint-Laurent, ces deux phases glaciaires ont là aussi été identifiées. Le site de l'île aux Coudres a permis de caractériser les sédiments de la phase illinoienne qui correspondent au complexe glaciaire inférieur de Baie-Saint-Paul et au sédiment marin de la Formation de l'île aux Coudres (Occhietti et al. 1995). Les sédiments du dernier interglaciaire correspondent aux sables de l'île au Coudres (Brodeur et Allard, 1985; Clet et Occhietti, 1996) et marque l'optimum climatique (Clet et Occhietti, 1996). Enfin, la phase glaciaire wisconsinienne correspond aux sédiments du till supérieur (Gadd, 1971; Occhietti et al. 1996), recouverts par les sédiments marins de la mer de Goldthwait.

II.A.6. Lithostratigraphie synthétique du Quaternaire final dans le bassin du lac Saint-Jean

La succession sédimentaire quaternaire dans la région du bassin du lac Saint-Jean semble être uniquement tardi- et post-wisconsinienne. Bien que Tremblay (1971) ait documenté un grand nombre de dépôts glaciogéniques (esker, moraine de fond, moraine d'ablation), de dépôts fluvio-glaciaires (sandur), tous se sont mis en place au cours de la dernière phase glaciaire (80 à 12 ka BP) et de sa déglaciation consécutive, directement sur le socle igné protérozoïque ou sédimentaire paléozoïque. L'épaisseur des dépôts quaternaires a été estimée, par l'intermédiaire de relevés géophysiques sur le pourtour émergé du bassin, entre zéro et une cinquantaine de mètres (PACES - Saguenay Lac-Saint-Jean).

Au premier ordre, la succession débute par des dépôts glaciogéniques correspondant à des corps sédimentaires isolés dans le bassin. Contemporains du retrait glaciaire, ils sont scellés par les dépôts de décantation du Golfe de Laflamme, ubiquistes sur l'ensemble de la zone et composés de silts et d'argiles sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. En périphérie du bassin, ces silts sont recouverts par diverses constructions deltaïques ou littorales. Localement, la succession se termine par des sables éoliens au sein de morphologies de dunes préservées. Récemment, une cartographie des sédiments quaternaires a été effectuée sur l'ensemble du bassin du lac Saint-Jean (Fig. II-12; Daigneault et al. 2011).

II.B. - MÉTHODOLOGIE ET ACQUISITION DE DONNÉES

L'étude sédimentologique intégrée du bassin du lac Saint-Jean a nécessité l'utilisation de plusieurs types de données. L'ensemble des observations à terre a été effectué sur les pourtours émergés du bassin. La partie centrale, occupée par le lac Saint-Jean actuel, a été investiguée par imagerie géophysique associée à une campagne de carottage. Ajoutées à cela, plusieurs campagnes d'échantillonnage ont été effectuées sur l'ensemble du bassin pour fournir 31 datations absolues qui viennent compléter les datations déjà existantes.

II.B.1. Acquisition de données sur le terrain

Quatre campagnes de terrain d'une durée totale de 10 semaines ont été menées entre juin 2011 et juin 2013. Les objectifs des campagnes d'acquisition de données à terre consistaient principalement à l'analyse des zones bordières du bassin aujourd'hui émergées par l'effet du rebond isostatique post-glaciaire (limite du bassin et localisation de la limite marine maximale), à la compréhension des cortèges progradants et l'échantillonnage pour datation. Deux types d'affleurements ont été utilisés. Le premier correspond à des sections naturelles sur les berges du lac Saint-Jean le long des rivières qui drainent le bassin. Le second type d'affleurement correspond aux sablières ou gravières présentes dans le bassin, qui ont fait l'objet d'une visite systématique. L'interprétation des architectures sédimentaires a été rendue possible par une analyse faciologique des dépôts (faciès et processus de dépôt, associations de faciès). Les lithologies, la taille et le tri des grains, les structures sédimentaires et les paléocourants ont été systématiquement relevés (orientation 3D des laminations obliques). L'analyse d'images satellites, de photographies aériennes et de modèles numériques de terrain a été utilisée pour l'interprétation des morphologies sédimentaires, considérées comme proches des morphologies primaires de dépôt au regard de leur âge récent qui n'ont pas été soumises à un démantèlement important. Enfin, la très récente cartographie des formations superficielles (Daigneault et al. 2011) sur une grande partie du bassin a apporté une contrainte forte de l'extension spatiale des lithologies observées en coupe.

Pour chaque zone d'étude présentée dans ce manuscrit, une suite de plusieurs étapes a été respectée:

- (1) préparation à la prospection de terrain d'abord par imagerie satellite ou aérienne et interprétation des morphologies préservées,
- (2) établissement de coupes lithologiques sur le terrain,
- (3) caractérisation des associations de faciès et des séquences de faciès,
- (4) interprétation des architectures grande échelle et des environnements de dépôt associés,
- (5) identification de niveaux repères ou de surfaces remarquables et corrélation entre les

différents affleurements.

II.B.2. Sismique réflexion

Une campagne d'imagerie géophysique d'une durée de 10 jours a été effectuée du 26 juin au 6 juillet 2011. Elle a permis l'obtention de plus de 300 km de profils de sismique réflexion par l'utilisation de l'échosondeur INNOMAR SES-2000 compact (Fig. II-13B et C). Il correspond à une sismique de type Chirp, adéquate pour l'acquisition de profils sismiques à Très Haute Résolution (THR) dans des zones de faible à très faible profondeur. L'échosondeur est constitué d'une génératrice (Fig. II-13C) reliée à une dalle immergée (Fig. II-13B) qui sert à la fois de transducteur et de récepteur. Un ordinateur contrôle l'émission de deux signaux de fréquences légèrement différentes centrées autour de 100 kHz. Ces deux signaux interagissent dans la colonne d'eau et génèrent une fréquence secondaire capable de pénétrer le sédiment correspondante à la différence des deux signaux primaires (entre 4 et 15 kHz). La résolution théorique maximale est de 0,05 m. La navigation est enregistrée par le logiciel de cartographie GPS MAXSEA. Pendant l'acquisition, les données sont collectées grâce au logiciel Ses2000 d'INNOMAR qui permet d'adapter en temps réel plusieurs paramètres : le gain (augmentation du bruit), le pulse (augmentation de l'épaisseur du signal), la fréquence secondaire (pénétration et résolution du signal), la fenêtre d'observation (range) et la cadence de tir (ping rate). Le traitement post-acquisition a été effectué par le logiciel INNOMAR software tool ISE 2.5.

L'analyse et l'interprétation des profils sismiques ont été effectuées à l'aide des méthodes classiques de sismo-stratigraphie développées par Mitchum et al. (1977). Elles comprennent une identification des unités sismiques basée sur leurs formes, la configuration interne des réflecteurs, leurs terminaisons et les faciès sismiques.

II.B.3. Carottages

La caractérisation lithologique des unités sismiques a été rendue possible par l'acquisition de 22 carottes courtes comprises entre 0,5 et 3 m (Fig. II-13D). Le choix de la localisation des sites de forages a été fait après l'analyse des profils sismiques dans le but de caractériser les faciès de l'ensemble des unités sismiques identifiées. Le carottage du fond du lac a été effectué par deux plongeurs (Fig. II-14) qui, pour chaque site choisi, ont manuellement enfoncé un tube PVC de 5 ou 7,5 cm de diamètre au sein des sédiments du fond. Une fois enfoncé, le tube est extrait et directement rebouché avant d'être remonté à la surface. A terre, les tubes ont été percés à la base et laissés en attente pendant 24h, pour permettre leur drainage avant ouverture. Une fois ouverte, la description des structures sédimentaires macroscopiques et plusieurs échantillonnages ont été menés directement sur site. Les fragments de bois identifiés

ont été collectés pour datations, plusieurs échantillons ont servis à l'analyse des assemblages de diatomées et un échantillonnage tous les centimètres a été mené sur une sélection de carotte pour l'analyse du ^{210}Pb . Finalement, plusieurs sections ont été sélectionnées et ensuite imagées par radiographie RX. L'ensemble de ces analyses a permis une bonne caractérisation des processus physiques de dépôts au sein des unités sismiques identifiées. En plus des forages, certains sites ont fait l'objet de prises d'images par les plongeurs (Fig. II-14) apportant plusieurs informations sur l'état du fond actuel (i.e., lithologie; sédimentation active/pas active).



Fig. II-13. Acquisition de données sismiques, carottage et échantillonnage pour datation. A) Bateau Borealis (Université du Québec à Chicoutimi) qui a servi à l'acquisition des données géophysiques. B) Transducteur SES 2000 Compact utilisé pour l'acquisition des données géophysiques. C) Génératrice SES 2000 Compact utilisée pour l'acquisition des données géophysiques. D) Vue d'ensemble des 22 carottes du fond du lac après ouverture. E) Préparation de la fosse pour l'échantillonnage OSL. F) Échantillonnage sous bâche dans l'obscurité.

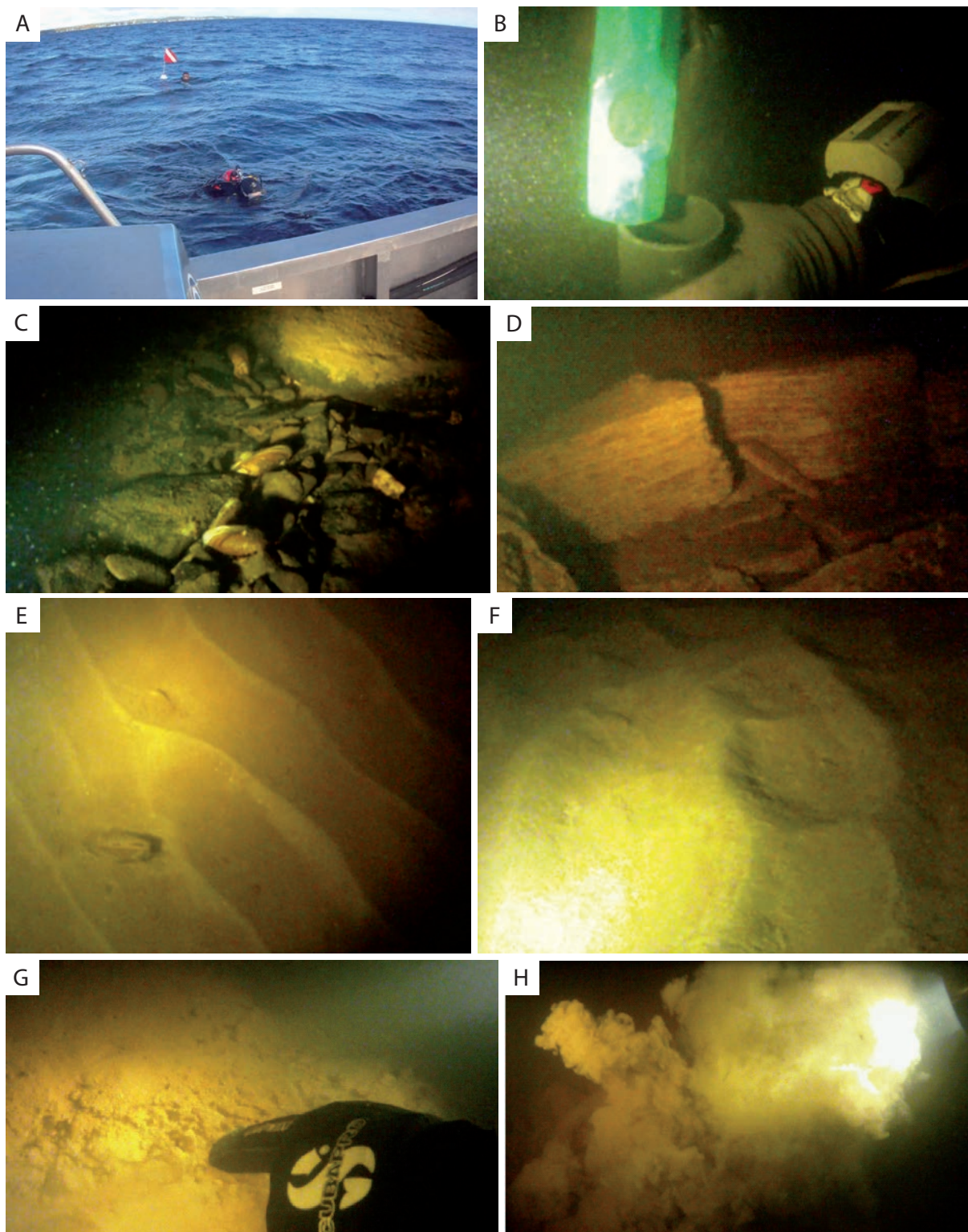


Fig. II-14. Méthode de carottage et photographies du fond du lac. A) Site de forage balisé et plongeurs en préparation pour la plongée. B) Enfoncement du tube PVC dans les sédiments à l'aide d'une masse. C) Galets et blocs (-7 m de bathymétrie) associés à une accumulation glaciogénique (cf.III-A). D) Bancs de silts de la Formation des argiles de Laflamme débités par un processus érosif (-10 m de bathymétrie) attribué à des courants de fond (cf. III-A). E) Rides de vague à 7 m de profondeur indiquant une limite d'action des vagues au moins occasionnellement en-dessous de cette profondeur (cf. III-A). F) Rides polygonales à 5 m de profondeur. G et H) Matériel argilo-silteux décanté dans les parties à hydrodynamique faible.

II.B.4. Datations absolues

Trente et une nouvelles datations sont apportées par la présente étude. Quinze ont été obtenues (Table II-1) par la méthode Optically Stimulated Luminescence (OSL) (Murray et al. 1987). Cette méthode permet de calculer l'âge de la dernière exposition au soleil d'un échantillon grâce à la mesure de la dose de radiations stockée dans le réseau cristallin des minéraux qui composent cet échantillon. Pour cette étude, l'ensemble des échantillons daté par OSL était constitué de sable. Les datations ont été effectuées au sein du Luminescence Dating Laboratory de Wellington (Table II-1) par la méthode Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) pour l'échantillon WLL001# et par la méthode Single Aliquot Regeneration (SAR; Murray et Wintle 2000) pour les autres échantillons. En plus des âges OSL, seize datations ont été obtenues par la méthode radiocarbone conventionnelle (Table II-2). Six datations ont été effectuées au Radiocarbon Laboratory de Poznan et dix au Laboratoire de marquage ^{14}C de Saclay (spectromètre ARTEMIS). Ces âges viennent s'ajouter aux treize datations ^{14}C qui avaient déjà été déterminées pour le bassin du lac Saint-Jean (Table II-2). Au final, vingt neuf âges ^{14}C ont été disponibles pour contraindre l'évolution sédimentaire dans le bassin du lac Saint-Jean.

II.B.4.1. OSL

Les âges OSL sont issus d'un échantillonnage (Fig. II-13F, G) varié dans les sédiments glaciogéniques, fluviaux, littoraux et éoliens. L'échantillonnage s'est effectué en respectant les contraintes associées à la méthode de datation. Pour chaque site, deux échantillons ont été collectés. Un trou d'environ 80 cm d'épaisseur a d'abord été creusé (Fig. II-13E). Une bâche opaque est ensuite posée à la surface de ce trou (Fig. II-13F) pour rendre la zone complètement hermétique à la lumière. Une personne est entrée sous cette bâche et a creusé encore environ 40 cm dans l'obscurité. Ensuite, deux tubes PVC ont été enfoncés, extraits et fermés dans l'obscurité par un ruban adhésif opaque. Une fois fermés, les tubes ont été stockés dans l'obscurité jusqu'à leur envoi au laboratoire.

La fiabilité des âges OSL étant très liée aux processus de dépôts et surtout aux processus de transport pré-dépôt (Houmark-Nielsen 2008), leur utilisation doit prendre en compte ce facteur important. La validité des âges OSL pour certains événements majeurs qui ont eu cours au sein du bassin du lac Saint-Jean est donc basée sur la concordance de plusieurs datations issues d'échantillons censés être contemporains. De plus, seuls les âges s'inscrivant dans l'organisation admise du bassin, c'est-à-dire montrant une décroissance des âges de bas en haut sur les profils verticaux et une décroissance des âges de la bordure vers le centre du bassin sur les profils horizontaux (i.e., systèmes progradants) ont été considérés.

Au final, les échantillons WWLL1001#, WLL1003 et WLL1014 ont été utilisés comme indiquant des âges fiables, les deux premiers indiquant des âges proches pour des sédiments qui sont censés être contemporains, le troisième parce qu'il est issu d'un dépôt éolien qui correspond à un faciès fiable pour les datations OSL (Houmark-Nielsen, 2008). Les échantillons WLL1004, WLL1006 et WLL1011 ont été utilisés comme des marqueurs d'environnement de dépôt sous-à pro-glaciaire (cf. IV-2). Finalement, les autres âges obtenus n'ont pas été utilisés par manque de cohérence entre elles et de cohérence avec la trame générale de l'évolution du bassin.

II.B.4.2. Radiocarbones

Les datations ^{14}C ont été effectuées soit sur coquilles de bivalves marins, soit sur fragments de bois (Table II-2). Les âges radiocarbones issus de fragments de bois sont systématiquement présentés en âge ^{14}C non calibrés et calibrés, les âges issus de coquilles marines sont donnés en âges ^{14}C non calibrés, ^{14}C non calibrés corrigés de l'effet réservoir mondial (-440 ans sur l'âge ^{14}C obtenu; Mangerud et Gulliksen, 1975) et en âge ^{14}C calibrés corrigés de l'effet réservoir mondial (Table II-2; IV.2, Table 1). L'ensemble des calibrations s'est effectuée en utilisant la courbe INTCAL09 (Reimer et al. 2009) par l'intermédiaire du logiciel Calib 6.1.0. Cependant, la correction de l'effet réservoir local n'a pu être effectuée puisque celui-ci est inconnu à ce jour pour le bassin du lac Saint-Jean. Ceci oblige à considérer ces âges avec précautions puisque cet effet peut être important. En effet, au sein du bassin de la mer de Champlain, l'effet réservoir local vieillit les âges ^{14}C de 1700 ans, ce qui vieillit les âges ^{14}C calibrés jusqu'à 1500

Lab. Références	Matériel daté	Environnement de dépôt	Localisation	Altitude (m asl)	Age OSL (année)
WLL1006	sable	glaciaire	46°28'56"N / 72°08'24"W	117	123 900 +/- 8 700
WLL1011	sable	glaciaire	46°28'56"N / 72°08'24"W	112	105 800 +/- 6 800
WLL1004	alternances sable argileux et sable	glaciaire	48°35'39"N / 72°29'43"W	203	89 200 +/- 6 700
WLL1013	sable	embouchure fluviatile	48°51'29"N / 72°15'46"W	136	17 000 +/- 1 700
WLL1001#	silt sableux	glaciomarin	48°36'31"N / 72°23'50"W	118	14 600 +/- 1 200
WLL1003	sable graveleux	littorale	48°35'39"N / 72°29'43"W	195	14 500 +/- 2 000
WLL1005	sable et granule	littorale	48°36'31"N / 72°23'50"W	118	13 900 +/- 1 500
WLL1002	sable à galet	embouchure fluviatile	48°36'31"N / 72°23'50"W	119	11 800 +/- 700
WLL1010	sable à gravier	littorale	46°28'56"N / 72°08'24"W	122	11 000 +/- 1 300
WLL1015	sable	embouchure fluviatile	48°44'50"N / 72°08'52"W	101	9 600 +/- 800
WLL1009	sable	embouchure fluviatile	48°44'50"N / 72°08'52"W	104	9 400 +/- 700
WLL1008	sable	embouchure fluviatile	48°51'29"N / 72°15'46"W	138	9 300 +/- 600
WLL1007	sable	embouchure fluviatile	48°51'48"N / 72°14'30,9"W	125	7 700 +/- 600
WLL1012	sable	embouchure fluviatile	48°51'48"N / 72°14'30,9"W	125	6 800 +/- 500
WLL1014	sable	éolien	48°51'29"N / 72°15'46"W	140	4 300 +/- 300

Table II-1. Compilations des âges OSL de la zone d'étude.

ans (Occhietti et Richard, 2003).

Concernant les âges radiocarbone sur fossiles marins, l'absence de corrélation entre l'altitude et l'âge, mise en évidence par Roy et al. (2011), est confirmée par ces nouvelles datations qui suggèrent un remaniement important des coquilles avant leur dépôt final. Les âges radiocarbone sur coquilles marines ont donc principalement été utilisés comme les indicateurs d'un âge minimum de l'enneigement postglaciaire et non comme les âges des morphostructures dans lesquelles ils ont été échantillonnés. La combinaison des âges radiocarbone et OSL a principalement permis de dater le maximum marin du Golfe de Laflamme, ce qui n'avait pas été le cas jusqu'à présent (cf. IV-2). En ce qui concerne les âges ^{14}C sur fragment de bois, il est important de noter que l'âge réel de la construction sédimentaire associée à l'échantillon de bois doit être minoré de la durée de vie de l'arbre dont est issu le fragment de bois, ainsi que de la durée de transport de ce fragment jusqu'à sa zone de dépôt. Par conséquent, ignorant ces deux variables, les âges indiqués par les fragments de bois sont considérés comme indiquant des âges maximums pour les morphostructures dans lesquelles ils ont été échantillonnés. En réalité le dépôt des sédiments associés est plus récent que l'âge indiqué.

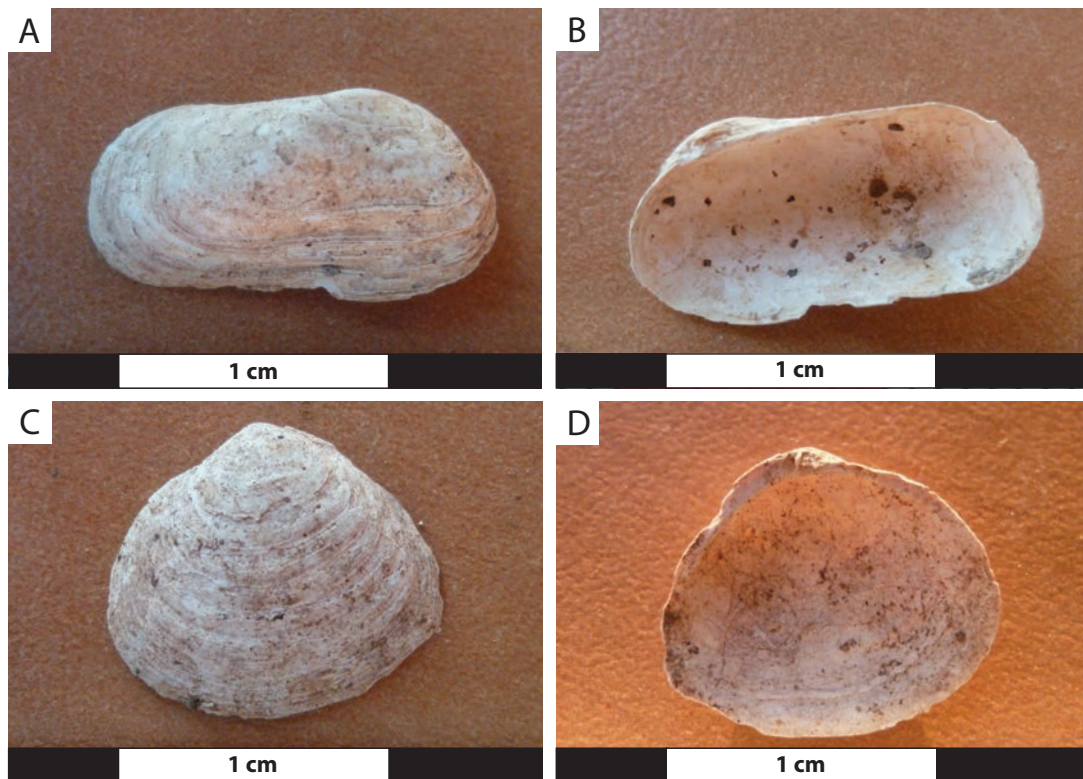


Fig. II-15. Exemples de bivalves marins fossiles collectés au sein du bassin du lac Saint-Jean. A et B) *Hiatella arctica*. C et D) *Macoma baltica*.

Lab. References	Matériel daté	Localisation	Altitude (m asl)	Age (¹⁴ C yr BP)	Age ¹⁴ C yr BP corr. de l'effet réservoir mondial (440 ans)	Cal age BP	Cal age BP corr. de l'effet réservoir mondial (440 ans)	Références
SacA 33149	bois	48°42'02"N / 72°07'09"W	S20 (III.A, Fig. 5)	11 840 +/- 50		13 755 +/- 82		Cette étude
Poz-45112	<i>Macoma baltica</i>	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	11 420 +/- 60	10 980 +/- 60	13 342 +/- 68	12 880 +/- 107	
Gif-424	<i>Macoma baltica</i>	Métabetchouan	113	10 250 +/- 350	9 810 +/- 350	12 011 +/- 556	11 313 +/- 559	Lasalle et Rondot 1967
Gif-400	<i>Macoma baltica</i>	Métabetchouan	153	10 060 +/- 350	9 620 +/- 350	11 835 +/- 591	11 051 +/- 594	
GX-1497	<i>Mya arenaria</i>	Alma	105	9 930 +/- 190	9 490 +/- 190	11 545 +/- 312	10 884 +/- 270	Dionne et Laverdière 1969
Poz-45113	<i>Macoma baltica</i>	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	9 750 +/- 50	9 310 +/- 50	11 248 +/- 35	10 554 +/- 78	Cette étude
Gif-423	<i>Macoma baltica</i>	Alma	119	9 560 +/- 350	9 120 +/- 350	10 847 +/- 505	10 275 +/- 486	Lasalle et Rondot 1967
Poz-45111	<i>Macoma baltica</i>	48°26'57"N / 72° 8'21,55"W	125	9 520 +/- 60	9 080 +/- 60	10 935 +/- 184	10 284 +/- 46	Cette étude
Beta 275 501	marine shell	see Roy et al., 2011	126.5	9 440 +/- 50	9 000 +/- 50	10 709 +/- 70	10 155 +/- 131	Roy et al., 2011
Poz-45116	<i>Macoma baltica</i>	48°36'31"N / 72°23'50"W	120	9 390 +/- 50	8 950 +/- 50	10 679 +/- 60	10 120 +/- 131	Cette étude
GSC-1555	<i>Portlandia arctica</i>	St-Coeur-de-Marie	100	9 350 +/- 280	8 910 +/- 280	10 708 +/- 417	9 957 +/- 346	Lowdon et Blake 1976
GSC-375	<i>Macoma baltica</i>	see Roy et al., 2011	121.3	9 340 +/- 160	8 900 +/- 160	10 559 +/- 226	10 036 +/- 218	Lasalle 1965
GX-1495	<i>Hiatella arctica</i>	St-Nazaire	145	8 710 +/- 230	8 270 +/- 230	9 888 +/- 309	9 310 +/- 266	Dionne et Laverdière 1969
GSC-313	<i>H. arctica, M. baltica</i>	Alma	130	8 680 +/- 140	8 240 +/- 140	9 763 +/- 179	9 267 +/- 185	Dyck et al. 1966
CGC-14C	marine shell	see Roy et al., 2011	105	8 630 +/- 160	8 190 +/- 160	9 735 +/- 203	9 256 +/- 210	Dionne 1967
GSC-9511	<i>Hiatella arctica</i>	St-Félicien	110	8 630 +/- 160	8 190 +/- 160	9 735 +/- 203	9 256 +/- 210	Dionne et Laverdière 1969
SacA 33145	bois	48°41'12"N / 72°00'15,30"W	100	7 895 +/- 50		8 775 +/- 125		Cette étude
I-3144	tourbe	see Roy et al., 2011	190.5	7 750 +/- 135		8 603 +/- 162		Lasalle 1965
I-3143	tourbe	see Roy et al., 2011	121.9	6 950 +/- 135		7 853 +/- 128		
SacA 33146	bois	48°29'51"N / 71°50'56"W	S16 (III.A, Fig. 7)	5 050 +/- 35		5 868 +/- 73		
SacA 33148	bois	48°34'37"N / 72°04'19"W	S10 (III.A, Fig. 10)	2 470 +/- 35		2 636 +/- 117		
SacA 33147	bois	48°29'39"N / 72°04'19"W	S14 (III.A, Fig. 7)	1 575 +/- 30		1 516 +/- 50		
SacA 33144	bois	48°40'33"N / 72°12'34"W	S17 (III.A, Fig. 9)	1 340 +/- 30		1 331 +/- 18		
SacA 33143	bois	48°27'39"N / 71°56'36"W	S6 (III.A, Fig. 8)	1 180 +/- 30		1 165 +/- 53		
SacA 33141	bois	48°31'33"N / 71°57'24"W	S4 (III.A, Fig. 8)	980 +/- 30		917 +/- 65		
SacA 33142	bois	48°31'22"N / 71°57'23"W	S5 (III.A, Fig. 8)	665 +/- 30		666 +/- 50		
SacA 33140	bois	48°29'28"N / 72°10'52"W	S9 (III.A, Fig. 5)	340 +/- 30		439 +/- 71		
Poz-45115	charbon	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	90 +/- 30				
Poz-45114	charbon	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	60 +/- 30				

Table II-2. Compilations des âges ¹⁴C de la zone d'étude. Les âges ¹⁴C, ¹⁴C corrigés de l'effet réservoir mondial (Mangerud and Gulliksen 1975), et calibrés (INTCAL09; Reimer et al. 2009) sont présentés. Les lignes grisées représentent les âges issus de la littérature, les lignes blanches indiquent les âges apportés dans le cadre de cette étude.

II.B.4.3. Comparaison des âges radiocarbone et OSL

La comparaison des datations absolues issues soit de différentes méthodes, soit de différents types d'échantillon pour une même méthode implique quelques précautions. En ce qui concerne la comparaison entre eux des âges radiocarbone obtenus sur coquilles marines, les âges ^{14}C non calibrés, corrigés de l'effet réservoir mondial sont privilégiés. Ils permettent de comparer des datations issues de bassins différents (bassin du lac Saint-Jean, basses-terres du Saint-Laurent, estuaire du Saint-Laurent) en s'affranchissant des différents effets réservoirs locaux. Pour la comparaison des âges radiocarbone obtenus sur coquilles marines et sur fragment de bois, les âges ^{14}C non calibrés corrigés de l'effet réservoir mondial sont utilisés pour les coquilles alors que les âges ^{14}C non calibrés sont utilisés pour le bois. Les âges calibrés, corrigés de l'effet réservoir mondial pour les coquilles marines ou non corrigés pour les fragments de bois, sont quant à eux nécessaires pour la comparaison des âges radiocarbone avec les âges OSL. Cependant, là encore cette comparaison doit prendre en compte l'absence de caractérisation de l'effet réservoir local pour les datations radiocarbone sur fossiles marins. En effet, un âge OSL identique à un âge radiocarbone corrigé et calibré sur fossile marin, pourrait finalement caractériser deux échantillons d'âges très différents, où la coquille marine serait jusqu'à 1500 ans plus jeune que l'échantillon daté à l'OSL, en corrigeant un effet réservoir comparable à celui de la mer de Champlain.

CHAPITRE III

ARCHITECTURE SÉDIMENTAIRE DU LAC SAINT-JEAN : ENREGISTREMENT D'UNE SÉQUENCE DE DÉGLACIATION ET DE LA DYNAMIQUE PROFONDE D'UN *WWB*

INTRODUCTION

Ce chapitre a pour objectif de caractériser la succession sédimentaire de la partie centrale du bassin du lac Saint-Jean qui n'avait jusqu'à présent pas été documenté. Pour ce faire, 300 km de profil sismique THR ont été acquis sur le lac Saint-Jean (III.A, Fig.1) associés à 22 carottages et 9 datations radiocarbone issues de ces carottes. La succession sédimentaire associée représente les sédiments profonds et distaux à toutes les périodes de l'évolution du bassin du lac Saint-Jean. La compréhension de son évolution est primordiale pour appréhender les processus qui ont eu cours dans les domaines profonds du Golfe de Laflamme puis du lac Saint-Jean.

La première section de ce chapitre est consacrée à l'étude du remplissage sédimentaire du lac Saint-Jean, amorcé à la fin de la dernière déglaciation. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article sous presse dans la revue *Boreas* intitulé : *Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to the Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada)*. L'évolution des régimes sédimentaires depuis la disparition de l'inlandsis Laurentidien de la zone jusqu'à la période post-glaciaire est décrite, une chronologie relative de la mise en place des morphostructures sédimentaires est discutée. L'impact de la régression forcée, issue du rebond glacio-isostatique, sur les architectures sédimentaires profondes est aussi souligné.

La deuxième partie de ce chapitre se focalise sur les morphostructures du fond du lac originaires des courants de fonds attribués à une circulation interne générée par le vent. Ces morphostructures sont la plateforme progradante (deep prograding shelf) et les structures de type *sediment drifts*. Cette deuxième section est présentée sous la forme d'un article en préparation pour la revue *Geological Society of America Bulletin* intitulé : *A large subaqueous prograding wedge and three sediment drifts in the Lake Saint-Jean (Québec, Canada): the sedimentary expression of wind-driven hydrodynamics*. De nouvelles datations, associées à une analyse des assemblages de diatomée au sein d'échantillons prélevés dans les carottes de sédiment, permettent de conforter un développement contemporain de la période lacustre. L'analyse des structures sédimentaires macroscopiques et microscopiques des carottes de sédiment permettent de discuter les processus de dépôt. Enfin, en collaboration avec l'Université de Montpellier, le modèle SYMPHONIE a permis de modéliser l'hydrodynamique interne et donc la circulation induite par le vent dans le lac Saint-Jean. Les résultats de cette modélisation sont confrontés aux données de sismique réflexion afin de confirmer l'influence du vent dans la formation des morphostructures observées dans les parties les plus profondes du système.

Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to the Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada)

*ALEXIS NUTZ, JEAN-FRANÇOIS GHIENNE, MATHIEU SCHUSTER, RAPHAËL CERTAIN,
NICOLAS ROBIN, CLAUDE ROQUIN, OLIVIER RAYNAL, FRÉDÉRIC BOUCHETTE,
PHILIPPE DURINGER, PIERRE A. COUSINEAU*

The stratigraphy of the last deglaciation sequence is investigated in Lake Saint-Jean (Québec Province, Canada) based on 300 km of echo-sounder 2D seismic profiles. The sedimentary archive of this basin is documented from the Late Pleistocene Laurentidic ice-front recession to the present-day situation. Ten seismic units have been identified that reflect spatio-temporal variations in depositional processes characterizing different periods of the Saint-Jean basin evolution. During the postglacial marine flooding, a high deposition rate of mud settling, from proglacial glacimarine and then prodeltaic plumes in the Laflamme Gulf, produced an extensive, up to 50 m thick mud sheet draping the isostatically depressed marine basin floor. Subsequently, a closing of the water body due to glacio-isostatic rebound occurred at 8.5 cal. ka BP, drastically modifying the hydrodynamics. Hyperpycnal flows appeared because fresh lake water replaced dense marine water. River sediments were transferred towards the deeper part of the lake into river-related sediment drifts and confined lobes. The closing of the water body is also marked by the onset of a wind-driven internal circulation associating coastal hydrodynamics and bottom currents with sedimentary features including shoreface deposits, sediment drifts and a prograding shelf-type body. The fingerprints of a forced regression are well expressed by mouth-bar systems and by the shoreface-shelf system, the latter unexpected in such a lacustrine setting. In both cases, a regressive surface of lacustrine erosion (RSLE) has been identified, separating sandy mouth-bar from glacimarine to prodeltaic muds, and sandy shoreface wedges from the heterolithic shelf-type body, respectively. The Lake Saint-Jean record is an example of a regressive succession driven by a glacio-isostatic rebound and showing the transition from late-glacial to post-glacial depositional systems.

INTRODUCTION

In eastern Canada, the Wisconsinan deglaciation is marked by postglacial seas in lowland areas (e.g. Champlain Sea, Laflamme Gulf), which extended tens to hundreds of kilometers landward, compared to present-day marine shorelines (Bellair 1971; Dionne 1972; Occhietti et al. 2004). Owing to glacio-isostatic uplift, some of these postglacial seas progressively became isolated from the ocean and turned into lakes (e.g. Lake Champlain, Lake Saint-Jean; Tremblay 1971; Hillaire-Marcel 1979; Cronin et al. 2008).

Based on the first very high resolution (VHR) seismic survey of the Lake Saint-Jean deposits (Fig. 1A), the characterization of ten seismic units allows the infill sequence to be documented throughout the basin. The up to 50 meters thick sedimentary succession includes river mouth deposits, as well as coastal and deeper systems related to the post-glacial marine flooding up to the present-day lacustrine depositional settings. This study aims at deciphering sedimentary processes occurring during the deglaciation and their subsequent modifications through (1) the transition from marine to lacustrine environments and (2) the transition from glacial to postglacial periods (i.e. when the Laurentidian ice sheet melted out of the Saint-Jean basin catchment). Emphasis is given to the Lake Saint-Jean sedimentary evolution, which reveals the unexpected complexity of sedimentary archives in lakes characterized by forced-regressive sedimentary architecture.

REGIONAL SETTING

Lake Saint-Jean

Lake Saint-Jean is located in the south of Québec, Canada (Fig. 1B), at the northwestern end of the Saguenay graben (Fig. 1C). It extends from 48°20' to 48°45'N (about 40 km) and from 71°45' to 72°20'W (about 45 km). Its mean (11.6 m) and maximum (65 m) depths are small in comparison to its size (area >1000 km²). The three major tributaries (Péribonka, Mistassini and Ashuapmushuan rivers), flowing from the north, are subjected to strong seasonal discharge fluctuations inducing lake-level variations. The lake experiences a rise of about 4 m, from the mean lowstand level in April (about 101 m a.s.l.) to the highstand level in June (about 105 m a.s.l.). The mean annual discharge of 1528 m³ s⁻¹ at the outlet, located in the southeastern part of the lake (near Alma), leads to a lake water renewal rate of 4 to 5 times per year (Roy et al. 2011). Prevailing winds blow from north-west and west, and also from south-west during summer (Meteorological Survey of Canada, <http://www.climat-quebec.qc.ca>). A similar predominant wind orientation from the north-west is inferred during the Holocene from the orientation

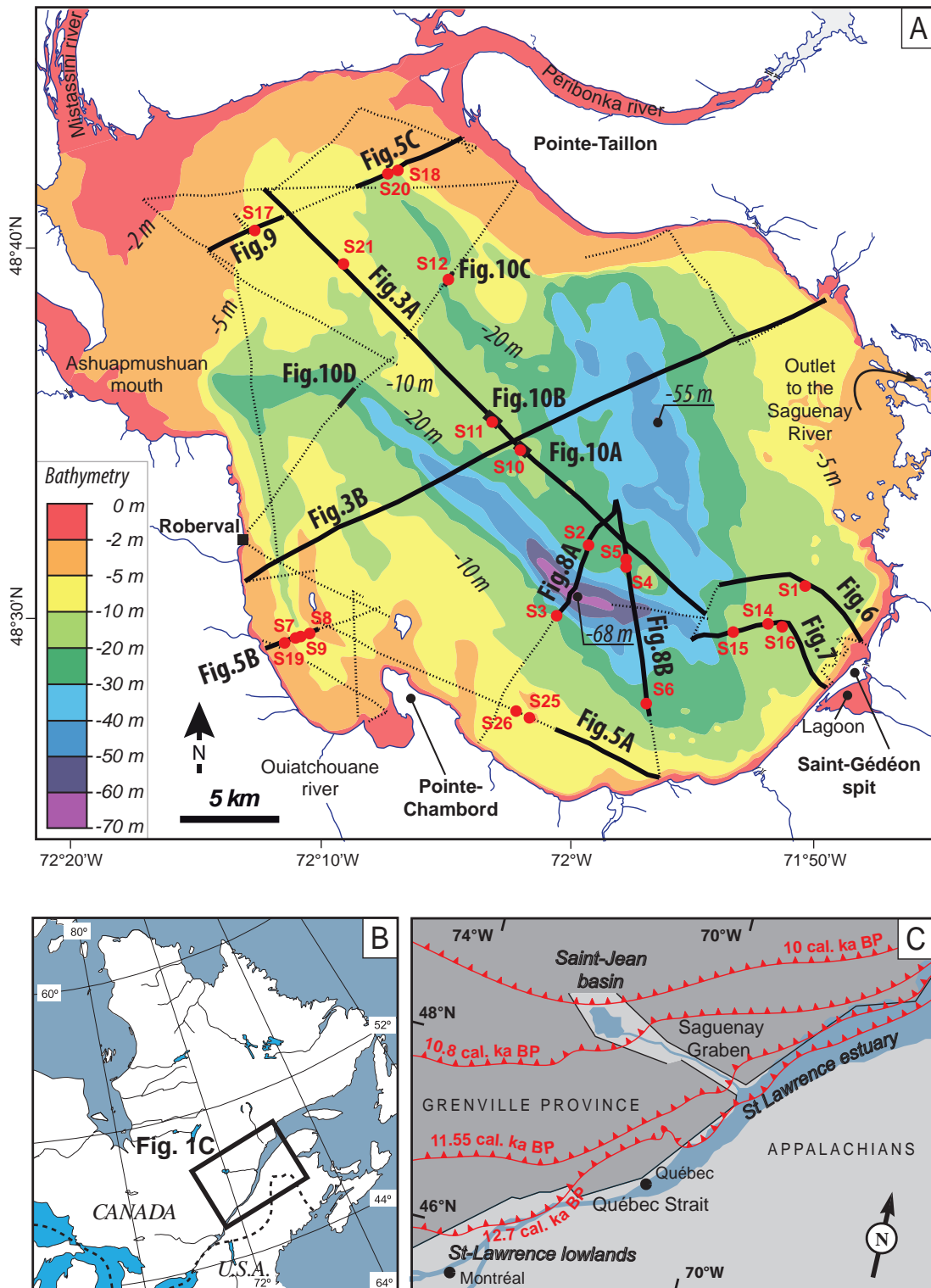


Fig. 1. Location maps of the seismic sections (A) and of the Lake Saint-Jean area (B and C). A. Bathymetric map of Lake Saint-Jean (Canadian Hydrographic Service) and positions of the VHR seismic sections acquired from June 28th to July 6th 2011. Thick lines correspond to the seismic sections presented and discussed in this paper with reference to the corresponding figures. Sampling sites are marked by red spots. B. Location map of the Saint-Jean basin in eastern Canada. C. Simplified geological setting of southern Québec. Grenvillian basement: dark grey; Appalachians basement: light grey (after Tremblay et al. 2003, modified). Red triangular lines correspond to ice front locations at given ages (from Occhietti et al. 2011, modified).

of fossil aeolian dunes (Côté et al. 1990; Daigneault et al. 2011), although their age is poorly constrained.

Geological setting

The bedrock of the Saint-Jean basin belongs to the Proterozoic Grenville province (Rivers 1997; Hebert & Van Breemen 2004) overlain by Ordovician limestones (Lavoie & Asselin 1998; Cousineau & Longuépée 2003). The latter have been preferentially eroded by Quaternary ice sheets resulting in an overdeepened area that roughly coincides with the Saint-Jean basin. No other strata older than the late Pleistocene (Wisconsinan) has been identified (Tremblay 1971).

Chronology of the Wisconsinan and of the ensuing postglacial evolution is well-documented in North America (e.g. Dyke et al. 2004; Kleman et al. 2010) and especially in southern part of Québec (Fig. 2; Fulton et al. 1986; Syvitski & Praeg 1989; Dionne & Occhietti 1996; Dionne 2000; Occhietti et al. 2001, 2004, 2011; Shaw et al. 2002; St-Onge et al. 2008; Duchesne et al. 2010). From 12.7 to 11.55 cal. ka BP (Occhietti et al. 2011), the margin of

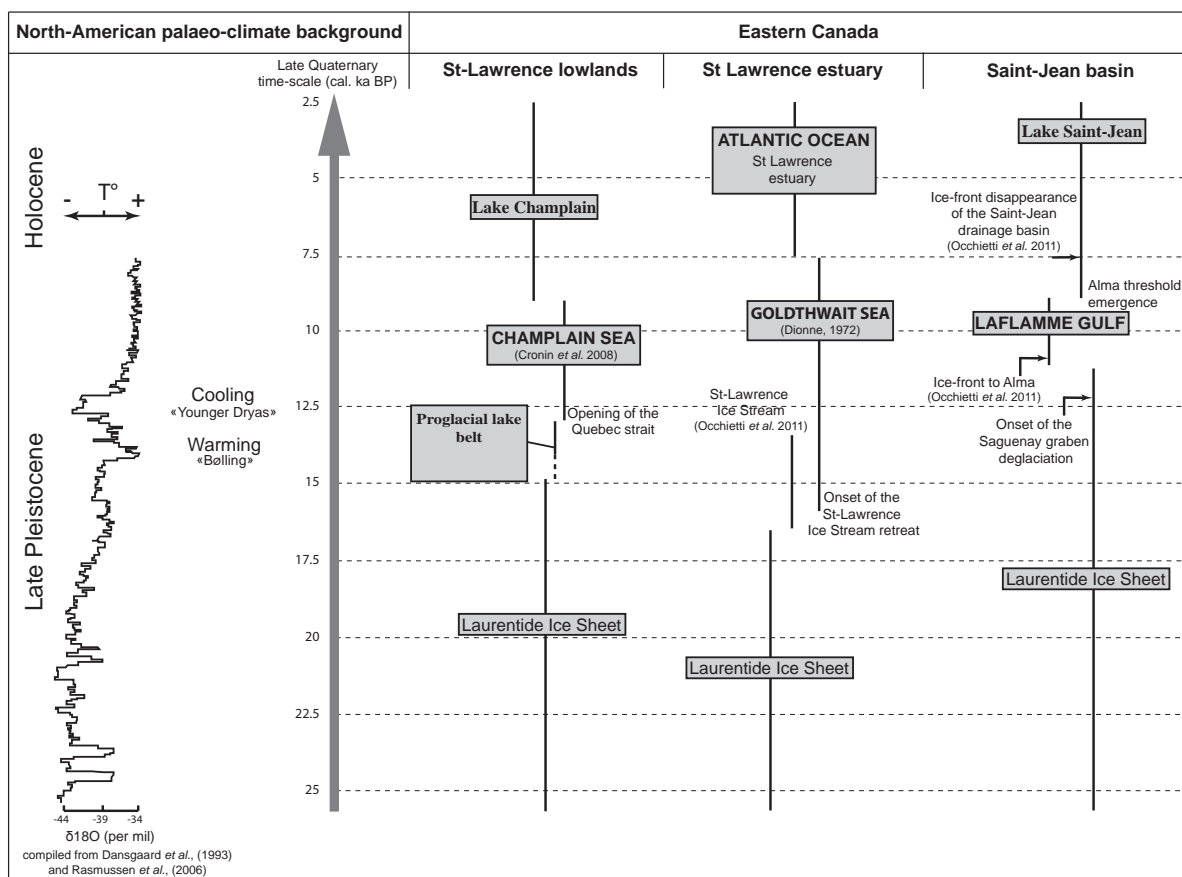


Fig. 2. Synthetic chronological framework of the Wisconsinan deglaciation of the southeastern Laurentide margin and palaeogeographic evolution of the Saint-Lawrence lowlands, Saint-Lawrence estuary and Saint-Jean basin areas.

the retreating Laurentidian ice sheet (LIS) was located on the North Shore of the Saint-Lawrence estuary (Fig. 1C). Afterwards, five northward ice-front retreat stages occurred in the upper Saguenay fjord and the Saint-Jean areas (Tremblay 1971). The ice-front recession experienced a stillstand when it reached the southeastern edge of the Saint-Jean basin at 10.8 cal. ka BP (Fig. 1C, 2; Occhietti et al 2011) before a subsequent LIS retreating phase liberated the entire basin (Hillaire-Marcel et al. 1979; Dionne & Occhietti 1996). Marine waters of the Laflamme Gulf, a northwestern branch of the Goldthwait Sea (Laverdière & Mailloux 1956), invaded the formerly ice-covered, overdeepened and isostatically depressed lowlands along the Saguenay graben up to 50 km northwards of the present-day Lake Saint-Jean shoreline (218 m a.s.l. elevation, Roy et al. 2011). Subsequently, the postglacial rebound forced the Laflamme Gulf to regression. The emergence of the Alma threshold closed the connection with the Goldthwait Sea at about 8 ± 0.64 ka BP (Fig. 2; Roy et al. 2011) equivalent to 8.5 ± 0.7 cal. ka BP. After the marine-lacustrine transition, the forced regression was essentially driven by glacio-isostatic differential uplift across the basin. Considering the ice-front location at 7.5 cal. ka BP given by Occhietti et al. (2011), the LIS is expected to have retreated outside of the Saint-Jean catchment by this time. In 1926, the regressive dynamic was interrupted by a dam construction at the Lake Saint-Jean outlet.

Onshore Quaternary sediments of the Saint-Jean basin have been recently mapped identifying a late- to postglacial sedimentary succession, which includes from base to top: (i) Wisconsinan ice-contact coarse-grained sediments and landforms (tills, eskers, outwash fans), (ii) glacial marine muds, (iii) sandy and gravelly beaches and deltas, overlain by (iv) aeolian sand dunes (Tremblay 1971; Daigneault et al. 2011).

MATERIALS AND METHODS

Seismic data have been obtained using the user-friendly parametric echo-sounder INNOMAR SES-2000 Compact chirp sonar. Two signals of slightly different frequencies interact in the water and generate a secondary frequency in the 4 to 15 kHz range, able to penetrate lakefloor sediments. The theoretical maximal resolution is 0.05 m.

From June 28th to July 6th of 2011, 300 km of very high resolution (VHR) seismic sections have been acquired across the Lake Saint-Jean (Fig. 1A). Navigation was performed with the GPS mapping software MAXSEA. Seismic data have been collected thanks to the SesWin software. Sound velocity in the water was considered being at 1550 m s^{-1} and bathymetry was cross-checked using the Borealis ship (UQAC, Chicoutimi) sonar. Post-acquisition treatment carried out with the INNOMAR software tool ISE 2.5 includes TVG (Time Varying Gain) filtering that enhances the lower frequency signals, swell filtering, noise removal and adjustment

of smoothing and stacking patterns. The maximum penetration was up to 30 m below the lakefloor but in most areas the lower boundary of the sediment pile could not be documented. Two large-scale transects (about 30 km in length) across the lake offer a synoptic view of the sedimentary infill throughout the basin (Fig. 3). Medium-scale transects (5 – 15 km in length) from the shore to the lake centre highlight architectures resulting from cross-shore sediment transfers. A selection of the most significant ones is presented herein.

In order to tie seismic to sedimentological data, lake bottom sediments have been provided by 22 hand-made cores obtained by divers. The sampling plan (Fig.III-1A) was designed only after the seismic dataset was analyzed, guaranteeing at least one core from each identified seismic unit. Core lengths range between 0.5 and 3 m. Lithofacies were examined at macroscopic and microscopic (smear slides) scales distinguishing muds (laminated or not), sands and gravels (Table 1). Selected core sections were X-radiographed.

Absolute ages based on the literature are all reservoir-corrected with 0.44 ka mean value (Mangerud & Gulliksen 1975) and calibrated from INTCAL09 (Reimer et al. 2009).

Sample	S1	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
Lithology	mud	mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud
Seismic unit	SU7	SU10	SU4	SU4	SU4	SU4	SU4	SU5	SU5
Sample	S9	S10	S11	S12	S14	S14	S15	S15	S16
Lithology	laminated mud	laminated mud	laminated mud	laminated mud	heterolitic	mud	heterolitic	mud	heterolitic
Seismic unit	SU5	SU6-type-1	SU6-type-2	SU6-type-2	SU7	SU10	SU7	SU10	SU7
Sample	S16	S17	S18	S19	S20	S21	S25	S25	S26
Lithology	mud	heterolitic	medium sand	medium to coarse sand	laminated mud	laminated mud	laminated mud	coarse sand and pebbles (i.e. artificial)	pebbles and cobbles
Seismic unit	SU10	SU8	SU8	SU9	SU5	SU3	SU3	SU10	SU2

Table 1. Lithofacies of seismic units (SU2 to SU10) from 22 coring sites on the lakefloor distributed along the seismic sections (Fig. 1A). The heterolitic facies is composed of sand and mud alternations.

RESULTS

Bathymetry

The water body is bounded by shallow peripheral platforms (Fig. 3). In the northern part, off the Péribonka, Mistassini and Ashuapmushuan river mouths (Fig. 1A), the platform width extends up to 20 km, with depth in the 0 – 10 m range (Fig. 3A). Along the northeastern (Pointe-Taillon) and southwestern (Roberval) shorelines, the platform width decreases progressively toward the SE. In the southeastern part of the lake, the platform width is reduced to

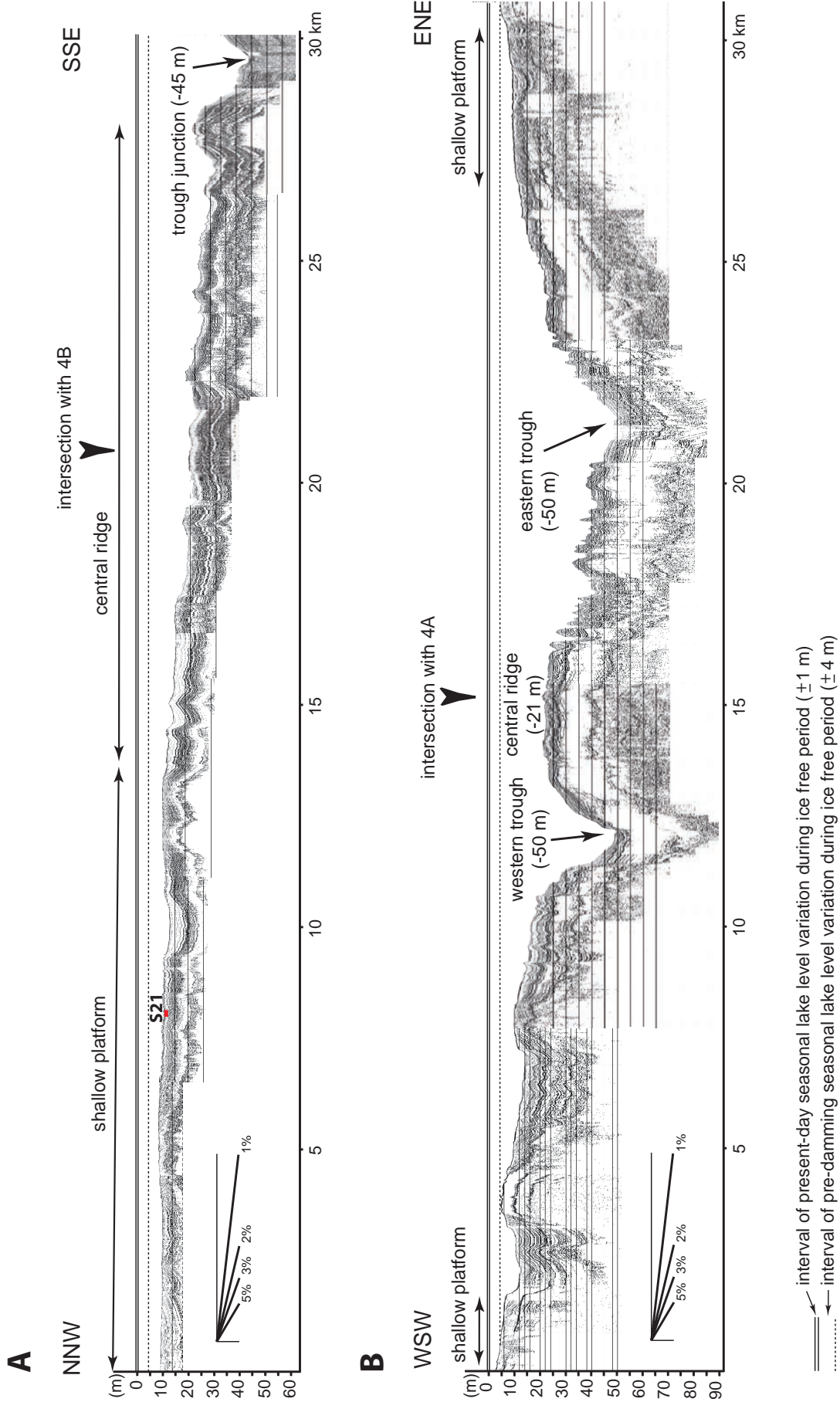


Fig. 3. Large-scale VHR seismic sections across Lake Saint-Jean illustrating lakefloor morphology. A. NNW-SSE section, 30 km in length, parallel to the central ridge. B. WSW-ENE section, 32 km in length, crossing the western and eastern troughs (see Fig. 1A for location). Two lake level intervals are given on each seismic section: paired lines correspond to seasonal water level variations before (dashed lines) and after (full lines) damming in 1926. In comparison with pre-damming period, reservoir management led to a year-averaged lake-level rise of 2 m and 0.5 m for the spring lowstand and summer highstand levels, respectively (RTA; www.energie.alcan.com). During the acquisition, the lake water level was 0.6 m below the mean highstand level.

a few hundred meters, but is prolonged by a deeper shelf (10 – 20 m) with a shelf break at 6 km away from the current shoreline. The lake centre morphology is characterized by a spindle-shaped ridge (NW-SE) connected to the northern shallow platform and separating two troughs merging at the southeastern end of the central ridge (Figs 1A and 3B). The western trough, oriented NW-SE, is deeper (68 m maximum depth), compared to the eastern trough, oriented NNW-SSE (55 m).

Rocky coasts occur along the southern shore of the lake. Ordovician limestones crop out on the west side of the Pointe-Chambord and glaciated basement rocks to the south-east, close to the lake outlet (Fig. 1A).

Surface type	Characteristics	Seismic expression
mature erosion surface (MES)	<ul style="list-style-type: none"> -Truncated reflections -Horizontal lakefloor -Bathymetric range : 6 – 10 m (up to 15 m in some places) 	
immature erosion surface (IES)	<ul style="list-style-type: none"> -Truncated reflections -Faintly undulating lakefloor -Bathymetric range : 10 – 20m 	
non-erosive surface	<ul style="list-style-type: none"> -No truncated reflections -Undulating lakefloor -Bathymetric range : > 20 m 	

Fig. 4. Typical lakefloor morphology and upper sediment seismic pattern recognized at increasing depth in Lake Saint-Jean: mature erosion surface (MES) mainly observed in the 6-10 m depth range; immature erosion surface (IES) mainly observed in the 10 - 25 m depth range; non-erosive surface observed below 25 m depth.

Lakefloor characteristics

VHR seismic sections highlight geometrical relationships between the water-sediment interface and reflections in the underlying sediments. Three distinct lakefloor types distributed according to bathymetry have been identified (Fig. 4). In the 6 – 10 m depth range (Fig. 5), and down to 15 m depth in restricted areas (Figs 6, 7), the lakefloor corresponds to a horizontal to subhorizontal, planar surface. Toplap terminations indicate truncation of the underlying strata and the erosive origin of the surface is ascribed to a mature erosion surface (MES). At greater depths (10 – 20 m), the lakefloor is uneven. Although it mimics the underlying stratal patterns, toplap terminations show evidence of erosion. This second type of lakefloor is interpreted as an immature erosion surface (IES) (Figs 4, 8, 9). At depths greater than 20 m, especially within the two troughs, the water-sediment interface is parallel to the underlying strata. Here, the lakefloor is a depositional surface (Figs 4, 8 and 10). In addition, narrow incisions several meters deep and several hundred meters wide are observed in the axis of the present-day fluvial mouths (Fig. 5C). They correspond to erosional channels across the subaqueous delta plains. Similar surface characteristics observed beneath the present-day lakefloor (Figs 6, 7, 9) point to former lakefloor erosion surfaces (MES or IES) sealed by younger deposits.

Seismic units (SU)

The identification of seismic units is based on stratal patterns sensu Mitchum et al. (1977). In the Lake Saint-Jean, nine seismic units (SU2 – SU10) have been distinguished, overlying an acoustic basement unit (SU1). Cross-cutting relationships clearly indicate that SU2 and SU3 are the two oldest seismic units overlying the basement rocks (most often SU1) and that SU10 is the youngest one. The relative ages of SU4 to SU9 are difficult to assess because those units are essentially laterally juxtaposed. Thus, the numbering aims at labeling different units rather than at establishing a relative chronology.

SU1. – SU1 consists of transparent seismic facies. Its upper boundary is either transitional or appears as an irregular surface at varying depth range. It is locally outcropping at the lakefloor (Figs 5A, B), but disappears laterally under the sedimentary cover.

SU1 corresponds to Proterozoic igneous or Ordovician sedimentary rocks and its upper surface is generally related to the Wisconsinan glacial erosion surface (Tremblay 1971; Daigneault et al. 2011). However, in some seismic sections, transparent seismic facies corresponds to the sediments of SU2 or to the deeper part of a thick mud layer cover (SU3) resulting from the limited depth range of the seismic acquisition.

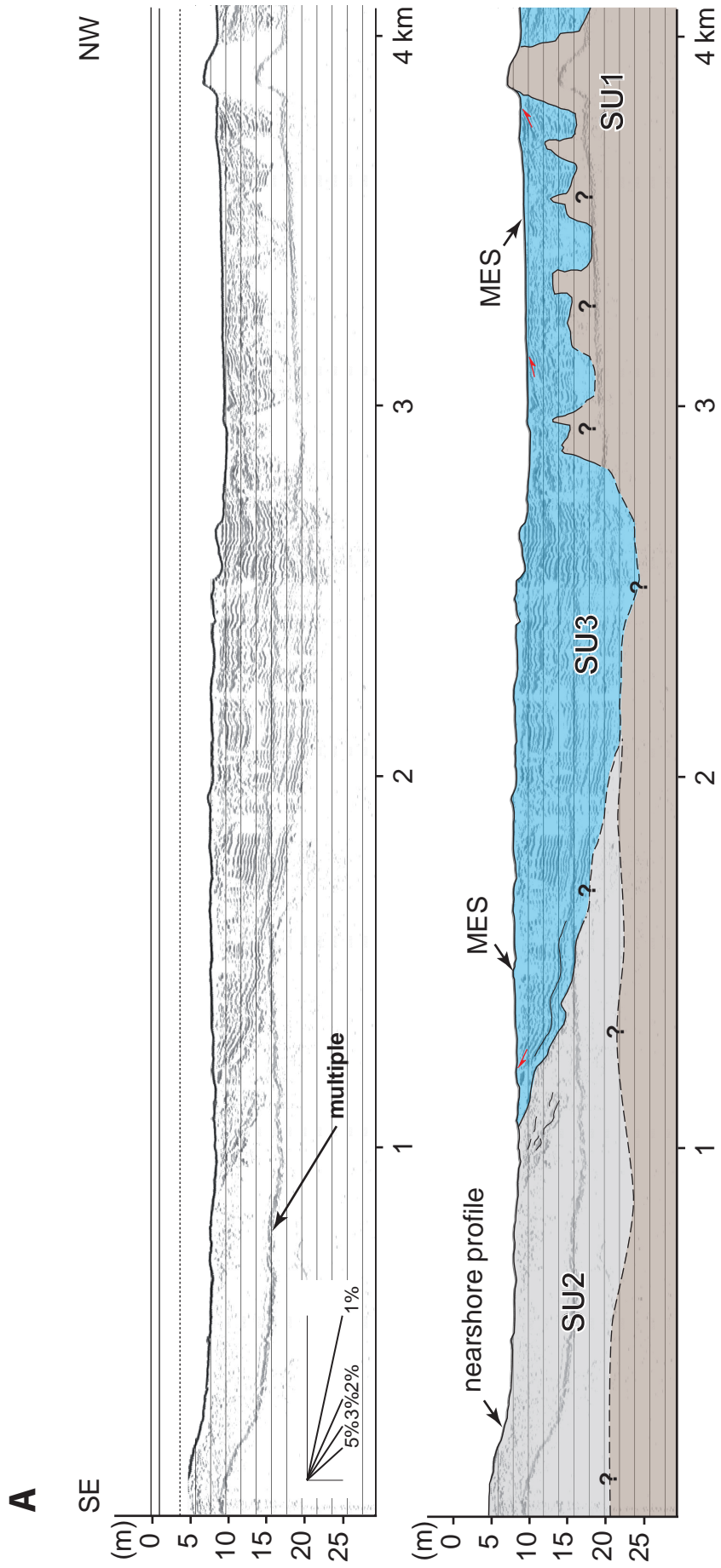


Fig. 5. Continue

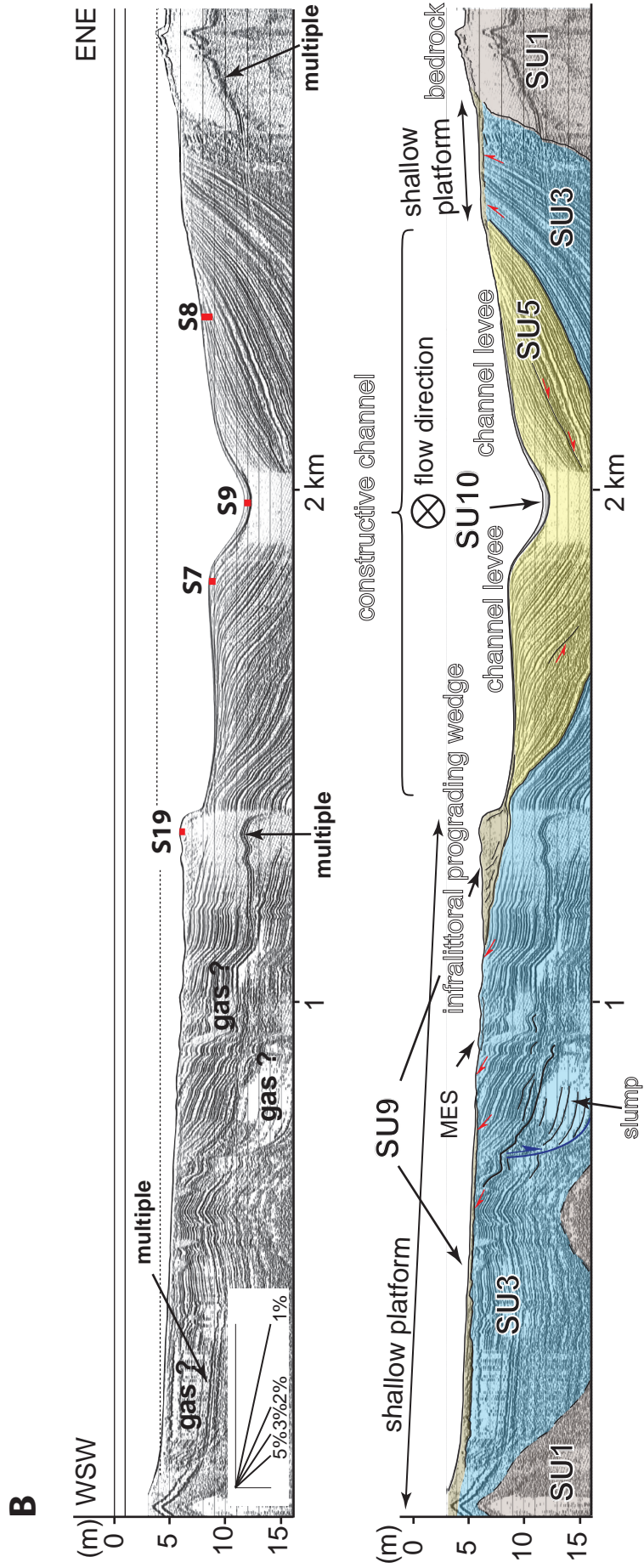


Fig. 5. Continue

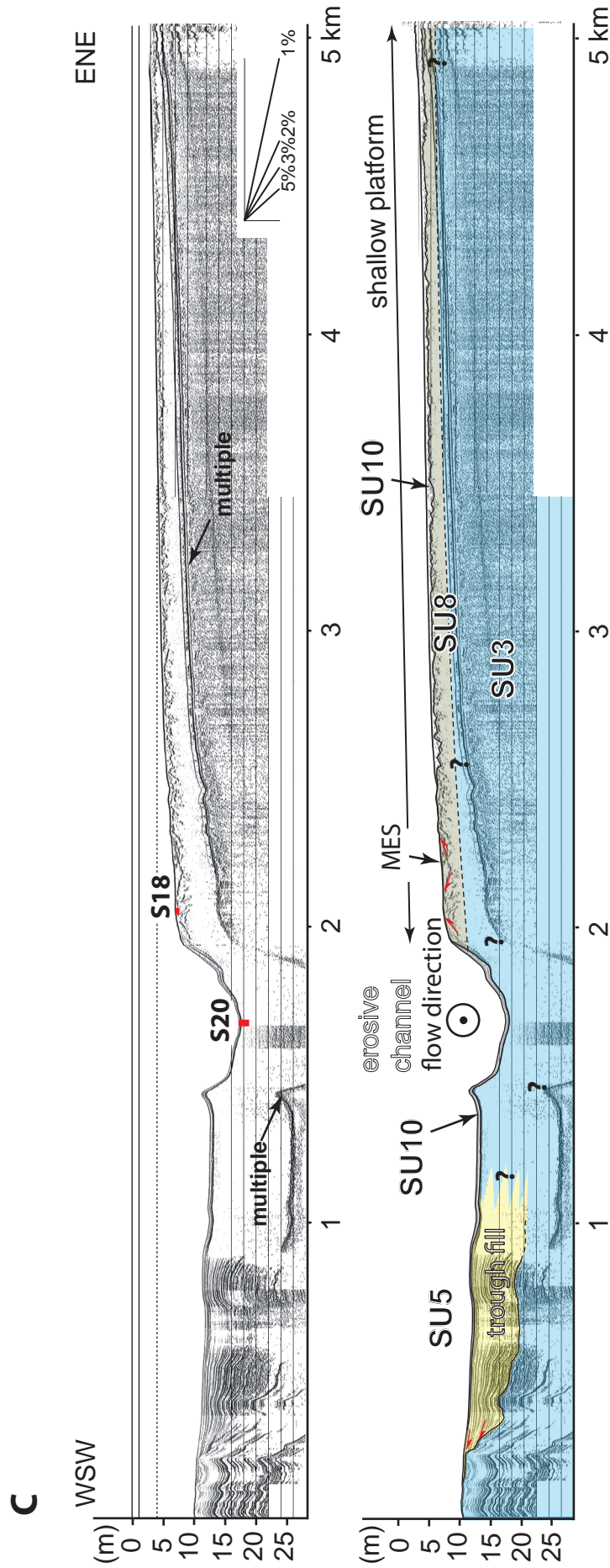


Fig. 5. Raw and interpreted VHR seismic sections. A. Stratigraphic relationships of SU1, SU2 and SU3 in the Southwestern coastal domain of the lake. B. Stratigraphic relationships of SU1, SU3, SU5 and SU9 in the marginal part of the lake from the coastal domain to deeper part. C. Stratigraphic relationships of SU3, SU5, SU8 and SU10 on the northern shallow platform (see Fig. 1A for location).

SU2. – Located in the lower part of the succession, SU2 is composed of coarse sands, pebbles and cobbles (sample S26, Table 1). External form is a 7 – 10 m thick wedge (Fig.III-5C) including chaotic reflection patterns. Its lower boundary could not be observed on VHR sections. In places, the upper boundary corresponds to the lakefloor (e.g. Fig. 5A). SU2 is conformably overlain by SU3, as suggested by reflections that are parallel to the overlying contact (Fig. 5A).

Except where it corresponds to the lakefloor (Fig. 5A), the conformable upper boundary of SU2 shows that related external forms correspond to primary depositional architectures suggesting large-scale isolated clastic wedges of glacial origin by comparison with sand bodies recognized onshore (Daigneault et al. 2011).

SU3. – Observable throughout the basin, this unit constitutes the major part of the Saint-Jean basin infill. SU3 is made of normal-graded mm- to cm-scale layers of mud (Fig.III-11A; sample S21; Table 1). It is characterized by a wavy reflection configuration within a sheet-drape external form. The maximum thickness of this unit reaches several tens of meters. The base of SU3 is rarely observed. Profiles 5B and 10C show in addition 100 – 200 m long and 5 – 7 m thick lenses characterized by very low amplitude (Fig. 5B) or by wavy high amplitude reflections (Fig. 10C), interbedded with laminated mud.

SU3 has been deposited by predominant settling process in a low energy environment that resulted in the purely aggrading geometry. Its undulated configuration is inherited from the draping of underlying topography (SU1 or SU2; Fig. 5A). The interbedded lenses within SU3 are interpreted as slump features (Figs 5B, 10C).

SU4. – SU4 is composed of laminated mud (samples S2, S3, S4, S5 and S6, Table 1), occasionally wavy and interbedded by mm-scale mud-clast layers (Fig. 11B). SU4 was deposited in the western trough in sheet-drape form including a wavy reflection configuration extending more than 10 km apart in the 20 – 75 m depth range with a maximum thickness of 10 – 15 m. SU4 drapes SU3 in the troughs and thins laterally upslope their flanks, before it progressively pinches out at both ends on the trough shoulders (Fig. 8). In places, SU4 drapes SU3 up to the top of the central ridge (Fig. 8A). SU4 is also identified in the eastern trough and at the trough junction. This unit is conformable to the underlying SU3 in troughs center, but may show laterally onlap terminations onto SU3 (Fig. 8). From its lower bounding surface up to the lakefloor, the wavy reflection configuration is attenuated marking a vertical compensation in places resulting from the progressive sealing of the topography (Fig. 8).

Lithofacies indicate a mixed contribution of channelized flows in the form of bedload

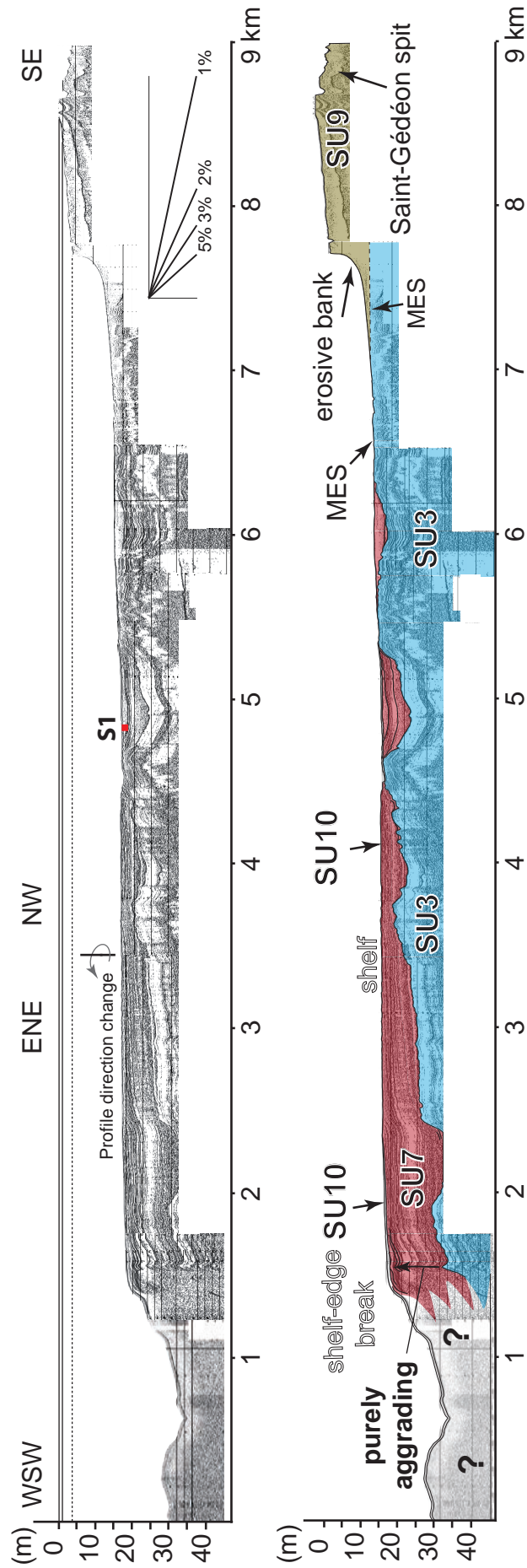


Fig. 6. Raw and interpreted VHR seismic sections. Stratigraphic relationships of SU3, SU7, SU9 and SU10 from the southern shelf platform to the shelf break domain.

transport (aligned clast deposition) and settling processes (mud deposition). Related flows are essentially confined into the troughs but overflows may occasionally occur over trough margins. The physiography of Lake Saint-Jean strongly suggests a genetic connection with fluvially derived underflows from the river mouths to the North-West (Fig. 1C). SU4 features are attributed to confined lobes fed by underflows.

SU5. – SU5 is composed of laminated mud (samples S7, S8 and S9, Table 1) deposited into 1 – 10 km large remnant depressions above SU3, and associated with channel structures. SU5 corresponds to trough infill. It includes divergent reflection configuration that are laterally affected by an erosional channel form (Fig. 5C). In front of Roberval, off the southwest shore of the lake, SU5 is associated with constructive channel structures (Fig. 5B). SU5 lower boundary is subconformable upon SU3. Above the first-order inherited concave palaeobathymetry, depositional geometries show the progressive development of two prograding-aggrading sigmoid configurations converging from both sides toward the channel axis (Fig. 5B).

SU5 therefore includes channel infills in relatively shallow parts of the lake. Accretion associated with well-preserved channel forms suggest a contribution of both channelized flows and suspension settling processes.

SU6. – SU6 includes individual sedimentary bodies made of laminated mud (samples S10, S11 and S12, Table 1) displaying internal erosive contacts and wavy beds (Fig. 11C). On the X-ray core section (Fig. 11C), planar and wavy laminae suggest ripples. SU6 bodies have a conformable lower contact on SU3 (Fig. 10). Two types of SU6 sub-units are differentiated based on their locations in the basin. The type-1 consists of asymmetric mounds, 2 – 3 m thick and more than 0.5 km long (Fig. 10A, B), which are located on the central ridge in the 20 – 30 m depth range. The type-2 corresponds to mounds (2 – 3 m thick, 0.2 km long) or wedges (5 – 10 m thick, more than 1 km long), respectively positioned in the trough (Fig. 10C) or in the 15 – 30 m depth range on the trough flanks (Fig. 10D).

The asymmetry of the sedimentary bodies, their restricted areal extent, internal erosion and ripples suggest (i) deposition by bottom currents, (ii) the occurrence of erosional events generating reactivation surfaces in deep areas and (iii) a significant contribution of bedload transport. SU6 features are attributed to sediment drifts. In the case of individual sedimentary bodies distributed over the central ridge axis (type-1), the flow is likely related to bottom currents circulating along the lakefloor rather than to channelized currents (i.e. SU5). In the case of bodies located along the troughs and trough flanks (type-2), more channelized flows are suggested and connection with fluvial derived underflows from the river mouths to

the north (Fig. 1C) is envisaged.

SU7. – SU7 is composed of heterolithic facies including muds and sands deposited from current ripples (samples S14, S15 and S16, Table 1, Fig. 11D). The unit corresponds to a sediment accumulation in wedges including sigmoidal reflection patterns, located in relatively deep parts of the lake (15 – 30 m depth range). SU7 consists of 10 – 15 m high and up to 4 km long clinoforms that are oriented basinward (Figs 6, 7). Overlaying SU3, the SU7 lower bounding surface is non-erosional. Three sub-units (Fig. 7B), defined by clinoform organizations, succeed from the inner platform up to the shelf break. Low-angle clinoforms characterize the sub-unit 7.1. They show truncations beneath a MES, that is sealed by a thin veneer of sediment (SU10). The sub-unit 7.2 has steeper clinoforms, with an upward-migrating break of slope and topset reflections onlapping the sub-unit 7.1 strata (Fig. 7B). The sub-unit 7.3 has low-angle clinoforms similar to those of sub-unit 7.1 with topset onlaps upon sub-unit 7.2. Basinward, clinoforms have a smoothly undulated draping configuration that is the result of topography compensation from the top of SU3.

SU7 reflects a shelf-type progradation from the southeastern shoreline, toward deeper parts of the basin near the trough junction. Sub-units reflect distinct sedimentation regime during the development of an overall prograding shelf. Sub-unit 7.1 is characterized by an aggrado-prograding configuration, while sub-unit 7.2 is essentially aggrading. Sub-unit 7.3 records initially a major progradation but the uppermost reflections indicate that aggradation of the shelf-edge break subsequently renewed (Fig. 6). It is worth noticing the systematic onlap terminations upon non-erosional contacts of sub-unit 7.2 onto sub-unit 7.1 and of sub-unit 7.3 onto sub-unit 7.2, suggesting continuous deposition throughout the prograding-aggrading shelf. In absence of connection with a river mouth, SU7 corresponds to a thick (up to 20 m) sediment wedge built up by basinward bottom currents downslope of a by-pass surface (MES) (Fig. 7).

SU8. – Evidenced in the northwest part of the lake, SU8 consists of large (up to 10 km long) and thin (up to 5 m thick) banks, mainly composed of sand (sample S18, Table 1) with a progressive enrichment in muds basinward (sample S17, Table 1). In places, small-scale clinoforms are observed (Fig. 9). SU8 thins from the shore zone and wedges out at about 10 – 12 m depths (Figs 5C, 9). It seals an MES (Fig. 9B) at less than 10 m depth, and an IES at deeper depths (Fig. 9C). Both the erosional surfaces truncate reflections in the underlying SU3 (Fig. 9). SU8 upper boundary is an irregular surface, sealed by SU10 (Figs 5C, 9).

SU8 is interpreted as prograding sand bodies in front of river mouths. This depositional

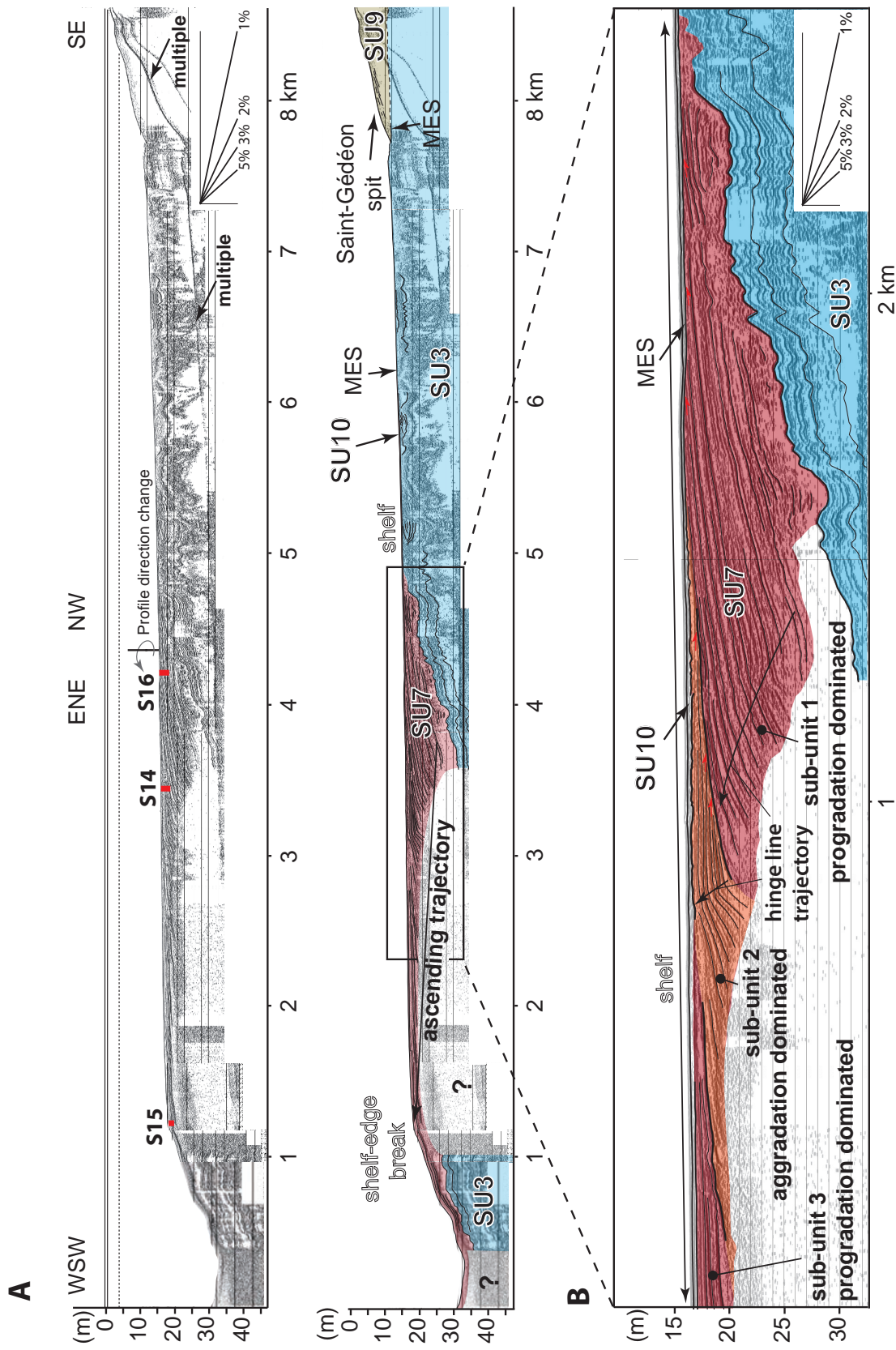


Fig. 7. Raw and interpreted VHR seismic sections. A. Stratigraphic relationships of SU3, SU7, SU9 and SU10 from the shorezone to the shelf-edge break. B. Close-up on the stratigraphic sequences constituting SU7. Note the general ascending trajectory of the shelf-edge break, organized in three sub-units.

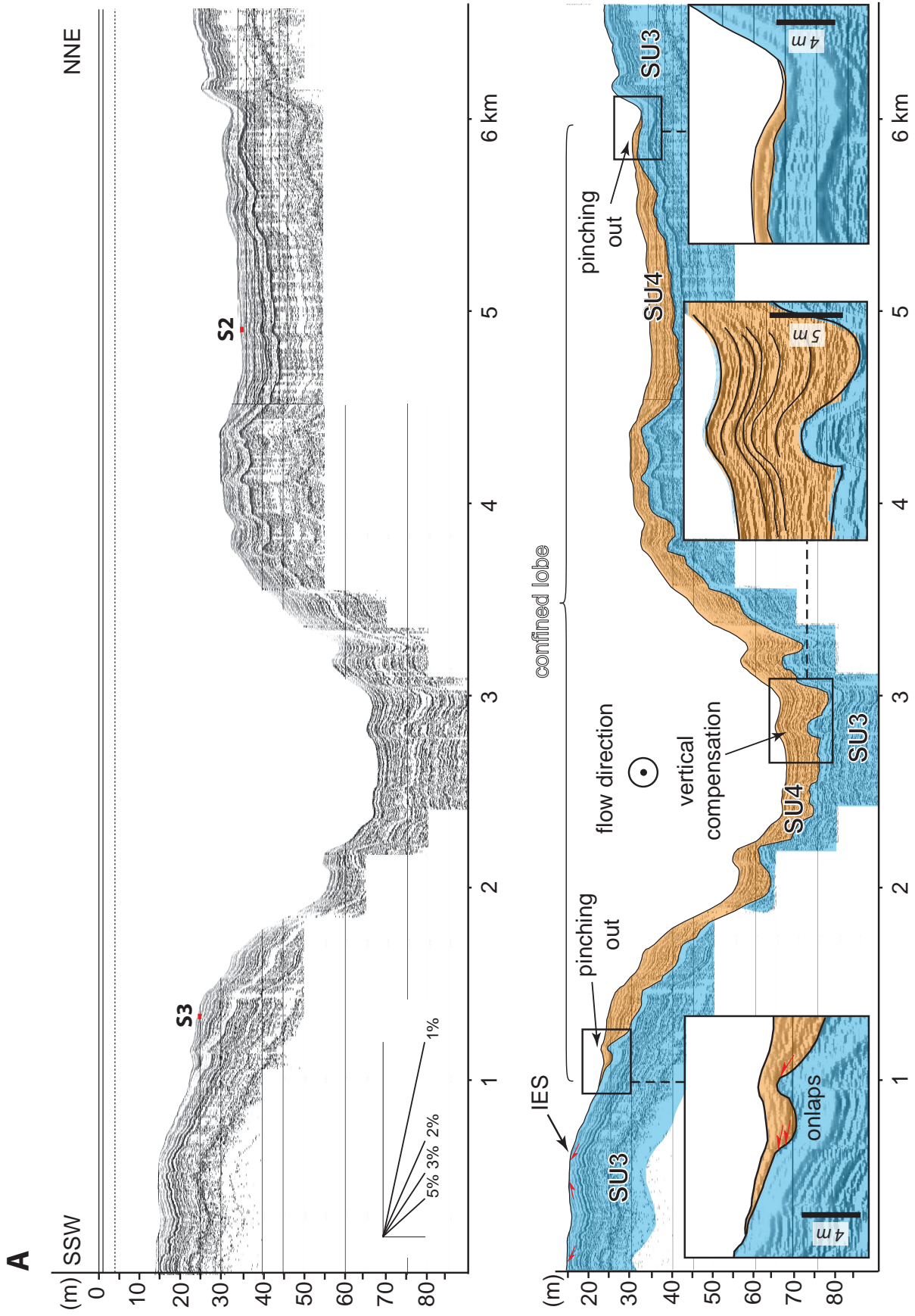


Fig. 8. Continue

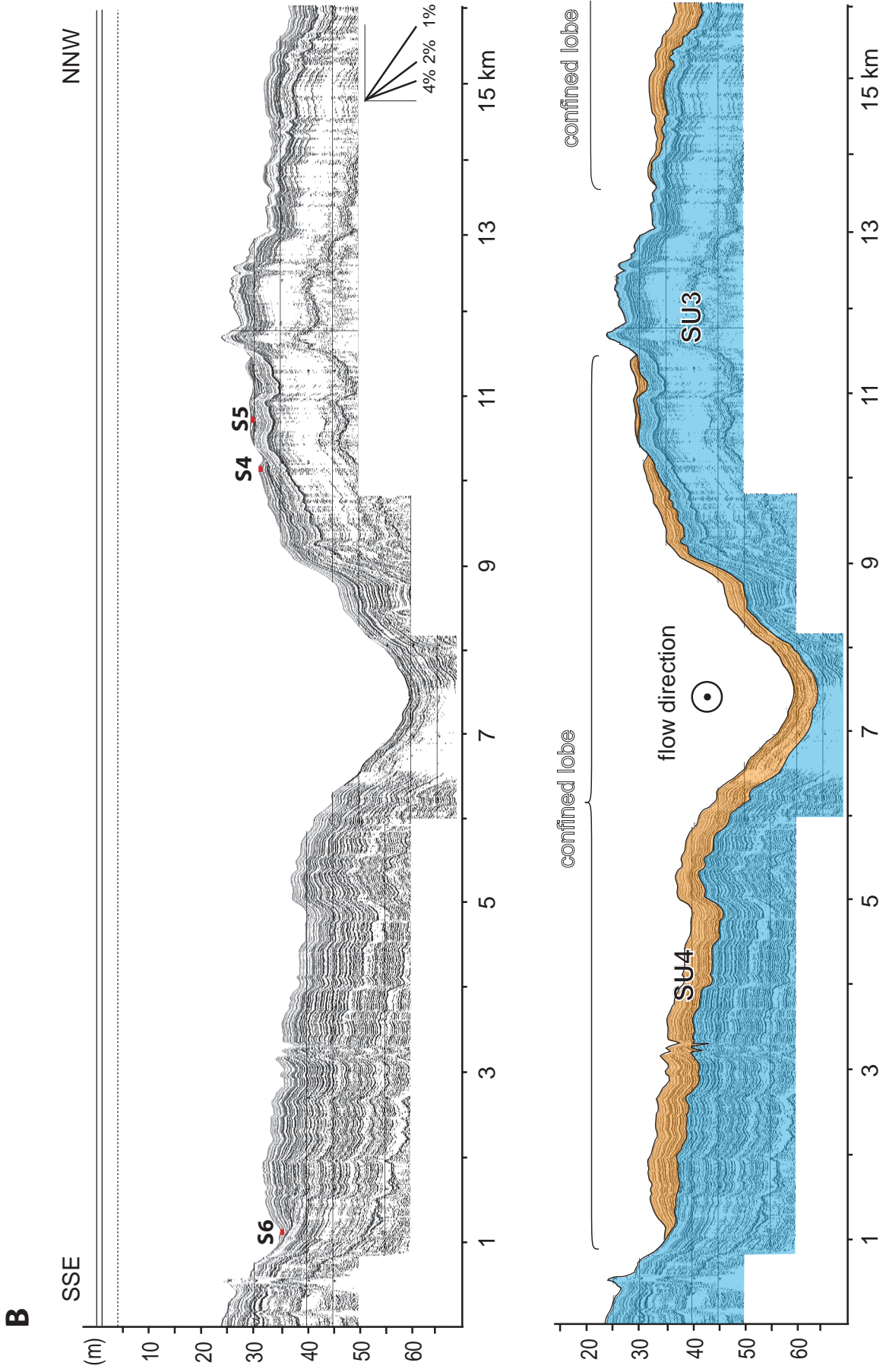


Fig. 8. Raw and interpreted VHR seismic sections. A and B. Stratigraphic relationships of SU3 and SU4 across the western trough. Note typical characteristics of SU4: onlap onto SU3, with lateral pinching out and vertical compensation.

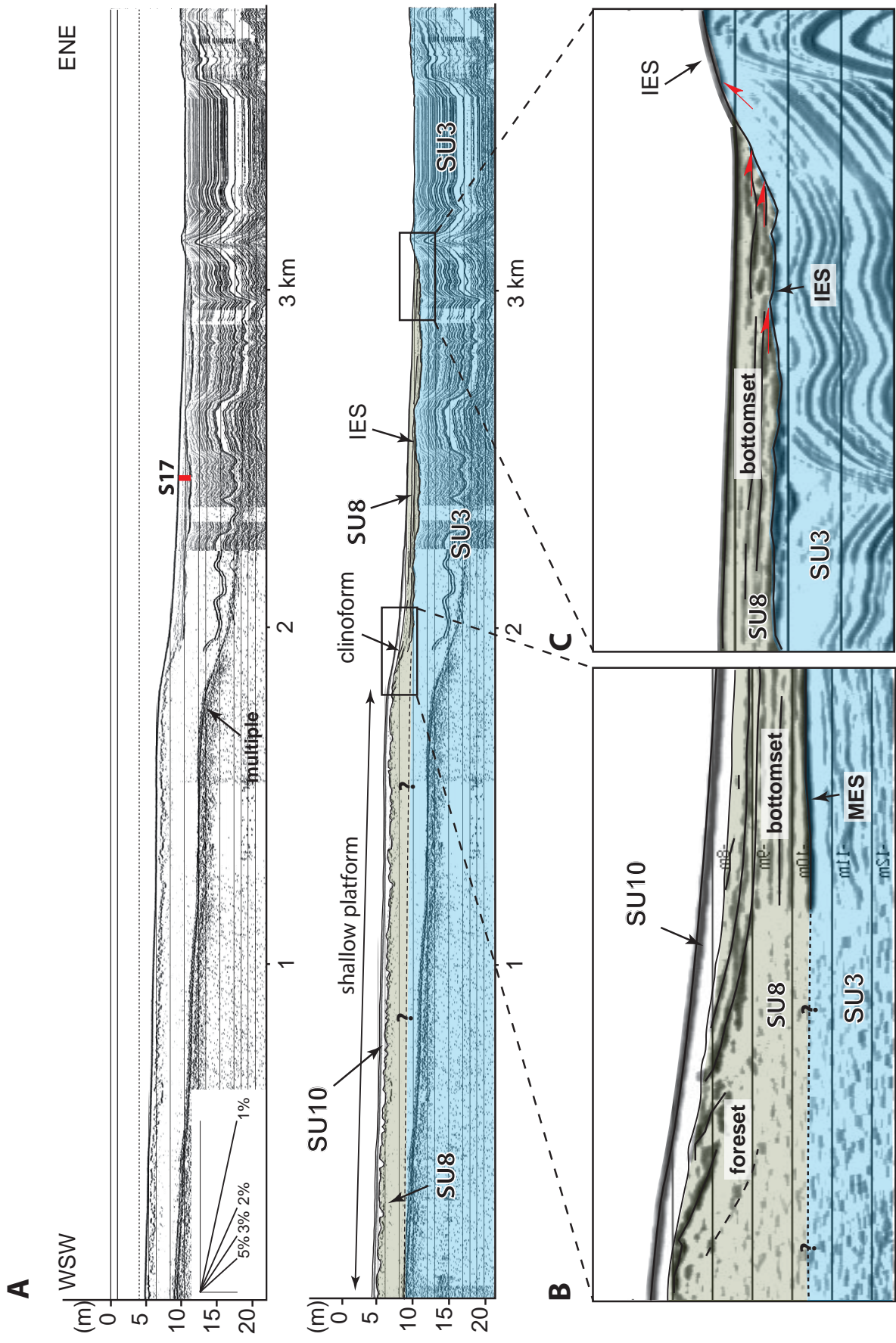


Fig. 9. Raw and interpreted VHR seismic sections. A. Stratigraphic relationships of SU3, SU8 and SU10 across the northern shallow platform of the lake. B. Close-up of the clinoform geometry in the distal part of SU8. C. Close-up displaying the distal SU8 termination and contacts with the underlying SU3.

system is interpreted as a foreset-bottomset combination (Fig. 9B, C), resulting from predominant tractional processes in river mouth environments. Basinward termination of fluvial mouth reaches up to 7 km off the present-day Lake Saint-Jean shoreline.

SU9. – SU9 is composed of medium to coarse sand (sample S19, Table 1) in bank architecture including oblique reflection pattern. In the southern part of the lake, SU9 corresponds to a 2 km long and tens of meter thick bank, observed in the 2 to 10 m depth range (Figs 6, 7A). In the western part of the lake, SU9 includes thin wedges sealing a MES and characterized by faint internal configurations pinching out basinward (Fig. 5B) at about 4.5 m depth. Downslope, detached prograding sedimentary bodies, a few hundred meters long and 1 – 3 m thick, include distinctive small-scale clinoform geometries (Fig. 5B).

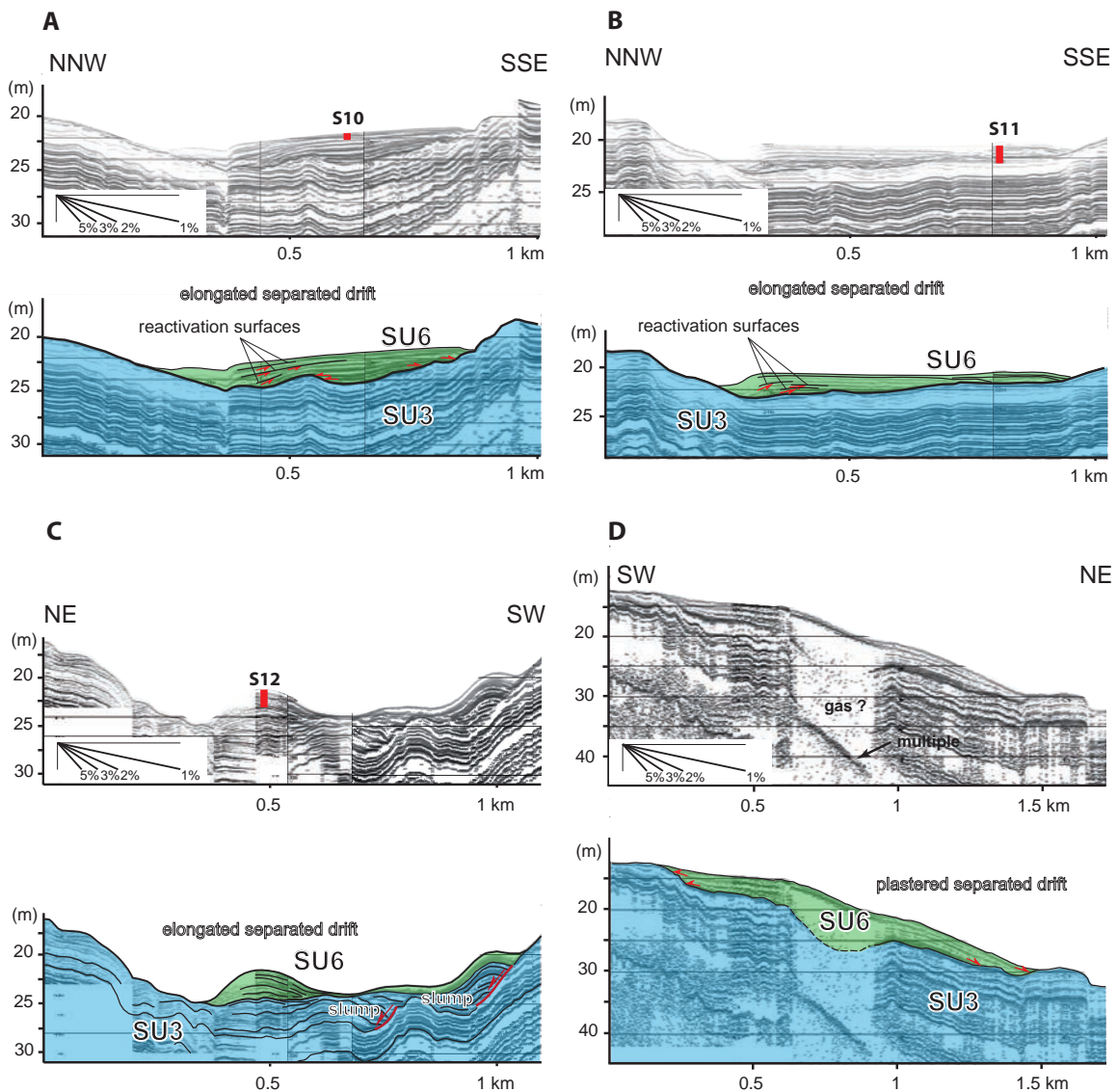


Fig. 10. Raw and interpreted VHR seismic sections displaying two types of SU6. A and B. SU6-type-1 structure overlying SU3 onto the central ridge. C and D. SU6-type-2 structure overlying SU3 in the western trough.

Sand in SU9 was emplaced within prograding systems. Located in areas without any significant fluvial input, these systems are controlled by coastal dynamics. This is supported by the kilometric-scale sedimentary body in the southeastern part of the lake (Figs 6, 7A) that extends onshore to form the Saint-Gédéon spit that enclosed a backshore lagoon (Fig. 1C).

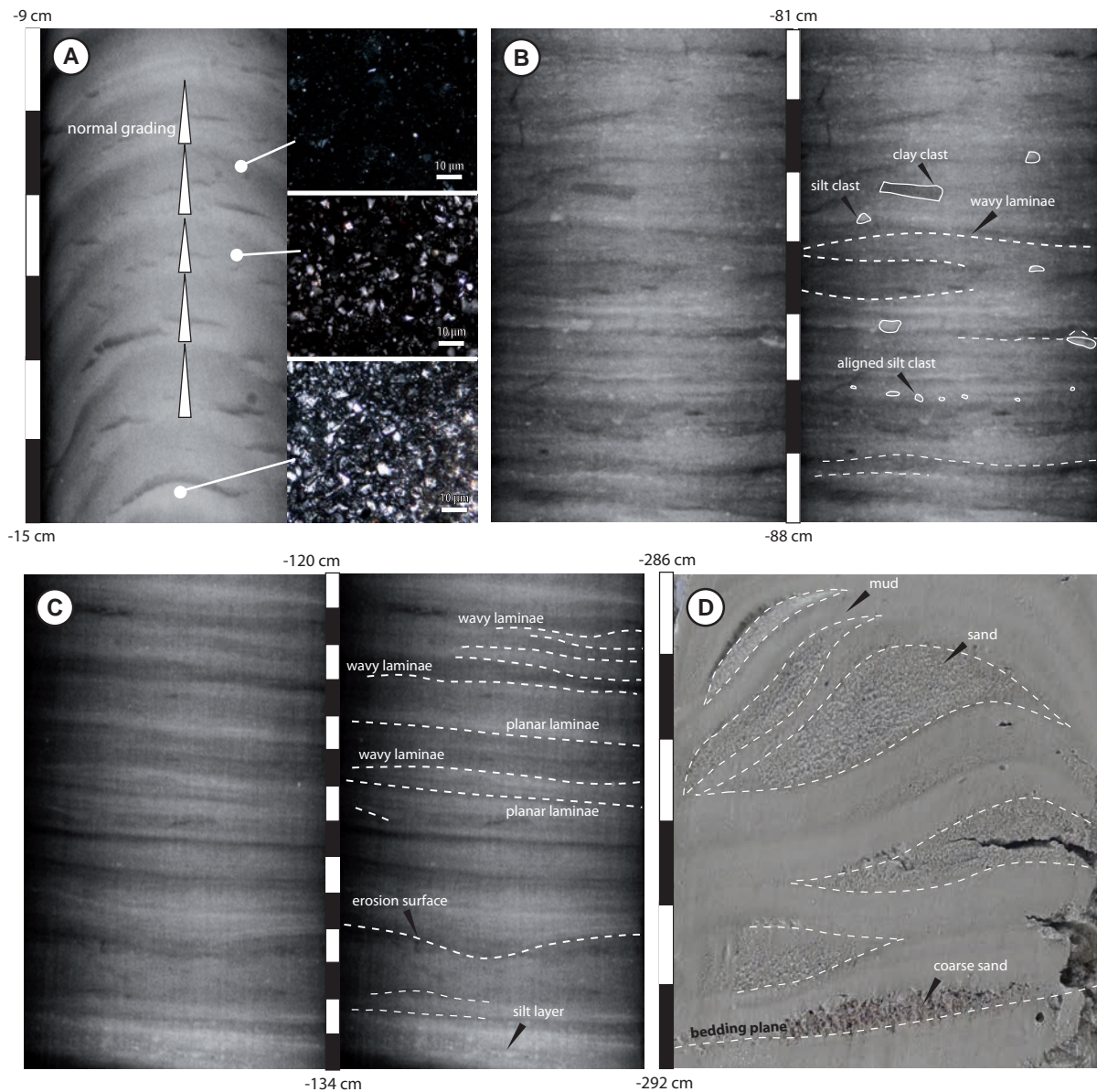


Fig. 11. Sedimentary facies from photograph and X-radiographed core sections. Lighter color is silt, darker color is clay. A. S21 X-ray section (left side) representing sharply stacked mud beds. Grading from silt to clay is highlighted by smear slides images (LPA, x40) that display upward-decreasing amount and size of quartz content in beds of SU3. B. S6 X-ray raw core section (left side) and X-ray annotated section (right side) displaying mm-scale mud beds occasionally interbedded by fine sand and aligned mud clast layers in SU4 that suggest lateral transport. C. S11 X-ray core section (left side) and X-ray annotated section (right side) showing mm- to cm-scale mud beds in SU6 type-1. Erosion surface suggests bedload while variations in bed thickness are ascribed to ripples. D. S16 core photograph displaying heterolithic facies made of mud and sand alternations in SU7. Sand lenses and asymmetric mounds are interpreted as current ripples.

SU10. – SU10 is composed of mud (samples S1, S7, S8, S9) or gravelly sand (sample S25, Table 1). SU10 forms an extensive sheet, 0.1 to 0.5 m thick drapping the underlying seismic units. The SU10 lower boundary seals the upper boundary of SU5 (Fig. 5B), the erosive channels (Fig. 5C) and shallow but extensive areas formerly characterized by an erosion surface (either MES or IES) in the 5 – 20 m depth range (Figs 6, 7B, 9). In addition, SU10 seals remnant irregular topographies at the top of SU8 (Figs 5C, 9A).

The stratigraphic position of SU10, which seals erosional (IES and MES) or depositional surfaces, indicates that this sediment veneer is the last emplaced unit. Coarse material of SU10 overlying the muddy SU3 and, in contrast, fine material overlying the heterolitic SU7 together indicate a major change in Lake Saint-Jean development. SU10 registers a recent disequilibrium in the basin-scale sedimentary development of Lake Saint-Jean suspected to be related to the lake level rise in 1926.

Synthesis of sedimentary processes in the Saint-Jean basin

Deglaciation succession. – Glacial landforms are observed onshore forming large roches moutonnées that are partly buried by the postglacial sedimentary succession (Daigneault et al. 2011). The irregular, upper bounding surface of SU1 mainly reflects such glacial landforms, which are usually directly draped or overlapped by SU3 (Figs 5A, B). The chaotic internal configuration of SU2 and its spatial connection onshore with sand-dominated depositional wedges indicate that this intervening unit represents glaciogenic accumulations such as eskers or subaqueous ice-contact fans. A more or less continuous till is not inferred from the VHR sections. Where observed, SU2 deposits are conformably (or at least, paraconformably) overlain by aggrading muds of SU3. Normal graded mud layers in SU3, that are common in deposit from meltwater plumes (Ó Cofaigh & Dowdeswell 2001), and the significant thick succession (up to 50 m) permit to correlate SU3 with the extensive Laflamme mud Formation, usually understood as glacialmarine unit (Tremblay 1971; Daigneault et al. 2011), but also probably including early fluviodeltaic plume sediments fed by retreating continental ice front

All other seismic units (SU4 to SU10) systematically overlay SU3 and thus represent younger depositional wedges. From then on, depositional patterns include evidences for (i) lateral transport on the basin floor forming isolated mud bodies (SU4, SU5 and SU6) and (ii) progradations (SU7, SU8 and SU9), which together strongly contrast with older widespread and aggrading mud deposition that previously involved prevailing settling processes (SU3).

Shoreface and foreshore sediment wedges. – Sediment transport and deposition in the shoreface and foreshore domains resulted in a variety of prograding wedges. SU8 and SU9 represent sand-dominated wedges deposited in river-mouth and coastal environments, respectively. SU8 wedges are located in front of the northern river mouths. There, riverine flow expansion resulted in extensive bedload deposition represented by kilometric-scale mouth-bar systems (SU8) including 4 – 5 m high, low-angle clinofolds (Fig. 9A, B) comparable to those described by Enge et al. (2010) and Schomaker et al. (2010). Mouth-bar development has ceased today as indicated by SU10 locally overlying SU8.

SU9 characterizes the southern and southwestern nearshores that do not have a significant riverine sediment source. East of Roberval, SU9 includes a detached sand body with a MES developed upslope (Fig. 5B). Its internal architecture including clinofolds is strikingly similar to the infralittoral prograding wedge described by Hernandez-Molina et al. (2000) along the Atlantic coast. The authors interpret this feature as sediment body deposited at depths between the fair-weather and storm-wave bases in a high-energy, wave-dominated setting. SU9 deposits are also spatially associated with the Saint-Gédéon spit along the southern shore of the lake (Fig. 1C). Internal foresets in its subaqueous segment are also similar to those documented in coastal open-marine spits (Mäkinen & Räsänen, 2003; Nielsen & Johannessen 2009; Raynal et al. 2009; Lindhorst et al. 2010; Ryabchuk et al. 2011). VHR profiles therefore suggest that Lake Saint-Jean belongs to a class of enclosed and relatively shallow water bodies, characterized by high-energy nearshore hydrodynamics (Davidson-Arnott & Van Heyningen, 2003; Ashton et al. 2011).

Sedimentary processes in the central part of the Saint-Jean basin. – Sedimentary bodies occurring in deep areas constitute two groups: (i) SU4, SU5 and SU6-type-2 are associated with channelized and/or confined flows at least partly controlled by the lakefloor topography; (ii) SU6-type-1 and SU7 relates to sediment constructions by bottom currents.

Sediment bodies of SU4 and SU6-type-2 are spatially restricted to the troughs. Located downstream of the erosive channels connecting river mouths and troughs, isolated bottom structures (SU6-type-2) are interpreted either as elongated-separated (Fig. 10C) or plastered-separated (Fig. 10D) drift structures (Faugères et al. 1999). These sediment bodies document underflows that we ascribe to the continuation of former riverine inflows. Further downslope, deposition of SU4 (Fig. 8) occurred in the most distal part of the troughs. Evidences for underflows such as erosional processes beyond fluvial mouths, sediment bodies from spatially restricted flow paths up to the deepest part of the basin (SU6-type-2) all together point to hyperpycnal flow events (e.g. Mulder et al. 2003; Zavala et al. 2010). Resulting architectures

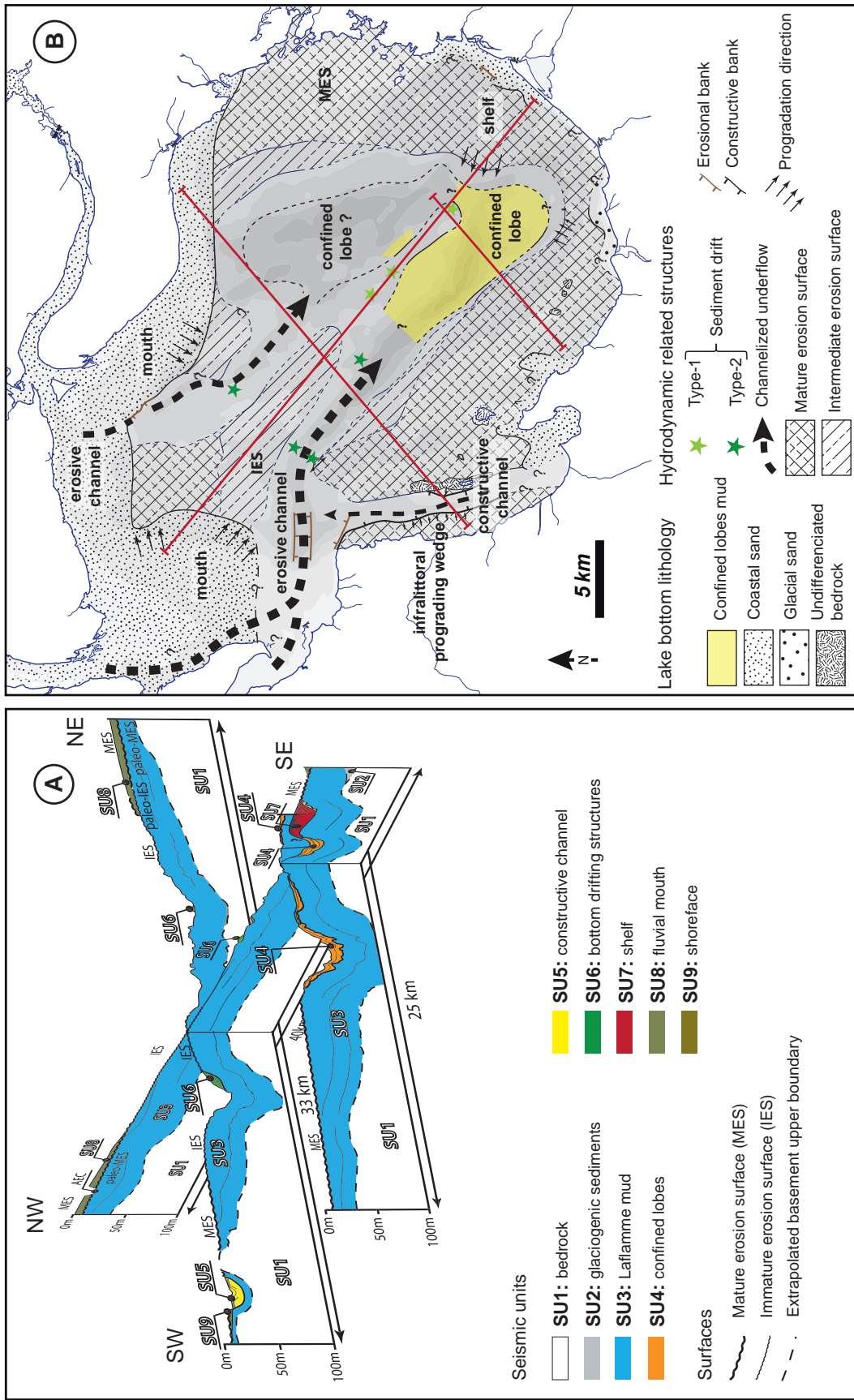


Fig. 12. Synthetic morphosedimentary bloc-diagram (A) and map (B) of Lake Saint-Jean. A. Synthetic basin-scale cross-sections showing the spatial organization of the seismic units, based on the interpretation of VHR sections (SU10 is not represented). Note that the morphology of the upper boundary of the basement is extrapolated from the draping pattern of SU3, the thickness of which might be locally overestimated. B. Synthetic map of sedimentary facies distribution before the 1926 anthropogenic transgression of Lake Saint-Jean.

contrast with the extensive draping geometries of SU3, typical of deposition through prevailing settling processes. The relatively large amount of sediments in up to 15 m thick SU4 bodies suggests that hyperpycnal flows were/are a major depositional process in the Saint-Jean basin. The constructive channel east of Roberval (SU5, Fig. 5B) is spatially connected to the small Ouatouchouane river mouth (Fig. 1C). This structure can be attributed either to relatively recent deposition at the fluvial mouth or to much older hyperpycnal flows similar to those related to SU4 bodies occurring when this particular depositional area was formerly deeper and the river more active.

In the deeper part of the Lake Saint-Jean, a second group comprises the SU6-type-1 and SU7 sediment bodies. Whereas the SU6-type-1 is mostly located on the central ridge (Fig. 8A, B), SU7 characterizes the southern part of the basin where no major river exists that could have fed this voluminous prograding system (Fig. 1C). In both cases, their location does not support a genetic link with river flows and/or hyperpycnal flow events. Lateral transport and erosional processes (Fig. 11C) are attributed to bottom currents. SU6-type-1 (Fig. 10A and B) is interpreted as elongated separated drift (Faugères et al. 1999; Manley et al. 2012; elongated sediment drift sensu Rebesco et al. 2007) that, in marine setting, are formed by bottom currents. In the southern part of the lake, we interpret the thick (10-20 m) and extensive SU7, marked by prominent clinofolds and heterolithic lithofacies (Fig. 7; Table 1) as a sedimentary body generated by northwestward-oriented cross-shore bottom currents remobilizing sands and muds from the shoreface off the Saint-Gédéon spit system.

Synthetic view of the Lake Saint-Jean infill. – Three synthetic profiles (Fig. 12A) compile the information about the Lake Saint-Jean sedimentary architecture based on the distribution of sediment bodies in VHR sections. Extrapolating this spatial distribution from observed bathymetric patterns throughout the lakefloor, a synthetic map is also proposed (Fig. 12B), which is an attempt to represent the inferred sediment organization prior to SU10 deposition.

DISCUSSION

Based on VHR profiles, our study evidences a major change in the Saint-Jean infill succession at the transition from the extensive SU3 unit where settling processes prevailed to the overlying units (SU4 to SU9), which correspond to juxtaposed sedimentary bodies including a significant contribution of hyperpycnal flows and bottom currents. In this section, we first explore the origin of this change in the temporal framework of the glacial to postglacial evolution characterized by (i) the transition from a marine (Laflamme Gulf s.s.) to a lacustrine (Lake Saint-Jean s.s.) setting, and (ii) the retreat of the Laurentian ice fronts out of the Saint-

Jean catchment. Then, the architecture of mouth-bar and shelf-type bodies is discussed in the context of forced regression.

Onset of hyperpycnal flows

Erosive channels, SU4, SU5 and the SU6-type-2 (Figs 5B, 5C, 8, 10C, 10D) have been interpreted as related to river-derived hyperpycnal flows. Hyperpycnal flow events at river mouths necessitate a high, incoming riverine sediment load flowing into a relatively low-density water body (Mulder et al. 2003). During the Laflamme Gulf lifespan, and despite a possible connection with ice fronts, the sediment-charged river waters were probably not dense enough to plunge beneath the cold marine waters that inhibited or at least minimized occurrences of hyperpycnal flows events (e.g. Mulder et al. 2003; St-Onge et al. 2004). Owing to the marine to lacustrine transition at 8.5 ± 0.7 cal. ka BP, marine waters were replaced by low-density fresh waters, leading to favorable conditions for the genesis of hyperpycnal flows during a period with still high glacier-derived sediment supply. Thus, the inception of hyperpycnal flow events should correspond to the early lacustrine period. Afterwards, when the ice-sheet disappeared from the Saint-Jean basin catchment, river discharge and sediment supply were drastically reduced, likely resulting in less frequent hyperpycnal flow events. This model thus considers that a significant part of SU4 bodies would have been emplaced relatively early in the Lake Saint-Jean development (i.e. essentially between 8.5 ± 0.7 cal. ka BP and 7.5 cal. ka BP).

The sharp stratigraphic relationships between SU3 and the overlying units (SU4, SU5 and SU6-type-2) indicate that SU3 deposition stopped before the inception of hyperpycnal flow events in the Saint-Jean basin. The Laflamme mud Formation is expected to be older than 8.5 ± 0.7 cal. ka BP.

Extent of the wind-driven hydrodynamics in Lake Saint-Jean

SU9 relates to coastal hydrodynamics. Some erosion surfaces, SU6-type-1 and SU7 bodies are evidence for bottom currents over extensive surfaces of the lakefloor that have not been affected by fluviially-derived underflows. The distribution of related deposits indicates processes occurring above the wave base, where the wind-driven hydrodynamics is strong enough to generate erosion surface and to remobilize sediment. Bottom currents in deeper domains of the lake however require further clarifications.

The wave base in Lake Saint-Jean. – In the VHR profiles, impact of the wave action is poorly decipherable in northern river mouths, moderate on the west coast (Fig. 5B), and stronger along the southern coast where it resulted in a well-defined sand spit (Figs 6 and 7). Today,

active shoreline retrogradation occurs along the northeastern shores (Pointe Taillon, Fig. 1A; Denis 1992). These contrasted evolutions can be attributed to (i) enhanced sediment supply and mouth-bar building in front of the Peribonka, Mistassini and Ashuapmushuan rivers, (ii) virtually no sediment supply along the southern lake shore, and (iii) a regional wind regime with prevailing NW-SE orientations, generating a higher fetch at the southeastern downwind shore of the lake. The infralittoral prograding wedge (Hernandez-Molina et al. 2000) identified in Lake Saint-Jean off Roberval (SU9, Fig. 5B) suggests current fair-weather and storm wave base limits at ~5 and ~7 m, respectively. Considering the 2.5 m anthropogenic mean lake level rise in 1926, the former wave bases would have been in the 7.5 – 9.5 m depth interval relative to the present-day mean highstand lake level. As a consequence, the development of mature erosion surfaces (MES) in the 0 – 10 m depth range (Fig. 5B and 5C) is attributed to the present-day and pre-1926 shoreface hydrodynamics. A direct wave action is however not responsible for erosion surfaces observed at deeper (>10 m) depths.

Bottom currents. – Bottom currents inferred from SU6-type-1 and SU7 architectures, not related to fluvially-derived underflows, are firm evidence for a wind-driven internal water circulation in Lake Saint-Jean as yet evidenced for other lacustrine systems (Botte & Kay 2002; Steissberg et al. 2005; Bouchette et al. 2010). Internal water circulation has to relate to the 90% of mean annual times of potential wind action over the Lake Saint-Jean surface (Meteorological Survey of Québec; <http://www.climat-quebec.qc.ca>).

Long-lasting wind-driven internal circulation led to (i) erosion and by-pass processes at the lakefloor at depths greater than 10 m, (ii) remobilization of sediments and (iii) their redeposition in the form of SU6-type-1 (elongated separated drift bodies) and SU7 (heterolithic shelf-type structure) sedimentary bodies. Both the marine Laflamme Gulf and the ensuing Lake Saint-Jean experience(d) a wind-driven circulation. However, the closing of the water body at the marine to lacustrine transition likely enhanced internal circulation patterns. Surface waters pushed by prevailing north or north-west winds generated downwelling at the newly formed southeastern lakeshore, resulting in northwestward-oriented bottom currents. Water stratification induced by the previous estuary-type circulation that may have prevailed in the Laflamme Gulf should have disappeared afterwards. In addition to the onset of hyperpycnal flow events off the river mouths, we thus suggest that the marine to lacustrine transition also strongly impacted the internal hydrodynamics, which generated bottom currents at the lakefloor.

Stratigraphic signature of the postglacial rebound

The Saint-Jean system is an appropriate place to test, more specifically at the VHR seismic

scale, if sequence stratigraphic concepts derived from marine shelves enduring forced regression are transposable to Holocene basins in which glacio-isostatic uplift occurs (Hart & Long 1996; Mäkinen & Räsänen 2003; Fraser et al. 2005; Cummings et al. 2011; Eilertsen et al. 2011).

The signature of forced regression, i.e. regression induced by a relative base-level fall, is well-documented in the geological record (e.g. Posamentier et al. 1992; Schwarz et al. 2006). A falling-stage system tract (FSST) has been sometimes determined (Hunt & Tucker 1992; Plint & Nummedal 2000; Catuneanu et al. 2009), which includes all the sediments deposited during the fall of the base level, above a basal surface of forced regression (BSFR of Hunt & Tucker 1992; corresponding to the correlative conformity of Posamentier & Allen, 1999). The FSST that is characterized by prograding and offlapping geometries, includes two internal erosional surfaces. The deeper one is formed in the lower shoreface and is attributed to a regressive surface of marine erosion (RSME). It is genetically related to the wave action in an attempt to maintain the concave-up equilibrium profile of the shoreface. At shallower depths, the surf diastem (SD) is an erosion surface related to the seaward shift of the surf zone (Swift et al. 2003). As a result, forced regressive sedimentary records in wave-dominated settings may include three successive depositional systems and two intervening erosional surfaces. Swift et al. (2003) distinguished from base to top: (i) a regressive shelf system, which is truncated upward by a regressive ravinement surface; (ii) an overlying regressive shoreface system, truncated upward by a surf diastem and (iii) above is ultimately deposited a regressive strandplain system. Both the surf diastem and the regressive ravinement surface (here ascribed to a RSME) are erosion surfaces related to the descending shoreline trajectory (Helland-Hansen & Hampson 2009) and therefore develop diachronously basinward.

In the Saint-Jean basin, active forced regression affected the Laflamme Gulf (Roy et al. 2011) since the glacimarine ice-front retreat. The entire Saint-Jean sedimentary succession is thus corresponding to a falling stage system tract, even if rates of base-level fall decreased drastically after threshold emergence (see Geological setting section). The basal surface of forced regression is essentially superimposed with the Late Pleistocene glacial erosion surface. Based on distinctive stacking patterns on VHR sections, we specifically investigate hereafter forced-regressive architectures in the mouth-bar domain in the north (Figs 5C, 9) and in the spit-shelf domain in the south-east (Figs 6, 7).

The mouth-bar domain. – The shallow, northern part of the lake was and is still submitted to the highest uplift rates. Here, the regressive succession relates to a rapid basinward mouth-bar development resulted from a rapidly decreasing accommodation and high rates of sediment

supply from the three major tributaries (Fig. 13A; see also Eilertsen et al. 2011). Related deposits sealed immature erosion surfaces (IES; Fig. 9B, C) due to high rates of delta progradation inhibiting the formation of a mature erosion surface (MES). In a sequence stratigraphic framework, immature erosion surfaces (IES) are here similar to regressive surfaces of marine erosion (RSME).

The spit-shelf domain. – In the southeastern downwind part of the lake, SU7 and SU9 have been interpreted as shelf-type and shoreface constructions, respectively (Figs 6 and 7). SU7 is bounded upward by a MES presently sealed by SU10. This erosion surface that laterally merges into the lower boundary of SU9, corresponds to a typical regressive ravinement surface (Fig. 13B), with a regressive shelf system below and a regressive shoreface system above (sensu Swift et al. 2003). However, in Lake Saint-Jean, the erosional surface is too deep (>15 m) to be related to shoreface erosion. Its origin is understood as related to bottom-current activity induced by wind-driven downwelling. The underlying shelf-type structure distinctively displays an ascending trajectory of the shelf-edge break (Fig. 9), which has not been recognized so far as a typical feature for forced regressive depositional systems. The ascending

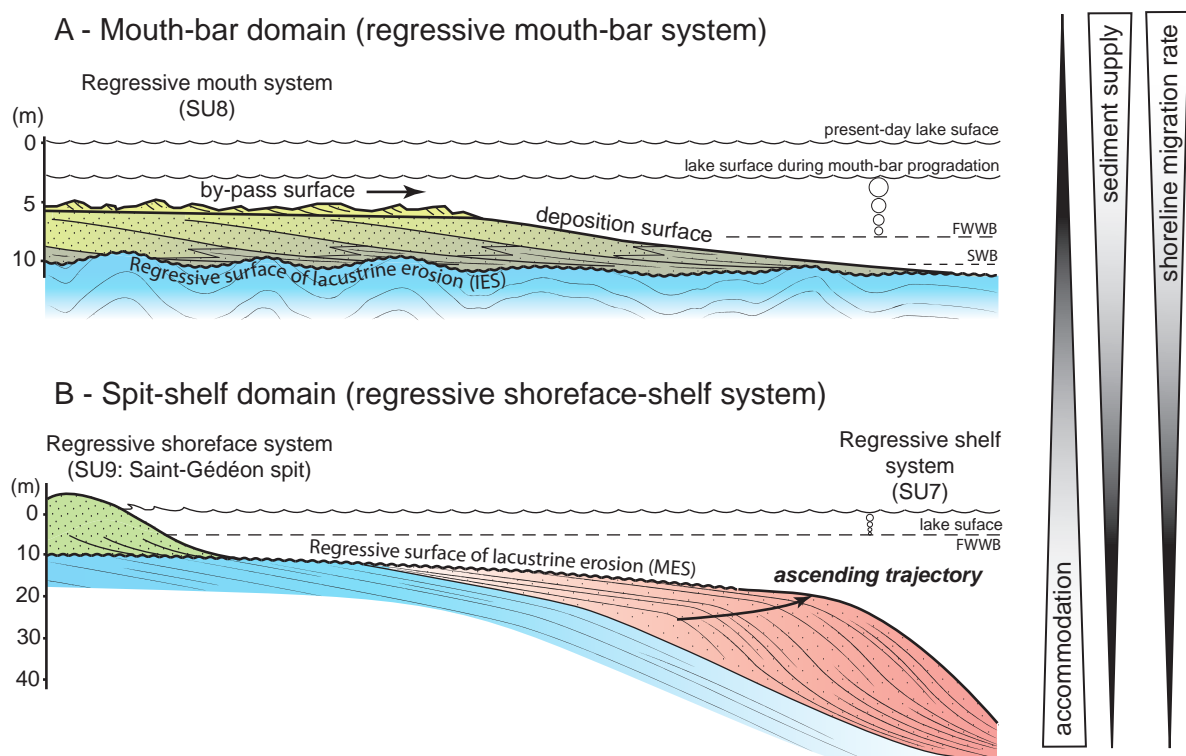


Fig. 13. Schematic representation of two types of forced regression architectures identified on the Lake Saint-Jean VHR seismic sections. A. Regressive mouth-bar system to the North. B. Regressive shoreface-shelf system to the south. Different combinations of accommodation, sediment supply and shoreline migration rates result in two distinct forced-regressive sedimentary architectures. Note that the vertical scale is different between A and B.

trajectory is attributed to the combination of significant initial depositional depths and low rates of base level fall in this part of the lake,

The regressive surface of lacustrine erosion (RSLE). – Stratigraphic architectures in the Saint-Jean basin may appear at first glance similar to those identified in a marine setting enduring forced regression; they are, however, characterized by distinctive processes. To the north, a high rate of mouth-bar progradation allowed IES to be sealed, while, to the south, a MES developed. Both surfaces are expressions of a regressive surface of lacustrine erosion (RSLE, Fig. 13). In contrast with the widely accepted views for RSME, the formation of the regressive surface of lacustrine erosion does not relate solely to wave action in shoreface environments. Initially, erosion by the action of bottom currents (wind-driven downwellings, storm-related cross-shore rip currents, river-derived underflows in places), results in an immature erosion (IES). With continuing regression, further erosion in shoreface environments generates a mature erosion surface (MES).

The southern shelf: origin of high-frequency changes in depositional conditions

Three stages of evolution have been identified based on the recognition of two progradation-dominated clinof orm successions (sub-units 7.1 and 7.3) separated by an aggradation-dominated clinof orm succession (sub-unit 7.2). Onlap relationships of sub-unit 7.2 onto sub-unit 7.1 might suggest shoreline retrogradation during deposition, which in the context of postglacial forced regression, could result from a shoreline retreat (Bernatchez & Dubois 2004). Alternatively, the aggradation-dominated stage may also relate to a variety of climatic factors influencing for instance the water body hydrodynamics. A weaker annual wind regime or a longer seasonal lake-ice cover would have resulted in less efficient downwelling currents favoring deposition closer to the shore.

The southern shelf constitutes a regressive shelf system resulting from sediment remobilization by downwelling currents that have developed since the marine to lake transition (8.5 ± 0.7 cal. ka BP). In opposition to all other units reflecting by-pass (SU6) or intermittent deposit (SU4, SU5), the shelf structure includes minor discontinuities and has to be understood as a comprehensive lake archive.

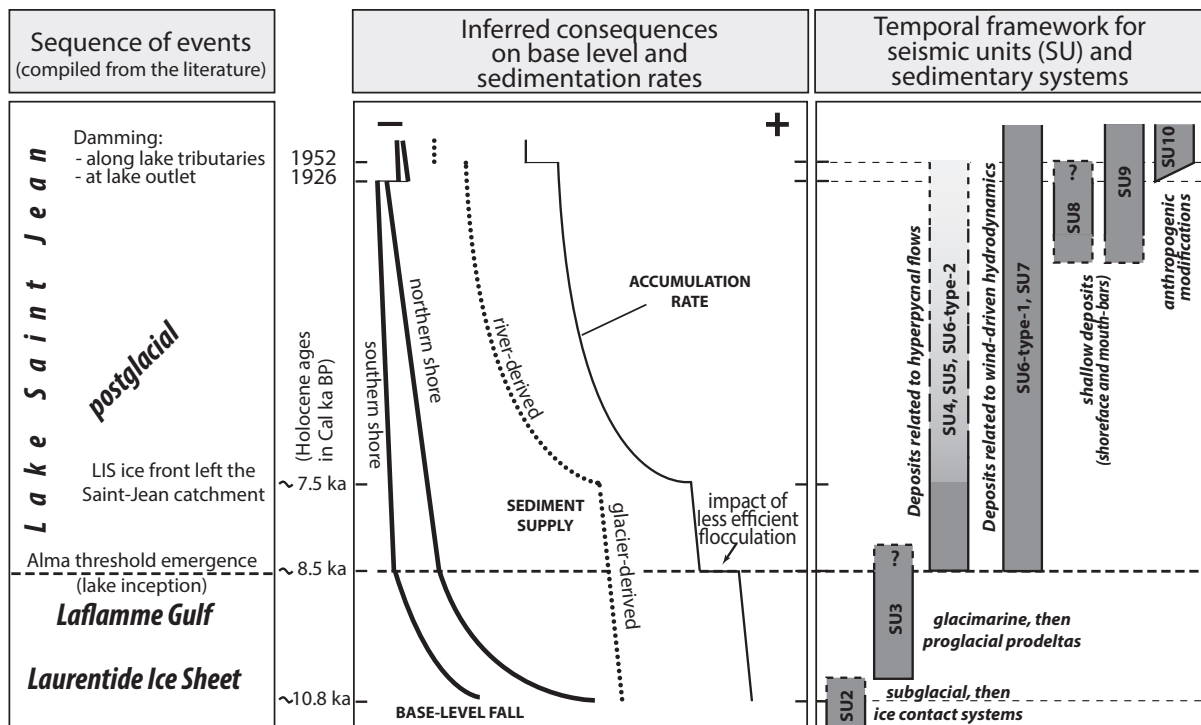


Fig. 14. Emplacement chronology of the different seismic units (SU). SU are related to variations in base-level fall, sediment supply and accumulation rate which are estimated from the main depositional environment modifications in the Saint-Jean basin. 10.8 cal. ka BP: the Laurentidian ice-front is located at the present-day Alma town location; 8.5±0.7 cal. ka BP: threshold emergence that marks the emplacement of the Lake Saint-Jean; 7.5 cal. ka BP: the ice-front retreat of the Saint-Jean catchment; 1926: dam construction at the Lake Saint-Jean outlet; 1952: dam construction upstream of the Lake Saint-Jean along the Peribonka river.

CONCLUSION

This paper presents the evolution of the Saint-Jean basin since the last deglaciation, as inferred from the first VHR seismic survey of Lake Saint-Jean. The characterization of seismic units (SU) shows a basin development with successive and distinctive depositional regimes (glacial/postglacial; sea/lake; anthropogenic impact; Fig. 14).

1 - Subglacial and ice-contact sediments (SU2) were first deposited during the late Laurentidian ice sheet (LIS) evolution. From 10.8 cal. ka BP to 8.5±0.7 cal. ka BP, distal glaci-marine to proglacial prodeltaic hypopycnal plumes have been sourced by retreating ice fronts and mud was deposited all over the Saint-Jean basin forming the extensive mud sheet (SU3) that reflects the marine Laflamme Gulf evolution.

2 - At 8.5±0.7 cal. ka BP, glacio-isostatic uplift led to a threshold emergence and to the Laflamme Gulf to Lake Saint-Jean transition. Fresh water replacing denser marine water favored hypopycnal flow events, which transferred via river systems a large amount of sediment from the continental LIS ice fronts into the lake. Sediment drift (SU6-type-2), infill channel (SU5) and confined lobes (SU4) are interpreted to have been essentially emplaced during

the ca. 1000 years following the marine to lacustrine transition. The hydrodynamics of the enclosed water body was also profoundly modified, initiating internal circulation patterns characterized by bottom currents and leading to the development of sediment drifts (SU6-type-1) as well as the construction of the prograding shelf-type body (SU7).

3 - At 7.5 cal. ka BP, the disappearance of the LIS from the Lake Saint-Jean catchment resulted in an abrupt decrease of sediment supply, the diminution of hyperpycnal flows events in magnitude and/or frequency, and a relatively enhanced sediment reworking. Sediment transfers linked to reworking were responsible for the development of erosional surfaces (MES, IES), enhanced sediment drift (SU6-type-1) and progradation of the shelf-type progradation (SU7) at the downwind side of the lake. Hyperpycnal flows continued to feed confined lobes (SU4) and constructive channels (SU5), even if they represent subordinate systems at that time.

The Saint-Jean basin displays a comprehensive sedimentary record of a marine to lacustrine transition in the context of a glacio-isostatically forced regression. This record shows how sediment can be deposited and remobilized during a complete deglaciation sequence and may be an analogue for any studies focusing on forced regressive succession driven by either tectonic or climatic forcings, in Quaternary or older sedimentary successions. Although wind influence on lacustrine systems and more generally on enclosed water bodies has already been proposed, modeled or monitored, this study focusing on the Lake Saint-Jean evolution documents at basin-scale a valuable set of spatially diversified architectures specifically reflecting wind-driven hydrodynamics and interactions with fluvio-deltaic depositional systems.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the Parc national de la Pointe-Taillon/Sépaq (D. Crépin and colleagues) for ideal working facilities and to Rio Tinto Alcan (R. Larouche and C. Jollette) for interest and data. We are grateful to D. Roy's tremendous knowledge of the Lake Saint-Jean area and to the divers, Claude and Serge Gilly. The seismic campaign was made possible thanks to the support of the Gladys project and Université du Québec à Chicoutimi (Borealis ship and captain P. Nadeau). We acknowledge financial support from the CNRS-INSU (action SYSTER).

A large subaqueous prograding wedge and three sediment drifts in the Lake Saint-Jean (Québec, Canada): the sedimentary expression of wind-driven hydrodynamics

ALEXIS NUTZ et al.

ABSTRACT

In addition to numerous deltaic and coastal depositional systems, a large subaqueous prograding wedge and three sediment drifts have been identified in the central part of the Lake Saint-Jean (Québec, Canada) from very high resolution seismic imagery. The subaqueous prograding wedge is a 4 km long and up to 15 m high heterolithic wedge in the southeastern part of the lake. Sediment drifts are 0.5 km long and 2 – 4 m high mud mounds located in the central deeper part of the lake. Seismic profiles, sediment cores and numerical simulations have been used characterizing depositional environments, processes and origins. Diatom analysis and radiocarbon datings show that the development of the subaqueous prograding wedge and the three sediment drifts occurred in lacustrine environment, likely since the Lake Saint-Jean emplacement after the disconnection with the marine domain at 8.5 cal. ka BP. Smear slides and x-ray images evidence intermittent development through recurrent bedload and advective transport events alternating with background sedimentation characterized by the settling of mud or biogenic accumulations. Origins of bottom currents have been investigated using numerical simulation (SYMPHONIE oceanographic tool) modeling lake-scale wind-induced water circulations. Simulations suggest that the subaqueous prograding wedge as well as the sediment drifts result from wind-induced bottom currents developed during storm events, when wind blows over than $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, at most one or two days per year and most probably few days per decade. This paper evidences that strong winds are able to influence sedimentation in deep part of lake up to generate large-scale accumulations. Wind-induced constructions

may correspond to the major deposits in deep part of lake that need to be incorporated in further conceptual model for lacustrine sedimentation. The subaqueous prograding wedge is now considered as a predictable feature located in the downwind sides of shallow lakes when lake elongation coincides with the dominant wind orientation. Implications of this new type of lacustrine prograding sedimentary body are discussed suggesting perspectives in terms of paleo-environmental archive.

INTRODUCTION

Wind drives hydrodynamics in enclosed basins through surface and bottom currents connected by up- and downwelling patterns especially during strong sustained wind or storm events (e.g., Håkanson and Jansson, 1983; Botte and Kay, 2002). An abundant literature describes the sedimentary response to wind-driven hydrodynamics in coastal domains of enclosed basins that are expressed by beaches (e.g., Adams and Wesnousky, 1998), spits (e.g., Schuster et al., 2005; Matishov 2006; Bouchette et al., 2010), cusped spits (e.g., Ashton et al. 2011) or wave-cut terraces (e.g., Garcia Prieto, 1995; Schuster et al., 2005). However, the sedimentary expression of wind-driven hydrodynamics in deeper parts of lakes is largely less-investigated and related sedimentary processes remains more uncertain.

Seismic sections have been recently acquired across the Lake Saint-Jean (Québec, Canada). Various sediment bodies have been identified; in particular one subaqueous prograding wedge and three sediment drifts in the 10 to 25 m depth range (Nutz et al. in press). They have been attributed to lake-scale water circulation induced by wind assuming they represent the expression of wind action on lake sedimentation.

Based on sediment cores analysis and numerical simulation, this new study aims at (1) validating the lacustrine conditions characterizing the development of these features from diatoms assemblages and radiocarbon datings, (2) documenting depositional processes from smear slides and x-ray core sections and (3) refining lake-scale hydrodynamics using the numerical model SYMPHONIE (Marsaleix et al., 2008) to validate the genetic relationships with wind and to determinate the most favorable wind conditions for the deep features development.

Even if sediment drifts in lake are occasionally described in literature (Johnson et al., 1980; Ceramicola 2001; Gilli 2005; Manley 2011; Wagner et al., 2012), to our knowledge this paper is the first report of a large subaqueous prograding wedges in lacustrine environment. It supplements existing lacustrine depositional models that are classically used for the interpretations of fossil successions, especially concerning their deep environments. Indeed, the construction of large-scale migrating or prograding features development in deep part of lakes comes up against the largely accepted view of lake bottom evolution, characterized by

aggrading low energy sedimentation with prevailing mud settling occasionally intercalated by gravity slides deposits.

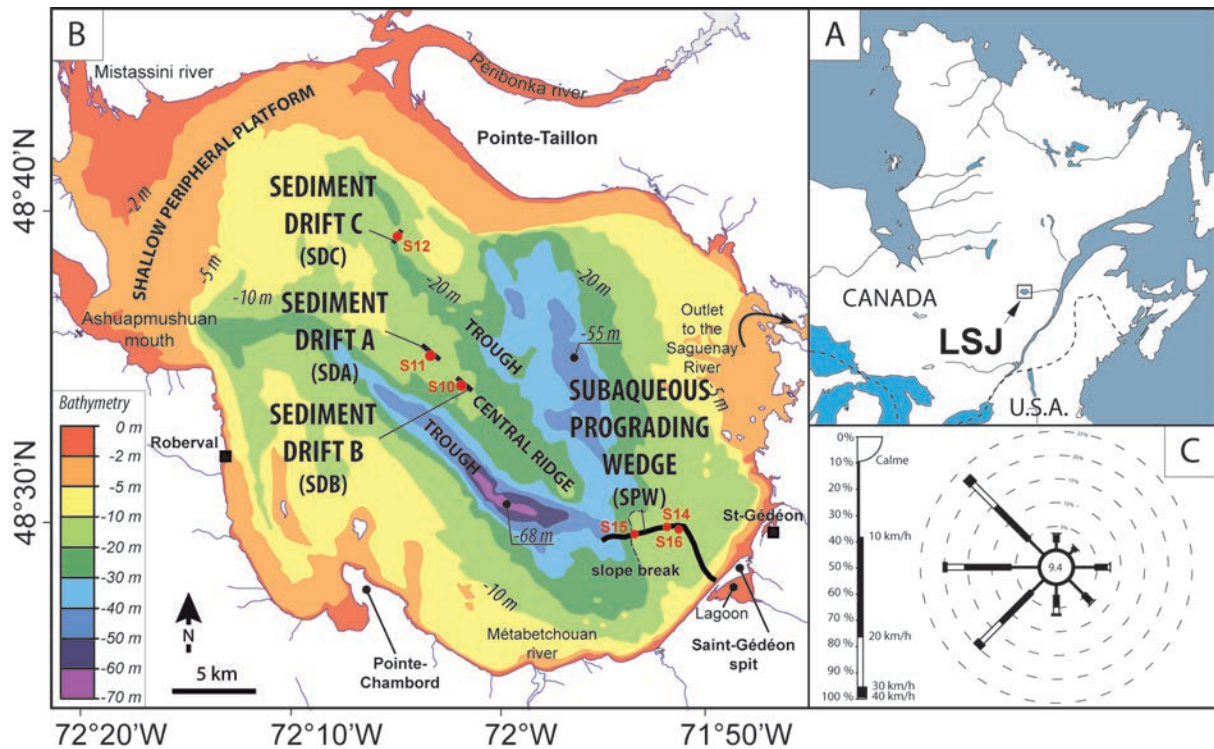


Fig. 1. Location and bathymetric maps of the Lake Saint-Jean area. A. Location map of the Lake Saint-Jean in eastern Canada, southern Québec B. Bathymetric map of Lake Saint-Jean (Canadian Hydrographic Service) and positions of the subaqueous prograding wedge and the three sediment drifts A and B. Sampling sites are marked by red spots (modified after Nutz et al., in press).

GEOLOGICAL SETTING

The Saint-Jean basin is located in southeastern Québec, Canada (Fig.1A). The Lake Saint-Jean occupies the central part of this basin. It exceeds 1000 km² draining a 78 000 km² catchment area. It possesses mean and maximum depths of 11.6 m and 65 m, respectively, that express a shallow water body (Fig. 1B).

Late Quaternary evolution

The Lake Saint-Jean is a glacial lake inherited from the last deglaciation. Contemporaneously to the progressive Laurentide ice front retreat toward the north-west, marine waters invaded the newly deglaciated flexured Saguenay and Saint-Jean areas. After the complete disappearance of the ice sheet from the study area, the Saint-Jean basin was occupied by a large marine water body corresponding to the northwestern branch of the Goldthwait Sea (Dionne, 1972; Syvitski and Praeg 1989; St-Onge et al., 2008) referred to as the Laflamme Gulf (Laverdière & Mailloux 1956; Tremblay 1971; Roy et al., 2011; Nutz et al., in press). It extended up to 50

km northwards of the present-day Lake Saint-Jean northern shoreline (Daigneault et al. 2011). In the same time, the postglacial rebound resulted in uplift that drove forced regression in the Laflamme Gulf. The emergence of a threshold interrupted the connection with the Goldthwait Sea at about 8.5 ± 0.7 cal. ka BP (Roy et al., 2011; Nutz et al., in press) and resulted in the Lake Saint-Jean emplacement. After the marine-lacustrine transition, the forced regression continued, driven by glacio-isostatic differential uplift across the basin. In 1926, the regressive dynamic was interrupted by a dam construction at the Lake Saint-Jean outlet that marks the onset of anthropogenic modifications. Water level has been raised of 2.5 m in mean to reach the current configuration.

Bathymetry

The Lake Saint-Jean is bounded by shallow peripheral platforms (Fig.1B). In the northern part, the shallow platform width extends up to 20 km, between 0 and 10 m in depth. Along the northeastern (Pointe-Taillon) and southwestern (Roberval) shorelines, width decreases progressively toward the SE where it evolves in a deeper platform (10 – 20 m), extending six kilometers off the current shoreline in front of St-Gédéon (Fig. 1B), up to a platform break that marks the transition downslope to the two troughs junction (Fig.1B). This deeper platform corresponds to the upper boundary of the subaqueous prograding wedge (Fig. 2A). In the central part of the lake, a spindle-shaped ridge oriented NW-SE is referred to as the central ridge (Fig.1B). Connected to the northern shallow platform, it separates the eastern and western troughs up to their junction southeastward. Onto this spindle-shaped ridge, at about 20 m and 21 m depth, are located the two sediment drifts SDA and SDB, respectively (Fig. 1B). In the eastern trough is located the sediment drift SDC (Fig. 1B).

METHODS

From June 28th to July 6th of 2011, 300 km of very high resolution (VHR) seismic sections have been acquired across the Lake Saint-Jean using Chirp echosounder (Nutz et al., in press). During September 2012, a coring campaign has been carried out in order to constrain lithologies. Twenty two hand-made cores have been collected by divers. Three cores, S14, S15 and S16, have been acquired in the subaqueous prograding wedge (Fig. 2). Three cores, S10, S11 and S12, have been extracted from the three sediment drifts (Figs. 1B, 3 and 4). Lithofacies were examined at macroscopic scales distinguishing muds (laminated or not) and sands. Smear slides provided composition and granulometry while selected core sections were X-radiographed to make observable internal sedimentary structures. Finally, cores have been sampled for diatoms analysis in order to discriminate marine or lacustrine depositional

environments and to provide conventional radiocarbon ages from wood fragments. Three ages are now available, two for the subaqueous prograding wedge (Fig. 2B) and one for the sediment drift A (Fig. 3B). Ages have been calibrated from INTCAL09 (Reimer et al. 2009). Finally, numerical simulation has been carried out using the oceanographic tool SYMPHONY (Marsaleix et al., 2008; Bouchette et al., 2010) in order to model hydrodynamics in the Lake Saint-Jean. Simulations are then confronted to the sedimentary features location to investigate the origin and favorable conditions for their development.

Subaqueous prograding wedge and sediment drifts characterization

In the following, the subaqueous prograding wedge and the three sediment drifts identified in the Lake Saint-Jean are detailed. Context of emplacement is investigated to constrain emplacement period possibly related either to the initial marine conditions in the case of relict morphostructures or related to the recent lake activity then reflecting original lacustrine constructions. Afterwards, sedimentary architectures and sediment cores are analyzed to provide depositional processes.

Context of emplacement

Diatom analysis

The Saint-Jean basin was initially characterized by marine condition before it turned into lake at 8.5 cal. ka BP. Consequently, paleoenvironmental conditions (marine vs lacustrine) coeval to the development of the subaqueous prograding wedge and sediment drifts were reconstructed through analysis of fossil diatom assemblages collected within sediment cores to discriminate their marine or lacustrine depositional environment. Diatoms have been sampled from the base of each sediment core (Figs. 2, 3 and 4). Saline water diatom assemblages are assumed to be contemporaneous of the Laflamme Gulf and freshwater diatoms assemblages are attributed to the subsequent lacustrine conditions. Each sample (D1 to D6) displays good preservation and abundant benthic and planktonic diatoms species (Table 1).

Planktonics *Stephanodiscus* and *Tabellaria* genuses as well as benthic *Eunotia* genus correspond to diatoms that have been identified in each sample (D1 - D6). They characterize freshwater conditions. *Aulacoseira* and *Fragilaria* are two other planktonic diatom genuses commonly identified in samples; they are tolerant to brackish water but mainly occur in freshwater. In brief, all samples (D1 - D6) indicate deposition in freshwater that is associated with the Lake Saint-Jean water. This evidences that the development of the subaqueous prograding wedge and of the sediment drifts developed during the lacustrine period (posterior

to 8.5 cal. ka. BP), subsequently to the disconnection with the open marine domain. In addition, sample D3 has been collected in the upper part of the Laflamme mud Formation (Fig. 3B). Although this formation has been attributed to glacial marine to marine prodeltaic sedimentation (Nutz et al., in press), diatom analysis indicate that the Laflamme mud Formation also includes prodeltaic lacustrine sediments. By extension, this suggests that all sedimentary features conformably deposited onto the Laflamme mud Formation in the present-day Lake Saint-Jean reflect lacustrine sedimentation.

Core number	Core depth	Samples	Benthic diatom genres							
			<i>Navicula</i>	<i>Achnantes</i>	<i>Gomphonema</i>	<i>Eunotia</i>	<i>Brachysira</i>	<i>Caloneis</i>	<i>Amphora</i>	<i>Staurosira</i>
S16	300 cm	D1	X	X	X	X			X	X
S10	70 cm	D2	X	X		X	X	X	X	X
S11	150 cm	D3				X				X
S11	130 cm	D4				X				
S11	120 cm	D5				X				
S12	155 cm	D6	X	X		X			X	X

Core number	Core depth	Samples	Planktonic diatom genres						
			<i>Cyclotella</i>	<i>Stephanodiscus</i>	<i>Aulacoseira</i>	<i>Tabellaria</i>	<i>Discostella</i>	<i>Asterionella</i>	<i>Fragilaria</i>
S16	300 cm	D1	X	X	X	X		X	
S10	70 cm	D2		X	X	X	X	X	X
S11	150 cm	D3	X	X	X	X			X
S11	130 cm	D4	X	X	X	X			X
S11	120 cm	D5		X	X	X			X
S12	155 cm	D6		X	X	X	X	X	X

Table 1. Summary of benthic and planktonic dominant diatom genres identified in samples D1 to D6

Radiocarbon datings

Two ^{14}C ages from wood fragments have been obtained for the subaqueous prograding wedge and one age is now available for the sediment drift A. Nevertheless, datings from wood fragments require some considerations. Datings from wood remnants do not exactly provide the age of deposition because it includes tree life time and transport before the final deposition. In addition, primary deposition may have occurred, for example in sandy mouth-bar, before reworking, transport and final deposition in deeper part of the lake that may result in even longer temporal bias. Thus, presented ages have to be considered as potentially slightly older than the deposition age and force us to consider datings as representing maximum ages. Radiocarbon ages provided from S16 and S15 sampling date the proximal and then the distal subaqueous prograding wedge at $5\,868 \pm 73$ and $1\,516 \pm 50$ cal. ka BP, respectively (Fig. 2B). Wood from S12 dates sample from sediment drift A at $2\,636 \pm 117$ cal. ka BP (Fig. 3A).

All these ages are unambiguously younger than the estimated marine to lacustrine transition that occurred at 8.5 ± 0.7 cal. ka BP (Nutz et al., in press). Consequently, diatoms analysis and datings demonstrate that the subaqueous prograding wedge as well as the three sediment drifts are and were emplaced in lacustrine environment.

Moreover, considering that about 20% of the subaqueous prograding wedge was deposited before ~ 5.8 cal. ka BP (Fig. 2) and that more than 2/3 of sediment drift A has been deposited before ~ 2.5 cal. ka BP, the onsets of the subaqueous prograding wedge and the sediment drift A development are thus estimated as older than ~ 7 cal. ka BP considering constant rate of deposition. In view of more occasional activity from greater paleo-depth and then reduced depositional rates during the early time of their development, these features may be developing from older times. In conclusion, although precise onset of features development is unknown, it makes sense to propose that at least the subaqueous prograding wedge and sediment drifts A develop since the basin closing at the marine-lacustrine transition (8.5 cal. ka BP), this fits with interpretations of a previous study based on seismic data (Nutz et al., in press).

Architectures and facies

Subaqueous prograding wedge

In the southeastern part of the lake, at depth in the 15 – 30 m range, a 10 – 15 m high and up to 4 km long sediment wedge has been identified (Nutz et al., in press). It consists of large offlapping clinofolds that are oriented basinward (Fig. 2A), dipping between 1 and 2 %, and conformably overlaying the Laflamme mud Formation (Fig. 2A). Its upper boundary forms a large subaqueous platform, corresponding with the southern platform ranging between 10 and 20 m in depth, up to the slope break (Fig.1B) where the surface becomes steeper (3 - 4 %) up to the through junction. Sediment cores S14, S15 and S16 show heterolithic facies including cm-scale symmetric and asymmetric sand lenses intercalated by cm-scale mud (Fig. 2B and C).

Porebski and Steel (2003) argue that a low gradient or horizontal shallow surface of significant areal extent located around the margin of a deeper basin irrespective of the basin's tectonic setting reflect morphological shelf. In addition, internal clinofolds are attributed to foreset that reflects basinward progradation. Joined together, morphology and progradation define the sedimentary shelf sensu Helland-Hansen et al. (2012). Even if the subaqueous prograding wedge is not comparable in size to the marine shelf systems, it is nevertheless considered as a lacustrine sedimentary shelf. The low gradient platform is attributed to the by-pass area where sediments are transported up to the shelf break and then to the steeper

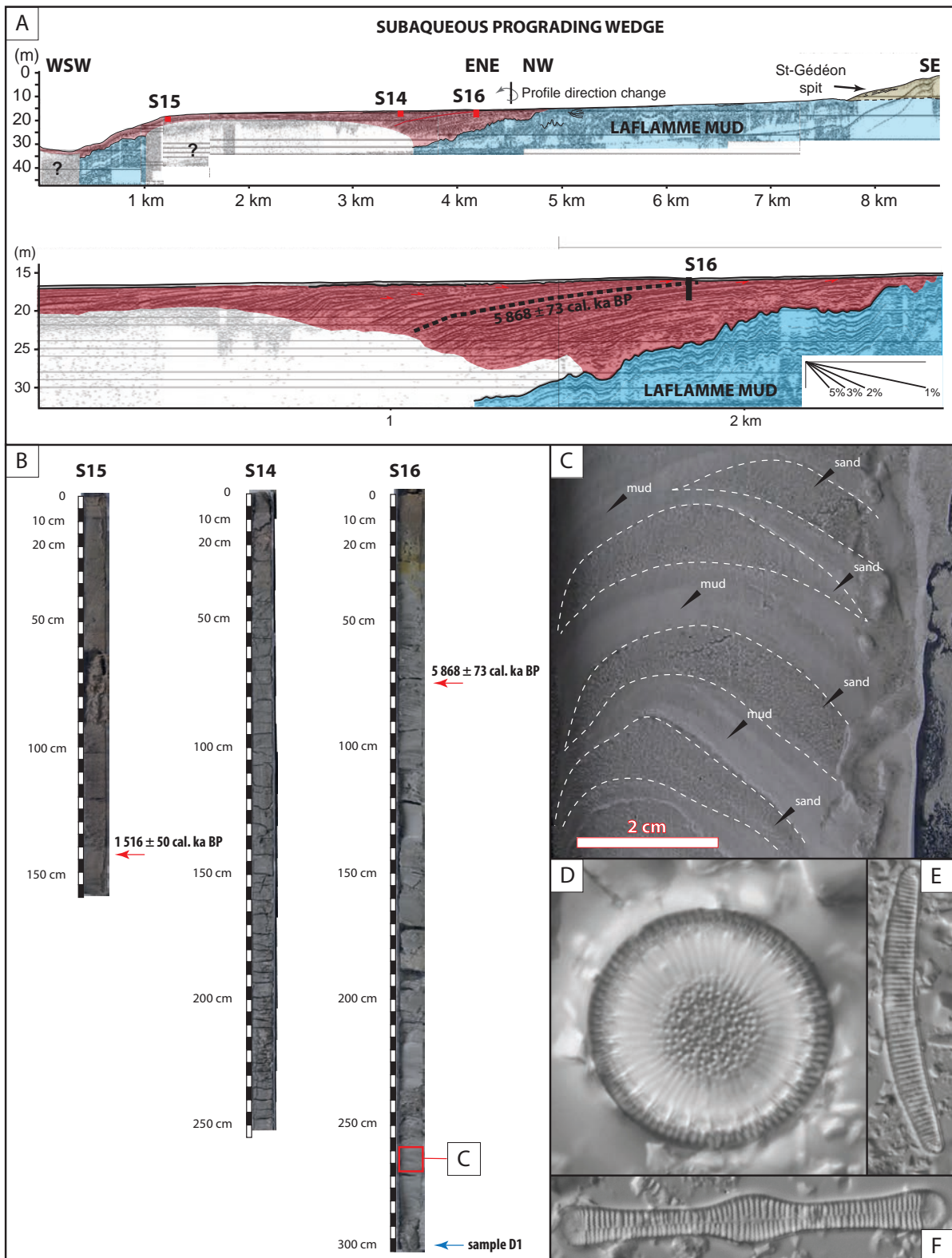


Fig. 2. Subaqueous prograding wedge. A) Seismic CHIRP profile over the subaqueous prograding wedge (location Fig. 1B). B) Sediment cores S14, S15 and S16. Red arrows indicate datings locations while blue arrows display sites sampling for diatom analysis. C) S16 core photograph displaying heterolithic facies made of mud and sand alternations. Sand lenses are interpreted as current ripples. D, E and F) Diatom specimen identified in samples from sediment cores. D corresponds to an example of *Stephanodiscus* specimen that was observed in S10, S11, S12 and S16. E corresponds to an example of *Eunotia* specimen, identified in S10, S11, S12 and S16. F corresponds to an example of *Tabellaria* specimen, found in S10, S11, S12 and S16.

slope corresponding to the depositional surface that progressively migrated basinward through time. Symmetric and asymmetric sandy lenses are interpreted as starved current ripples that evidence episodic tractional bedload transport. Mud intercalations reflect weaker or inactive currents from advective mud transport (Schieber et al., 2007; Macquaker and Bohacs 2007) when bottom currents are very weak or fallout sedimentation stages when bottom currents are lacking. The lacustrine sedimentary shelf is originated from intermittent bottom currents onto the lake bottom that are sometimes able to transport sand and sometimes mud. In conclusion, this feature reflects typical shelf construction fed by cross-shore bottom currents that flow toward the deeper part of the basin.

Sediment drifts

Sediment drifts A, B and C corresponds to mud mounds, 2 – 4 m thick and more than 0.5 km long, located either onto the central ridge (SDA and SDB; Fig.1B) or in the eastern trough (SDC; Fig.1B) in the 20 – 30 m depth range. They conformably overlay the Laflamme mud Formation (Figs. 3A and 4) that is characterized by mm- to cm-scale light gray laminated mud beds (Figs. 3B and 4B). Recurrent internal reactivation surfaces are highlighted in sediment drifts A and B by internal toplap terminations (Fig. 3A). Sediment cores S10, S11 and S12 display similar lithofacies (Figs. 3C, D, E and 4B). They are made of cm-scale brown-gray laminated mud beds including fine silt and clay (Fig. 3C and D; 4C and D) commonly intercalated by green or orange-brown mm-scale beds corresponding to diatom and algae accumulations (Fig. 3E). The X-ray core sections occasionally display internal erosive contacts and wavy laminations reflecting mm-scale beds laterally varying in thickness (Fig. 3G). Numerous mm-scale mud intraclasts are disseminated, in places concentrated to form micro-conglomerate layers that are not noticeable at macroscopic scale. Any normal or inverse graded bed has been observed.

Mound shaped features can reflect typical contourite or sediment drift constructions (Mitchum et al., 1977) and sediment drifts A, B and C have been interpreted as elongated separated drift (Nutz et al., in press). Internal reactivations evidence occasional reworking from relatively strong currents. Micro-conglomerate layers traduce recurrent tractional bedload transport from currents able to sort previously reworked mud clasts. Beds laterally varying in thicknesses are considered to reflect muddy ripples from advective transport that suggest tractional currents (Schieber et al., 2007). Consequently, sediment drifts A, B and C display intermittent development related to intermittent bottom currents. During the sediment drifts development, bottom currents are characterized by variable intensities alternatively able either to erode, to transport in bedload or to transport in advection. Endly, intercalated biogenic accumulations periodically developed in the form of diatom and algae layers, they are attributed

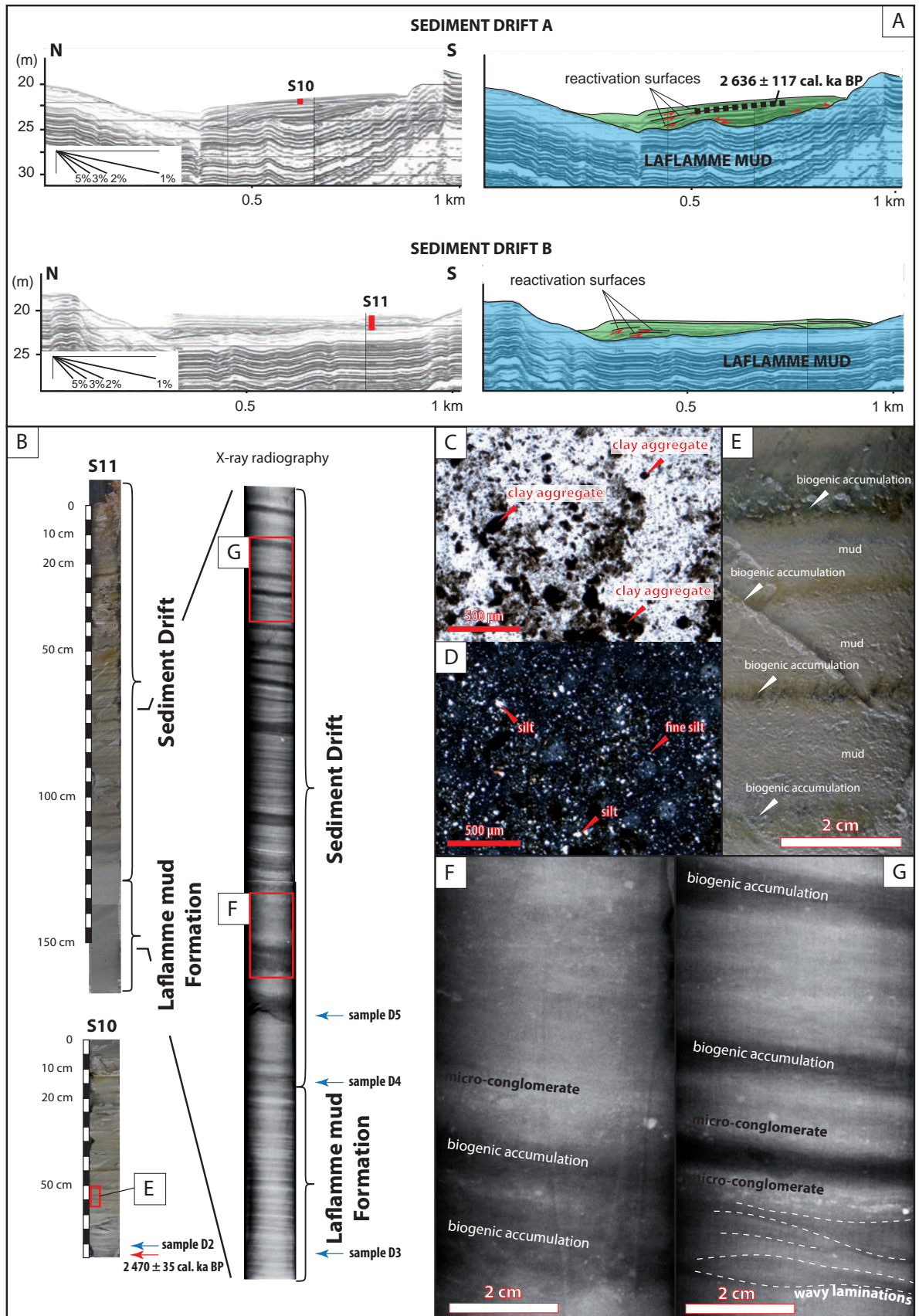


Fig. 3. Sediment drifts A and B identified onto the central ridge. A) Seismic CHIRP profiles over sediment drifts A and B (location Fig.1B). B) S10 and S11 sediment cores photographs and X-radiographed sections. C and D) S11 smear slide image displaying core lithology from LPNA and LPA. C is LPNA image displaying clay aggregates, D is LPA image showing silts. E) S11 core macroscopic sedimentary facies displaying alternations of cm-scale mud beds and mm-scale diatom and algae accumulations. F and G) S11 core sedimentary facies from x-ray radiographs. They display biogenic (diatom and algae) accumulations alternating with mud beds. Micro-conglomerate layers are identified as well as wavy laminations interpreted as ripples from advective transport processes.

to settling events that represent inactivity periods of the sediment drifts. Diatom blooms characterized winter or spring period (Reynolds, 1973; Tiselius and Kuylenstierna, 1996; Twiss et al., 2012) that could result in the interpretation of annual periodicity of the biogenic accumulation beds. However, in the case of the up to 5 m thick sediment drifts succession, annual diatom bloom record for the 8 to 8.5 ka long development period should result in

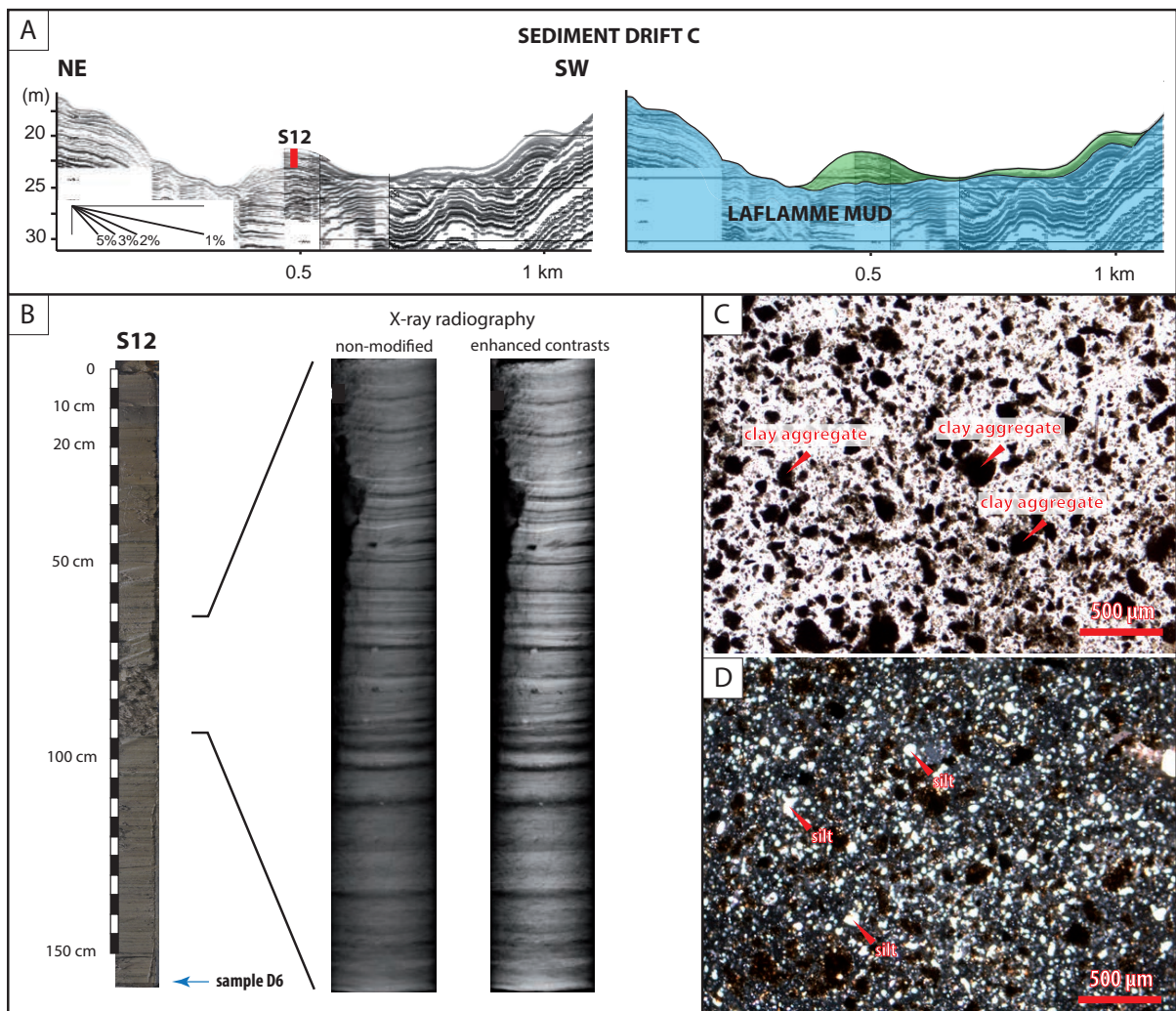


Fig. 4. Sediment drifts C identified in the eastern trough. A) Seismic CHIRP profiles over sediment drifts C (location Fig.1B). B) S12 sediment core photograph and X-radiographed section. C and D) S12 smear slide image displaying core lithology from LPNA and LPA. C is LPNA image displaying clay aggregates, D is LPA image showing silts.

less than mm-scale thick mud beds intercalated by biogenic accumulation. Consequently, in sediment drift, biogenic accumulations do not represent the annual production and mud/biogenic accumulation couplets cannot be interpreted as annual deposits (i.e., varves).

HYDRODYNAMICS

Wind-induced bottom currents have been proposed to explain lacustrine sedimentary shelf and sediment drifts development in the Lake Saint-Jean (Nutz et al., in press) as well they have been argued for sediment drifts in other water bodies (Gilli et al., 2005; Manley et al. 2012). However, hydrodynamic simulations have never been carried out to support these assumptions. Hereafter, hydrodynamics in the Lake Saint-Jean are modeled using SYMPHONIE, a three-dimensional water circulation model forced by wind, freshwater supplies and buoyancy resulting from water temperature and salinity gradients. The model computes currents at different vertical layers (Marsaleix et al., 2008). SYMPHONIE is well suited for such a kind of simulation in modern and fossil shallow water systems (Michard et al., 2011; Bouchette et al., 2010). SYMPHONIE has been tested from various operational cases studies; simulated currents well-reproduced monitored currents (Estoumel et al., 2005; Denamiel, 2006; Leredde et al., 2007; Ulses et al., 2008; Bouffard et al., 2008) as well as field-based estimated paleo-currents (Bouchette et al., 2010).

Model settings

Lake physiography

Bathymetry map of the Lake Saint-Jean has been carried out by the Canadian hydrographic service (Ministry of Fisheries and Oceans; Fig. 1B). Lake Saint-Jean annual water elevation varies from 98 to more than 101 m a.s.l. During the ice free period (May to December), water level ranges between 100.5 to 101.3 m a.s.l. indicating low seasonal variations. In simulations, paleo-water elevation has been taken at 101 m a.s.l.

River input

Four main tributaries reach the Lake Saint-Jean. They are the Péribonka, Mistassini, Ashuapmushuan and Métabetchouan rivers. For each of them, water discharge is daily monitored providing dataset on water volume arriving in the lake (www.cehq.gouv.qc.ca). Fluvial regime is characterized by very small water discharge during winter. In spring, related to the snow melting, water rises to reach the annual maximum discharge that rapidly reduced

to reach the summer mean level. Then, water supply progressively decreases during autumn up to winter and the annual minimum. For simulations, water discharges from fluvial tributaries correspond to the summer mean value. Water discharges have been taken at 440, 350, 300 and 35 m³.s⁻¹ for the Péribonka, Mistassini, Ashuapmushuan and Métabetchouan rivers, respectively. Extremes values related to spring rise can be three to four times higher. However, they have not been modeled because at this time impact of wind is considered as largely subordinate to fluvial forcing. Indeed, identification of deposits related to hyperpycnal flows in the deeper part of the lake (Nutz et al., in press) suggests occasional significant fluvial influence on the sedimentation in its deeper parts.

Wind azimuth and velocity

Wind regime in the Saint-Jean basin is available from measure stations of the Meteorological Survey of Canada (<http://www.climat-quebec.qc.ca>). For one of them (Roberval A), a climate normal is available from the 1971-2000 period (Fig. 1C). Prevailing winds blow from NW, W and also from SW during summer. Winds blowing from these three azimuths have been simulated, added to wind blowing from N. Wind intensities are also well-constrained on the Lake Saint-Jean (Fig. 1C). During one year, only 9.4 % of time is considered as calm (without wind), 66.9 % of time is characterized by wind inferior to 20 km.h⁻¹, 4.6 % of time wind blows at velocity higher than 30 km.h⁻¹. Modeling focused on wind intensity that was able to generate wave-induced lake-scale circulation. Based on this, simulations involve two different velocities corresponding to 10 m.s⁻¹ (36 km.h⁻¹) and 15 m.s⁻¹ (54 km.h⁻¹) ranging from fresh breeze to high wind (Beaufort scale). Wind at 10 m.s⁻¹ or more represents less than 17 days per year (less than 4.6 % of annual time), only 6.3 days during the ice free period between May and December. Wind at 15 m.s⁻¹ or more represents less than 2.5 days per year (less than 0.7 % of annual time), and less than 1 day between May and December. This leads to consider only extreme values and exceptional storms events that can theoretically occurred annually but most probably only in periodicity of several years.

Selected computations and relevant outputs

Simulations firstly aimed at providing wind velocity value for appearance of wind-induced bottom currents in the Lake Saint-Jean and secondly to show the associated global circulation pattern. Thus, interpretations mainly focus on presence/absence of bottom currents and on currents orientations. Five simulations are presented in this study. The first one considers river input for the four tributaries (Fig. 1B) and wind blowing from NW at 10 m.s⁻¹. Four others consider wind blowing at 15 m.s⁻¹ from N, NW, W and SW without river input considerations.

Each run represent 24 h long simulation that allow reaching quasi-stationary flows (Denamiel, 2006; Bouchette et al., 2010). However, first bottom currents associated to the wind-induced lake-scale circulation are generally emplaced in the 8 hours following the onset of simulation. After 12 hours, lake-scale circulation appears quasi-stationary suggesting that this duration is sufficient to develop the lake-scale circulation patterns in the several given wind regime. Simulated currents resulting from the five simulations are displayed in the form of vector field and color scale maps of azimuths and velocities for both lake surface and bottom. Interpreted results are given in the form of map representing a simplified hydrodynamics patterns indicating surface and bottom currents and main down- and upwellings locations.

Numerical result

Controls on hydrodynamics

First simulation represents response of the Lake Saint-Jean to a mean fluvial input from summer period associated to fresh breeze (36 km.h^{-1}) blowing from NW (Fig. 5A). The four other simulations took 15 m.s^{-1} wind intensity from the SW, W, NW and N. Results indicate that mean summer river input associated with 10 m.s^{-1} result in low surface currents located in some areas of the water surface without any bottom currents and lake-scale circulation emplacement (Fig. 5A). This evidences that (i) any lake-scale circulation results from fluvial input during normal conditions; impact of fluvial tributaries on the lake evolution is minor, excepted during hyperpycnal flows activity (Nutz et al., in press) related to spring water rise and (ii) any lake-scale circulation and bottom currents are generated from wind at 10 m.s^{-1} . Only after having computed higher wind intensity (15 m.s^{-1}), simulations display significant bottom currents ($> 0.2 \text{ m.s}^{-1}$) and lake-scale circulation from the four wind directions (Fig. 5B, C, D and E). Appearance of significant lake-scale circulation associated with bottom currents development is thus directly related to the wind intensity and requires wind velocities greater than 10 m.s^{-1} that represent only one day per year during the ice free period of the lake. Consequently, a lake-scale circulation and related bottom currents occurrences are restricted to major storm events in the Lake Saint-Jean area and not to a normal configuration.

Circulation pattern

For each simulations that displayed wind-induced internal water circulation (Fig. 5B, C, D and E), the circulation pattern is, at first-order, organized in a comparable way. Wind generates divergent surface currents at the upwind side of the lake. Water moves along the two lake shorelines parallel to the wind azimuth, generating powerful alongshore drifts. Surface and bottom currents show similar trend (barotropic circulation) and intensities range from 0.35 to

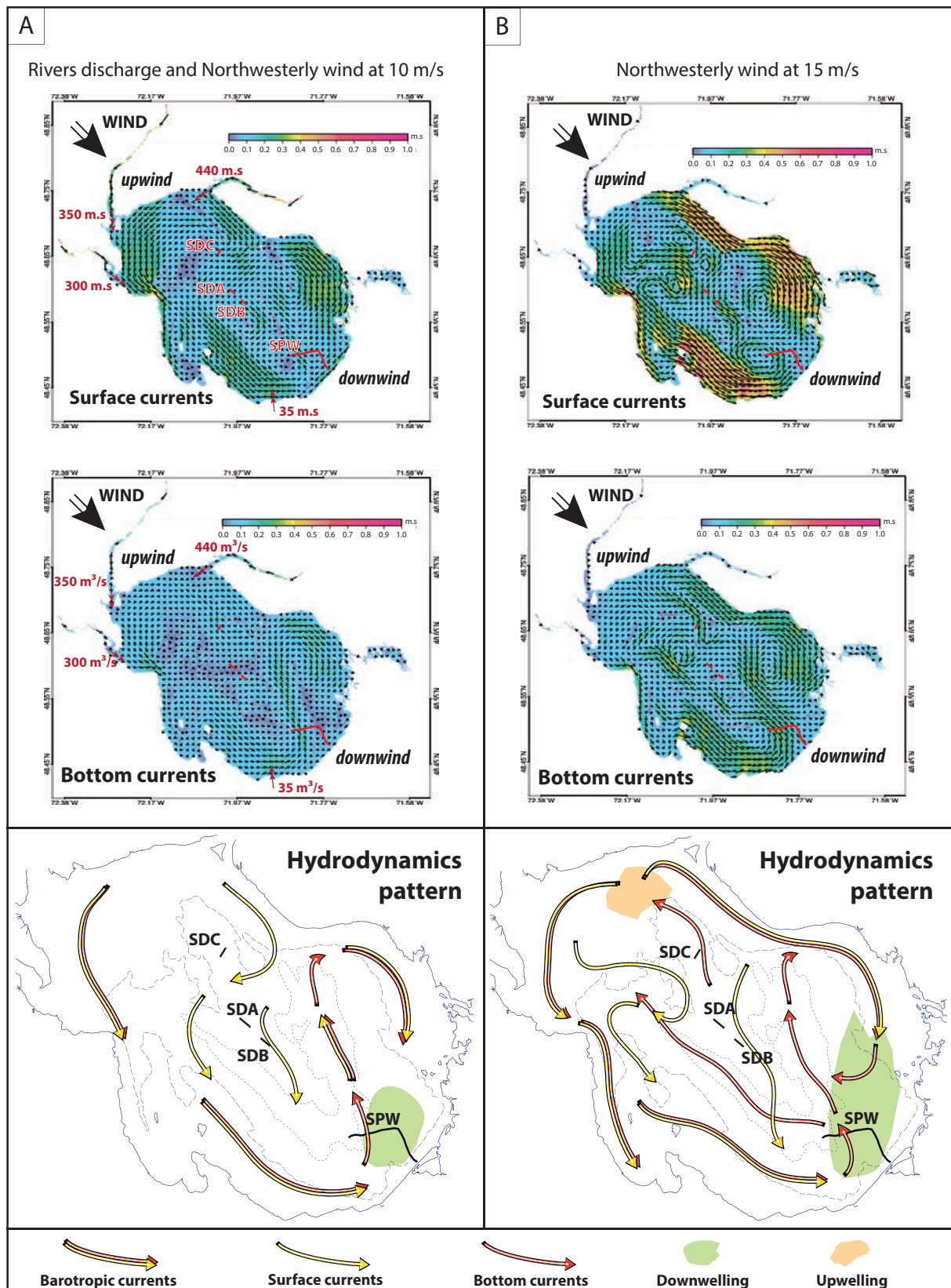


Fig. 5. Wind forcing of Lake Saint-Jean. For each computation, simulation provides currents azimuths and velocities for lake-surface and bottom. Afterward, simplified hydrodynamics pattern interpretation is proposed. A) Computation of NW wind blowing at $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ associated with fluvial input from the four main tributaries of the lake. B) Computation of NW wind blowing at $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. C) Computation of N wind blowing at $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. D) Computation of W wind blowing at $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. E) Computation of SW wind blowing at $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

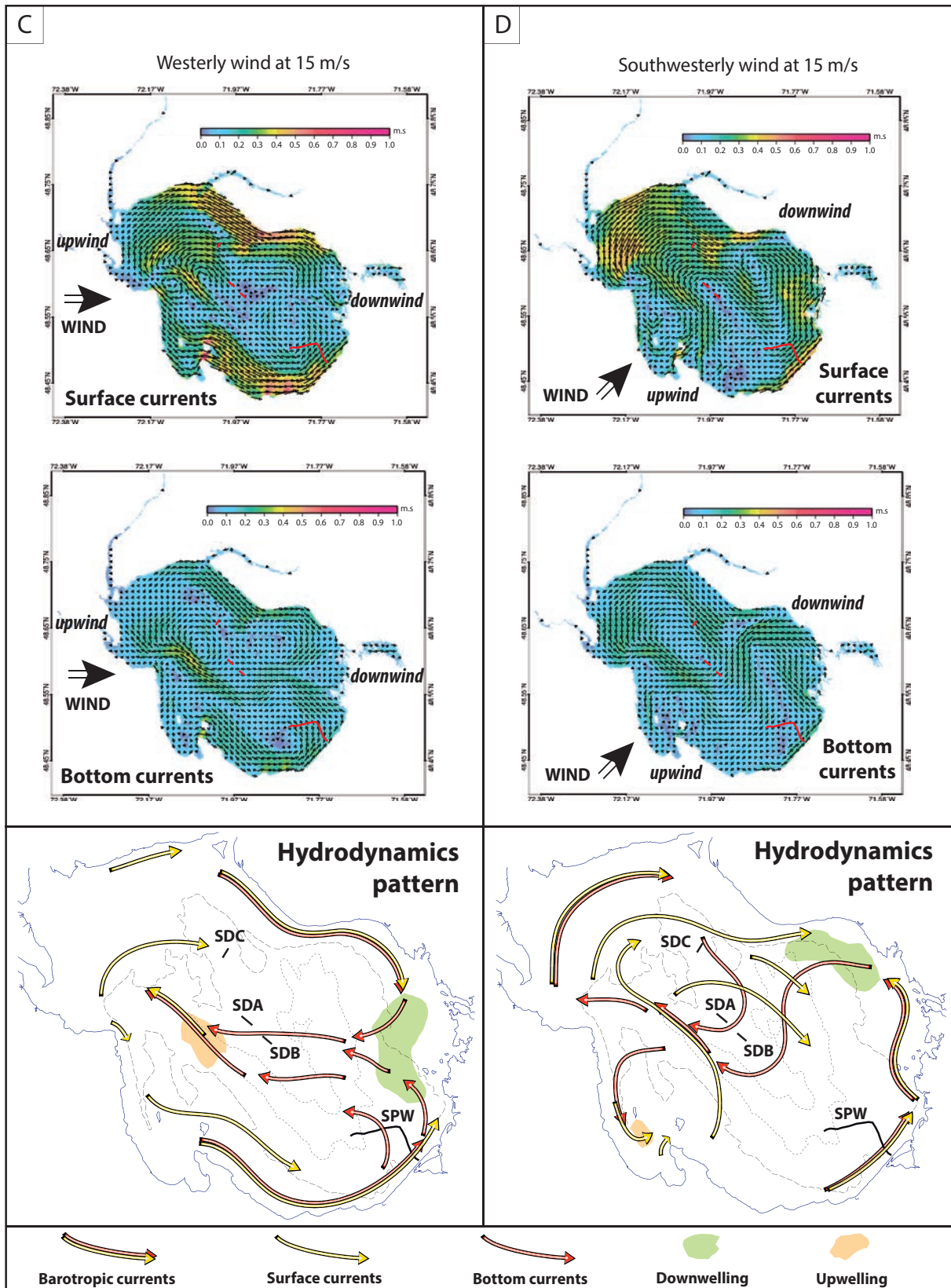


Fig. 5. continue

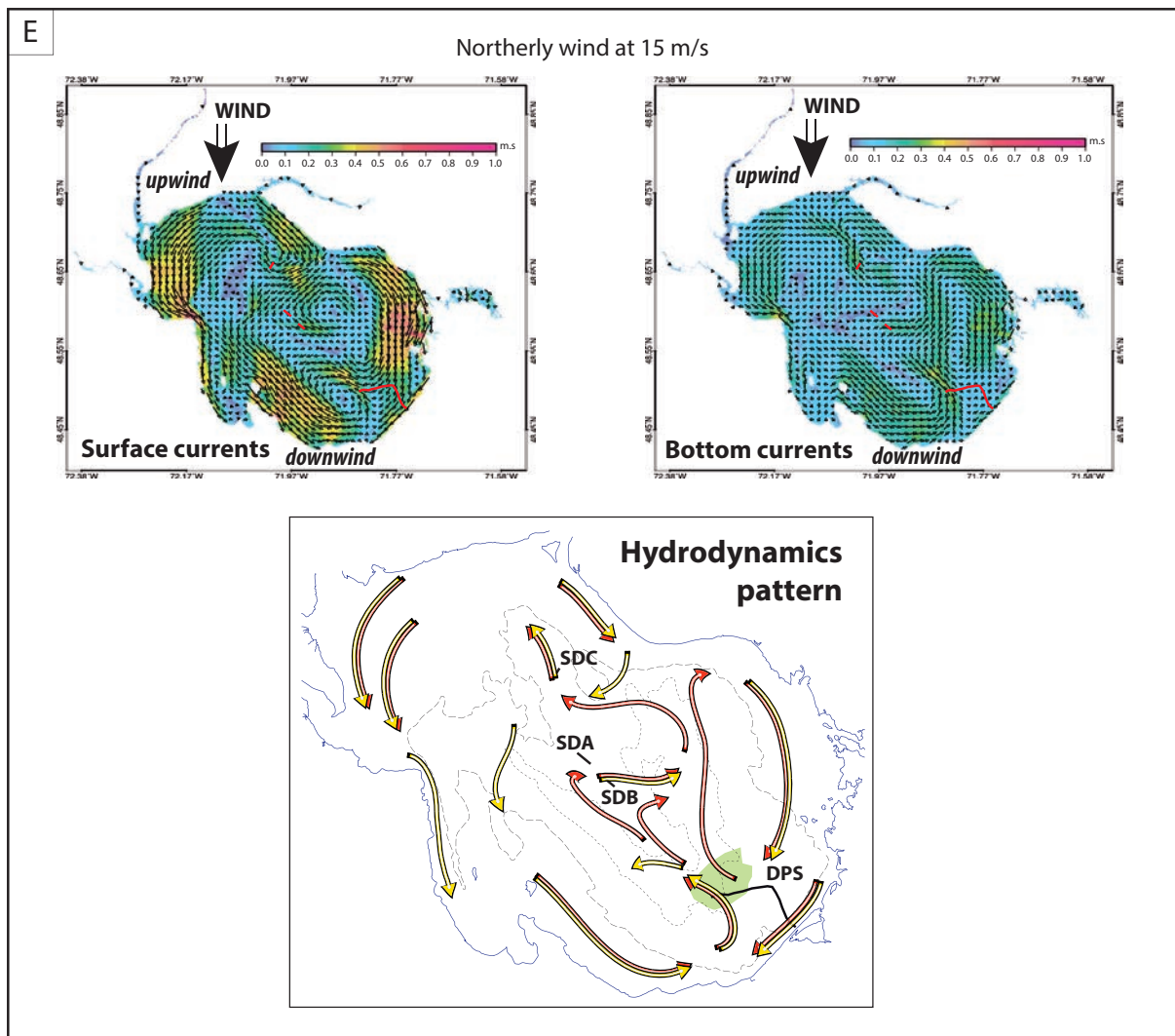


Fig. 5. continue

0.7 m.s⁻¹ in surface and from 0.2 to 0.4 m.s⁻¹ onto the lake floor (Fig. 5B, C, D and E). Arriving to the downwind side of the lake, the alongshore drifts converge and are forced to plunge by downwelling (Fig. 5B, C and E). This results in a strong attenuation of surface currents and the emplacement of bottom currents (up to 0.35 m.s⁻¹ able to move sand material). Strongly controlled by bathymetry, bottom currents flow to the upwind side of the lake preferentially by the eastern and western troughs (Fig.1). When bathymetry reduces, upwelling allows water to reconnect to the surface currents in the upwind side of the lake. One simulation (Fig. 5D) displays alternative evolution in which downwelling do not occur in the downwind side, replaced by opposite barotropic circulation in the central part of the lake in comparison with alongshore currents. However, in the same way, this circulation transfers water from the downwind to the upwind side of the lake by the whole water column. It appears that variations in computed wind azimuth do not modify this first-order circulation pattern, they only revise locations of downwelling or back barotropic current, upwelling and coasts affected by the alongshore circulation (Fig.5B, C, D and E).

DISCUSSION: ORIGIN OF THE LACUSTRINE SEDIMENTARY SHELF AND SEDIMENT DRIFT FROM MODELING

The interpreted simulations have been compared to the location of the identified sedimentary features. All of them are considered as genetically related to wind-induced bottom currents during major storm events in absence of fluvial influence in the basin (Fig. 5A), except in some periods related to high river discharge.

Lacustrine sedimentary shelf display foresets oriented westward interpreted to reflect general progradation basinward, between North and West. Its development consequently requires bottom currents oriented in these directions. Regarding simulations, circulation related to NW and N wind generate north- to northwestward bottom currents at the location of this feature (Fig.4B and C). They result from the downwelling that recurrently characterizes the downwind side of the lake and generate back bottom currents regarding orientation of the associated surface currents. In accordance with wind regime frequency, the lacustrine sedimentary shelf appears closely related to NW wind, the lesser frequency of N wind suggests subordinate configuration for its development.

With regard to sediment drifts, several simulations (Fig. 5B, D and E) locate bottom currents in the eastern trough that could be at the origin of sediment drift C. This feature has developed during winds blowing from NW and SW as well as from N in more occasional cases. During prevailing NW wind regime, bottom currents migrate northwestward in the eastern trough (Fig. 5B). During SW wind regime, bottom currents migrate southeastward (Fig. 5D). Sediment drift C seems characterized by complex emplacement from alternating opposite direction of bottom currents. Moreover, contribution of fluvial currents during hyperpycnal flow events (Nutz et al., in press) cannot be ruled out that makes more complex the emplacement of sediment drift C. Regarding sediment drifts A and B located onto the central ridge, SW and W winds generate bottom currents perpendicular or oblique to the central ridge respectively (Fig. 5B). They can be associated with the development of sediment drifts A and B. Simulation of N wind also generates compatible bottom currents, especially for sediment drift B (Fig. 5C).

More complex processes may also be evocated for the development of the sediment drifts A, B and C. For example, pycnocline is known to produce internal waves when it is submitted to perturbations from storm, wind-stress or exceptional events such as tsunami (Rebesco and Camerlenghi, 2008; Pomar et al., 2012). Those are able to generate sedimentary features (i.e., internalites) in deep part of lake or seas while internal waves intersect lake or sea bottom (Pomar et al., 2012; Bádenas et al., 2012). Classically, internalites take the form of small features such as ripples or m-scale constructions; however they occasionally correspond to large sand waves (Karl et al., 1986). In conclusion, the location of wind-induced sedimentary

features may also be related to internal waves development during storm events occurring when the Lake Saint-Jean is stratified.

CONCLUSION

Lacustrine sedimentary shelf and sediment drifts have developed in the Lake Saint-Jean from wind-induced water circulation. Sedimentary facies evidence intermittent evolution coherent with the numerical simulation that suggests a development during storm events when wind intensity exceeds 10 m.s^{-1} , only few days per decades. During these storm episodes, lake-scale internal circulation displays constant first-order pattern whatever the orientation of the forcing wind. Mass flow migrate from the upwind to the downwind side of the lake where downwellings or barotropic circulation initiate back bottom currents in the deeper part of the lake. Lacustrine sedimentary shelf is now genetically related to this hydrodynamics, especially to the downwelling that characterize the downwind side of the lake for the NW and N wind orientations. Sediment drift C represents a composite feature resulting from alternations of opposite oriented bottom currents generated by NW, N and SW wind orientations. Although sediment drifts A, and B are also associated with wind-induced currents, they are not well-reproduced in the presented simulations and have to be related to more complicated hydrodynamics patterns. They may be related to other wind orientations than N, NW, W or SW. They may also rely to non-stationary circulation anterior to the emplacement of the presented quasi-stationary circulation. Finally, they may also relate to wind-induced processes in stratified water body that is not taken into account in presented simulations.

However, this study evidences that wind-induced hydrodynamics appears efficient to generate sedimentary constructions despite the pluri-annual return time for the adequate wind intensity. Up to now, classical lacustrine depositional models do not integrate effect of wind in deep sedimentation (e.g., Dam and Surlik 1992, 1993; Carrol and Bohacs, 1999, Bohacs et al., 2000), except in some case (Scholz and Rosendahl 1990) in which wind forcing nevertheless remains largely subordinate to other forcings (i.e., mainly fluvial). The example of the Lake Saint-Jean shows that sedimentary features related to wind can be abundant in a lake system and correspond to a large proportion of the sedimentary record even if related to extreme events. Consequently, further updates of these lacustrine depositional models need to take into account sedimentary constructions driven by wind.

Genetic relationships between the prevailing wind orientation and the lacustrine sedimentary shelf location lead to question the predictability of this type of lacustrine feature. Indeed, knowing prevailing wind azimuth, the downwelling area and then the location of the lacustrine sedimentary shelf are approximately predictable. It could correspond to long term

paleoenvironmental archive in recent and actual shallow water bodies that are more influenced by erosional processes onto the lakefloor than deep basins (Håkanson, 1982b).

SYNTHÈSE

Ce chapitre présente et décrit la succession sédimentaire de la partie centrale du bassin du lac Saint-Jean. Elle comprend, de la base au sommet, des accumulations de sable d'origine glaciaire (ice-contact fan) scellées par des silts décantés, d'abord d'origine glacio-marine, puis d'origine pro-deltaïque, formant ensemble la Formation des argiles de Laflamme qui atteint jusqu'à 45 m d'épaisseur. La mise en place de cette formation débute lors du retrait de l'inlandsis laurentidien, puis continue par l'activité de systèmes deltaïques lors de la phase marine et du début de la phase lacustre comme l'atteste l'analyse des assemblages de diatomées dans la partie supérieure de la formation.

Au-dessus, plusieurs morphostructures silto-argileuses à sableuses sont disséminées au toit de la Formation des argiles de Laflamme, soit de manière conforme (zones les plus profondes), soit de manière érosive (zones inférieures à 20 m de bathymétrie). Ces morphostructures sont de trois origines différentes. Premièrement, l'activité fluviale a généré des progradations d'embouchure et des écoulements hyperpycnaux récurrents à l'origine d'incisions chenalisées profondes en domaine d'embouchure et des lobes confinés en domaine distal. Deuxièmement, une dynamique littorale a généré des profils de plage haute énergie, localement associés à la mise en place de structure de type *infralittorale prograding wedge*. Troisièmement, la mise en place de courants de fond est à l'origine de surfaces d'érosions profondes importantes, de structures de type *sediments drifts* et d'une plateforme progradante profonde lacustre (*sedimentary shelf*). L'analyse des associations de diatomées effectuée au sein d'échantillons de carotte de sédiment, ainsi que les âges ^{14}C , indiquent que l'ensemble de ces morphostructures s'est développé pendant la période lacustre. Le début de leur mise en place est interprété comme contemporain de la fermeture du bassin lors de la transition mer/lac ($8,5 \pm 0.7$ cal. ka BP).

La modélisation hydrodynamique du lac Saint-Jean a confirmé que le développement de certaines morphostructures est issu de l'action du vent, qui génère une circulation interne à l'origine de la dynamique de vague en domaine littoral et des courants de fonds au cours d'événements de tempêtes à temps de retour annuel ou pluri-annuel. Bien que l'existence d'une hydrodynamique associée au vent au sein des systèmes WWB soit un critère de définition, sa réponse sédimentaire dans les parties profondes n'avait pour l'instant pas été documentée. Il apparaît que cette réponse du domaine profond, sous la forme de structures de type *sediment drifts*, d'une plateforme progradante profonde et de surfaces d'érosion profondes, soit maintenant à considérer comme envisageable pour un grand nombre de systèmes WWB.

CHAPITRE IV

NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE BORDURES : ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE

INTRODUCTION

Ce chapitre présente la succession sédimentaire des parties émergées périphériques du bassin du lac Saint-Jean. Pour ce faire, 51 gravières et sablières, plus de 10 km d'escarpements côtiers et de berges fluviales ont été visités, observés et interprétés sur l'ensemble de la zone d'étude. Ajouté à cela, le modèle numérique de terrain, des images satellites et un nombre important de photographies aériennes ont été utilisés en plus de la carte des sédiments quaternaires (Daigneault et al. 2011) récemment élaborée. Finalement, 21 nouvelles datations ^{14}C et OSL ont été effectuées pour apporter une meilleure contrainte chronologique de l'évolution du bassin du lac Saint-Jean.

La première section de ce chapitre inclut 23 planches photographiques qui illustrent la succession sédimentaire tardi-wisconsinienne et holocène du bassin du Saint-Jean. Chaque planche photographique représente un affleurement, dont l'ensemble a permis d'inventorier les différents systèmes de dépôt présents dans le bassin au travers des architectures et des faciès sédimentaires observés.

La seconde section de ce chapitre est consacrée à la corrélation des systèmes de dépôts identifiés dans la partie précédente et à l'élaboration de plusieurs transects au sein des parties périphériques, actuellement émergées. Les architectures et les systèmes de dépôt sont détaillés sous la forme d'un article en préparation pour la revue *Sedimentology* qui s'intitule : *Forced regressive deposits within a deglaciation sequence: example of the Late Quaternary succession in the Saint-Jean basin (Québec, Canada)*. L'évolution des systèmes progradants de bordure, depuis la disparition de l'inlandsis laurentidien de la zone jusqu'à la période post-glaciaire, est décrite. Une chronologie de la mise en place des morphostructures sédimentaires est discutée. Au final, les particularités apportées par l'effet de la régression forcée glacio-isostatique et de la nature glaciaire à paraglaciale de la sédimentation sont particulièrement mis en avant.

Enfin, la troisième section de ce chapitre se concentre sur le système deltaïque de la rivière Péribonka. Il est le seul du bassin à avoir enregistré la transition glaciaire/post-glaciaire, événement structurant de la sédimentation dans la zone d'étude. De plus, il représente le seul exemple de delta influencé vague dans le bassin du lac Saint-Jean. Un modèle de mise en place est proposé intégrant l'évolution des processus qui ont eu cours lors de sa formation.

IV. A. INVENTAIRE DES AFFLEUREMENTS REPRÉSENTATIFS : FACIÈS ET ASSOCIATION DE FACIÈS DES CORPS SÉDIMENTAIRES

Dans la première partie de ce chapitre, la différenciation des grandes unités sédimentaires du bassin du lac Saint-Jean est proposée, basée sur l'analyse de 23 affleurements clés (Fig. IV-1; Table IV-1). L'analyse détaillée de ces affleurements a permis de reconstituer la succession sédimentaire wisconsinienne et holocène du bassin et l'architecture des parties périphériques présentées dans la seconde partie de ce chapitre. La succession sédimentaire du bassin du lac Saint-Jean se compose, au premier ordre, d'accumulations sableuses glaciogéniques scellées par la Formation des argiles de Laflamme interprétée comme des sédiments de décantation au sein d'un environnement de dépôt glacio-marin à la base puis prodeltaïque vers le haut. Au-dessus, les systèmes progradants fluviaux et littoraux déposés au cours de la chute du niveau de base constituent la partie supérieure de la succession. Ils sont recouverts à certains endroits par des morphologies de dunes éoliennes préservées. Dans cette section, l'ensemble des affleurements clés est illustré. La nomenclature utilisée pour la description des lithofaciès est présentée ci-dessous (Table IV-2) et sera conservée pour les deuxième et troisième sections de ce chapitre. La qualité des affleurements étant variable, deux clés de détermination basées sur l'organisation séquentielle des lithologies et l'identification de surfaces remarquables ont été utilisées en plus de l'analyse de faciès.

(1) - L'identification de la Formation des argiles de Laflamme permet de caractériser les sédiments sableux ou conglomératiques situés en-dessous comme glaciogéniques et les sédiments sableux situés au-dessus comme fluviaux ou littoraux.

(2) - L'identification systématique d'une surface d'érosion régionale, constituant la limite inférieure de sédiments sablo-graveleux à coquilles localement inclus au sein de cordons littoraux préservés, permet de caractériser les sédiments situés au-dessus comme littoraux.

L'organisation des planches photographiques est basée sur la succession verticale observée dans le bassin. Les premières planches illustrent les faciès glaciogéniques de la base de la succession et leurs relations avec les sédiments de la Formation des argiles de Laflamme. Ensuite, les systèmes progradants fluviaux puis littoraux et leur relations avec les sédiments inférieurs ou supérieurs sont illustrés. Enfin, une dune éolienne est détaillée. Dans cette première partie du chapitre, les interprétations présentées sont uniquement issues des analyses de faciès. Celles-ci ne sont parfois pas suffisantes pour permettre l'identification précise des systèmes de dépôts. Dans ces cas, l'interprétation est complétée dans la seconde section du chapitre, où une analyse géomorphologique est associée.

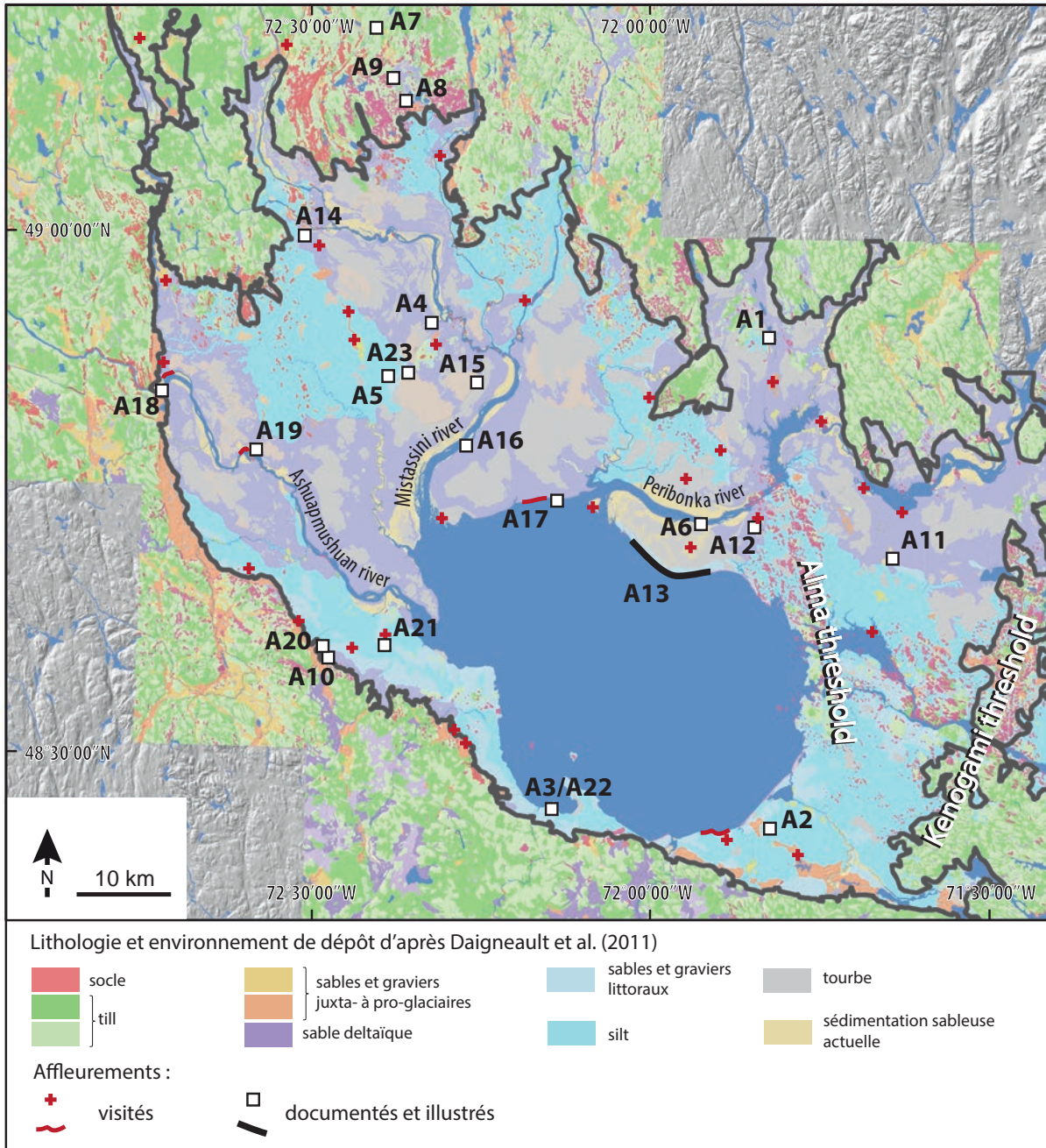


Fig. IV-1. Localisation des affleurements présentés dans la région du lac Saint-Jean sur la carte des formations superficielles d'après Roy et al. (2011).

CHAP IV. NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE BORDURE :
ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE

	Coordonnées	Altitude du sommet de l'affleurement	Statut
A1	48°53'50"N/ 71°50'15"O	182	Gravière abandonnée
A2	48°26'19"N/ 71°50'11"O	145	Sablière en activité
A3	48°26'57"N/ 72° 8'21"O	125	Sablière en activité
A4	48°54'09"N/ 72°19'26"O	174	Sablière abandonnée
A5	48°51'48"N/ 72°23'34"O	120	Berge de rivière
A6	48°43'26"N/ 71°56'09"O	105	Berge de rivière
A7	49°11'25"N/ 72°24'39"O	225	Gravière abandonnée
A8	49°08'35"N/ 72°23'06"O	195	Sablière abandonnée
A9	48°35'32"N/ 72°29'19"O	195	Sablière en activité
A10	49°07'11"N/ 72°22'04"O	200	Gravière abandonnée
A11	48°41'25"N/ 71°39'31"O	160	Sablière en activité
A12	48°42'48"N/ 71°51'51"O	125	Sablière en activité
A13	48°40'49"N/ 71°59'29"O	100	Berge du lac
A14	48°59'41"N/ 72°30'51"O	205	Sablière en activité
A15	48°51'29"N/ 72°15'48"O	140	Sablière en comblement
A16	48°47'03"N/ 72°18'09"O	110	Berge de rivière
A17	48°44'50"N/ 72° 08'53"O	100	Littoral
A18	48°50'05"N/ 72°43'39"O	170	Berge de rivière
A19	48°47'15"N/ 72°35'09"O	150	Berge de rivière
A20	48°36'10"N/ 72°29'30"O	180	Sablière abandonnée
A21	48°36'32"N/ 72°23'47"O	118	Sablière abandonnée
A22	48°26'57"N/ 72°08'21"O	125	Sablière en activité
A23	48°51'59"N/ 72°21'48"O	140	Bord de piste

Table IV-1. Tableau de localisation des affleurements présentés.

Facies	Sub-facies	Lithologies, structures and bedding characteristics	Interpretation
Mud (F1)	Massive mud (F1a)	dark-brown, fine silt to clay; mm- to cm-scale beds ; drape the underlying rippled or planar surfaces	Suspension-fallout deposits
	Laminated mud (F1b)	dark-brown, silt to clay; 3 to 5 cm thick mud beds intercalated by mono-grain sand layers; each mud beds include cm-scale normal graded intervals grading upward from silt to clay	Suspension-fallout deposits; occasional small, low-density turbidity currents (Mackiewicz et al. 1984; O Cofaigh and Dowdeswell 2001; Talling et al., 2012)
	Structureless mud (F1c)	gray, sandy silt; shell fragments (macoma baltica); outsized clasts up to boulder size are common	Suspension-fallout deposits; ice rafted debris
Rhythmic bedding (F2)	Mud-sand alternations (F2a)	alternations of mm- to cm-scale sand and mud beds rhythmically repeated vertically; intervals grades periodically from mud dominated to sand dominated;the thicker the sandy levels, the thinner the mud drapes (and conversely); frequent mud doublets	Alternations of suspension fallout and tractional deposition from turbulent flows; periodicity as well as frequent mud couplets suggest in places tidal origins (Hansen et al., 2004; Eilertsen et al., 2011)
	Muddy sand-sand alternations (F2b)	alternations of cm-scale sand and mm-scale sandy mud beds; abundant load structures affect sand	Alternations of suspension fallout and tractional deposition
	Rhythmic-climbing ripple (F2c)	stoss-depositional climbing ripples structures; mud-sand alternations in topset and foreset laminations; up to 0.1 m thick in a single ripple train	Alternations of tractional deposition from turbulent flow in lower flow regime conditions and mud fallout from suspended load; intermittent emplacement of stoss depositional climbing ripples
Small-scale cross laminations (F3)	Unidirectional laminations (F3a)	well-sorted, coarse silt to coarse-grained sand; heavy minerals laminations are common; structures ranges from 3 to 5 cm thick; disseminated with others features or forming tabular beds 0.2 to 0.5 m thick.	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; migrating current ripples
	Symmetric laminations (F3b)	well-sorted, fine silt to fine-grained sand; structures range from 1 to 3 cm thick often isolated	Deposition from oscillatory currents; wave ripples
	Sinusoidal climbing-ripple cross-laminations (F4a)	well-sorted, medium-grained sand; heavy minerals laminations are common; structures range from 2 to 7 cm thick; disseminated with other features of forming tabular beds up to 1 m thick succession	Turbulent deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); lower flow regime conditions; purely aggrading from suspended load (draped laminations sensu Ashley 1982)
Climbing ripple (F4)	Stoss-depositional climbing-ripple cross-laminations (F4b)		Traction deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); significant suspension fallout; lower flow regime conditions; aggradation is high relatively to the low progradation (type B sensu Ashley 1982).
	Stoss-erosional climbing-ripple cross-laminations (F4c)		Traction deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); lower flow regime conditions; aggradation is low relatively to the high progradation (type A sensu Ashley 1982)

Table IV-2. Description et interprétation des lithofaciès.

CHAP IV. NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE BORDURE :
ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE

Facies	Sub-facies	Lithologies, structures and bedding characteristics	Interpretation
Large-scale cross stratifications (F5)	Trough cross stratifications (F5a)	Well-sorted, medium-grained sand to gravel; heavy minerals laminations are common; beds range from 0.2 to 0.7 m thick; succession reaches up to 5 m thick	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; migrating 3D dunes or bars
	Planar cross-stratifications (F5b)	Well-sorted coarse sand, granule to medium pebbles; 20-25° planar cross-stratification	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; periodic contrasted flow intensity; migrating 2D dunes or bars
	Sigmoidal cross stratifications (F5c)	Well-sorted, medium-grained sand; heavy minerals laminations are abundant; tabular beds 0.1 to 1 m thick; sigmoidal cross stratification grade laterally to planar stratification representing depositional stoss side; common internal reactivations	Tractional deposition from turbulent flow; significant suspension fallout; lower flow regime conditions; sediment-laden stream flows; migrating bars (Tinterri 2011)
	High-angle divergent planar cross-stratifications (F5d)	Sand, gravel and cm-scale polygenic pebbles laminations; dip angle between 25 and 30° slightly decreasing laterally forming divergent configuration; periodically reactivated by low angle (10 - 15°) convexo-concave reactivation surfaces forming landward oriented clinoformes marked by cm-scale pebbles, in places oriented and occasionally imbricated downdip (N°80), grading downslope to basal sand wedges ; associated with 3D paleo-shorelines	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; landward progradation of washover delta (Neal et al., 2003)
Planar stratifications (F6)	Low angle cross stratifications (F5e)	Gravelly sand to gravel; up to 10 m long and 10° angle stratifications; occasional shell fragments; associated with preserved 3D paleo-shorelines	Tractional deposition from turbulent flow; swash zone; accretion of the beach face (Clifton 1971; Massari and Parea 1988)
	Finely planar (F6a)	Well-sorted, medium-grained sand to gravel, in places abundant heavy minerals (garnet, ilmenite, magnetite) laminations; mm-scale thick heavy mineral laminations are common; thick succession up to 8 m thick	Tractional deposition from turbulent flow; upper flow regime conditions; significant suspension fallout; high density turbidity currents (Talling et al., 2012)
	Heavy mineral-rich (F6b)	Well- to very well-sorted, medium-grained sand to granule; cm-scale thick heavy minerals (garnet, ilmenite) laminations are very abundant frequently repeated vertically; shell and shell fragments (Macoma baltica, Hiatella arctica); thin succession up to 0.3 m	Tractional deposition from turbulent flow; upper-flow-regime conditions; beach surf zone deposition (Clifton 1971; De Souza et al., 2012)
	Structureless sand (F7)	0.1 to 0.5 m-scale massive to faintly laminated sand beds in places including abundant disseminated cm-scale pebbles	Tractional deposition: high density turbidity currents or en masse deposition from liquefied debris flow (Duller et al., 2008; Talling et al., 2012)
Diamict (F8)	Sand matrix supported diamict; Polygenic clast, up to 5 cm; m-scale structureless beds, occasionally folded	Tractional deposition from cohesive debris flows	
Conglomerate (F9)	Heterometric (F9a)	Sandy matrix-supported pebbles to boulders heterometric clasts; commonly oriented, in places imbricated	Tractional deposition from turbulent flow; short-term bedload transport
	Well-sorted (F9b)	Well-rounded pebbles and cobbles; clast-supported pebbles to boulders within a sandy matrix	Tractional deposition from turbulent flow; long-term bedload transport

Table IV-2. suite

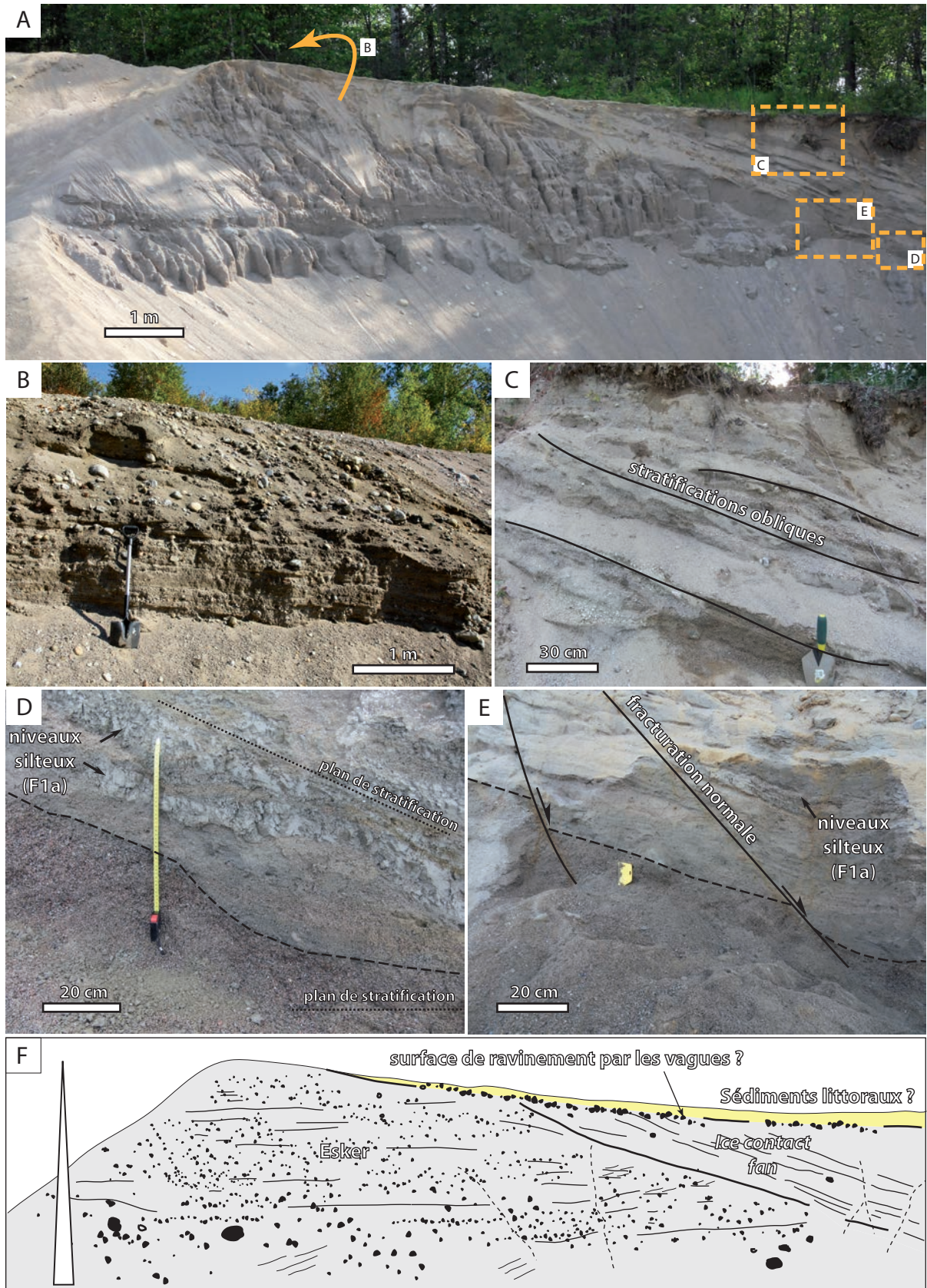


Fig. IV-2. Association de faciès sédimentaires observée dans le cordon sablo-graveleux à l'Ouest de St-Ludger de Millot, à 182 m d'altitude au sommet, cartographiée comme esker par Daigneault et al. (2011), localisation A1 (Fig. IV-1). A) Vue d'ensemble de l'affleurement. B) Stratifications sub-horizontales au sein d'une accumulation sablo-graveleuse à galets. C) Stratifications obliques dans des sables. D) Discordance angulaire entre les stratifications obliques et les stratifications sub-horizontales. Les alternances de niveaux silteux (sous-faciès F1a) et sableux sont interprétées comme des alternances de dépôts sableux tractifs et de dépôts silteux de décantation. E) Contact irrégulier entre l'unité sablo-graveleuse et l'unité sableuse généré par plusieurs failles normales. F) Schéma interprétatif de (A) montrant l'unité sablo-graveleuse à galets interprétée comme un dépôt d'esker recouvert par l'unité sableuse interprétée comme un cône d'épandage juxta-glaciaire sous-aquatique (ice-contact fan). G) Modèle de séquence esker-fan d'après Brennand (2000) établi pour les dépôts de l'esker de Twin Elm, dans les basses-terres du Saint-Laurent.

Cet affleurement est interprété comme une séquence d'esker fan équivalente à celle de Brennand (2000). Sa mise en place débute par un dépôt fluviatile sous-glaciaire de type esker. Lors du retrait du front glaciaire, la zone passe en domaine proglaciaire et l'esker est recouvert par un cône d'épandage juxta-glaciaire sous-aquatique. Par la suite, la chute du niveau marin relatif entraîne le passage de la structure au-dessus de la limite d'action des vagues menant à un remaniement du sommet et à la mise place d'un dépôt de plage lors de l'émersion. La fracturation est attribuée à la progressive décompression de la structure après la disparition de la glace sus-jacente. Cet affleurement illustre qu'en domaine de bordure, à des altitudes proches de la limite marine maximum (198 m dans cette partie du bassin), l'émersion se fait très rapidement après la déglaciation empêchant les sédiments de décantation contemporains du Golfe de Laflamme de sceller les accumulations glaciogéniques sous-jacentes.

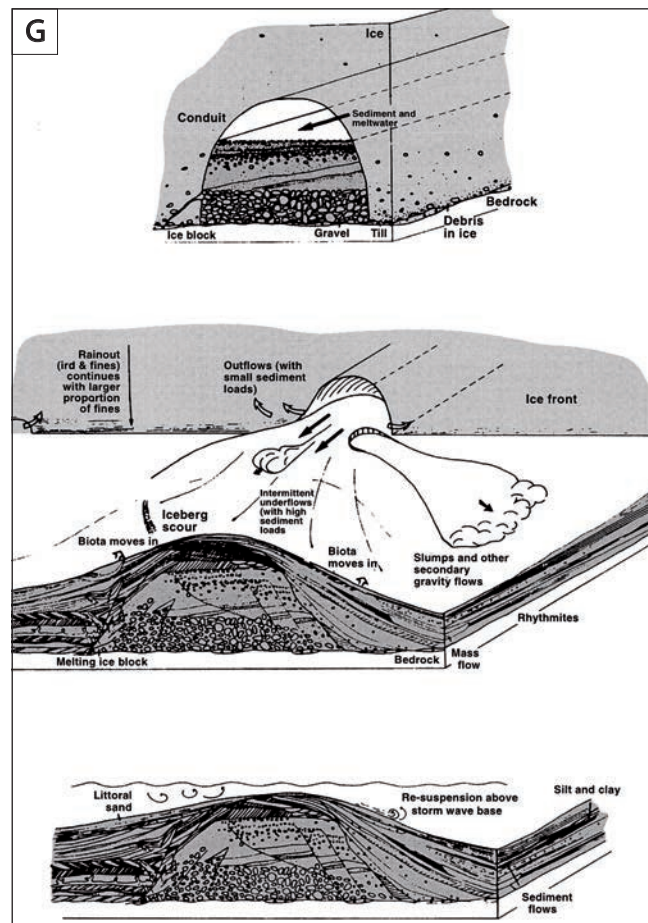
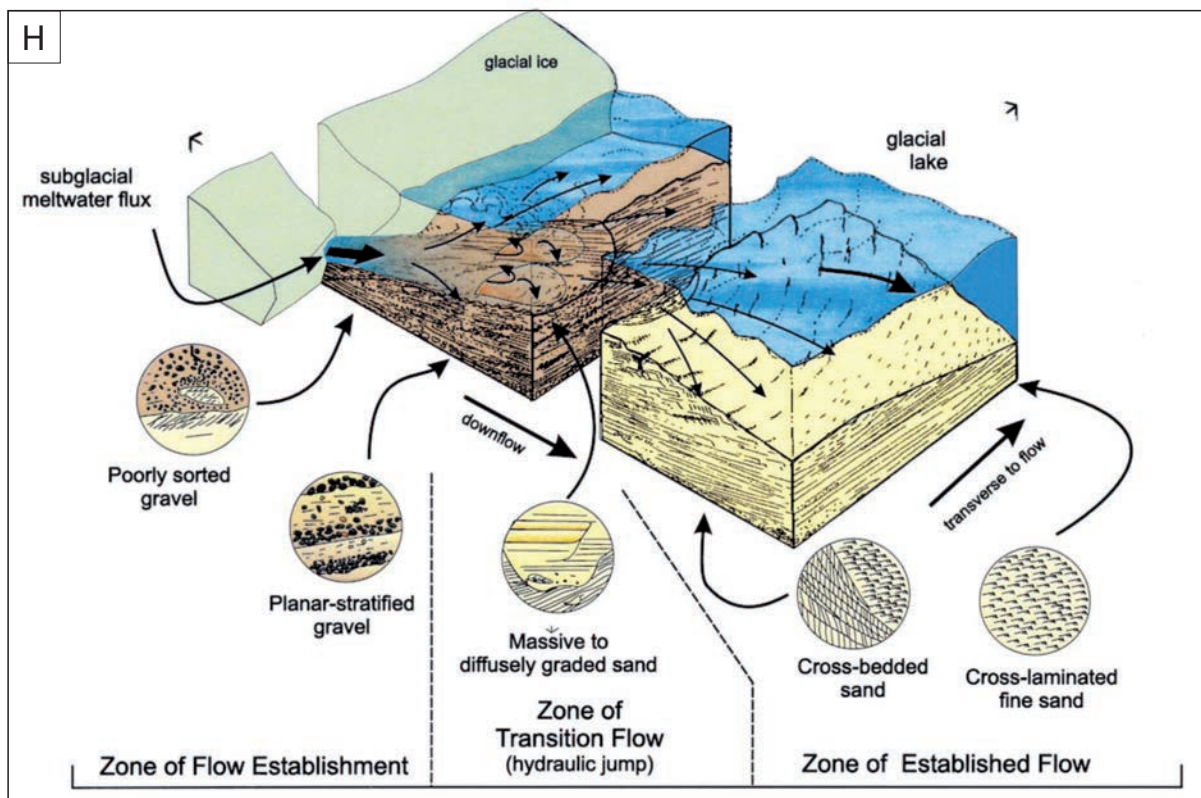




Fig. IV-3. Association de faciès sédimentaires observée dans une accumulation sableuse au Nord-Est de Métabetchouan, à 145 m d'altitude au sommet, cartographiée comme des sédiments juxta-glaciaires par Daigneault et al. (2011), localisation A2 (Fig. IV-1). A) Accumulation de plusieurs dizaines de mètres de sédiments sableux et graveleux. B and C) Ice contact rhythmites (Russel and Knudsen 1999) montrant une alternance de bancs de sables massifs (faciès F7) et de bancs de sables fins traduisant des pulses répétés d'écoulements turbulents hyperconcentrés (Duller et al. 2008; Talling et al. 2012). D) Stratifications ondulantes dans des sables et graviers peu triés à la base de l'affleurement. E) Conglomérat à matrice sableuse (sous-faciès F9a). F) Bloc lâché. G) Structure de liquéfaction. H) Modèle de dépôt de cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique établi d'après Russel et Arnott (2003) pour les dépôts du complexe glaciaire de Oak ridge, au Nord du lac Ontario.

Cet affleurement est interprété comme un cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique comparable à ceux décrits par Russel et Arnott (2003). Mis en place lors du retrait de l'inlandsis laurentidien, il est corrélé dans cette étude à une phase de stabilité du front-glaciaire, estimée à 9,5 ka BP (10,8 cal. ka BP) par Occhietti et al. (2011) (Fig. II-10), mais qui pourrait être plus ancienne (cf. IV.B; V.A).



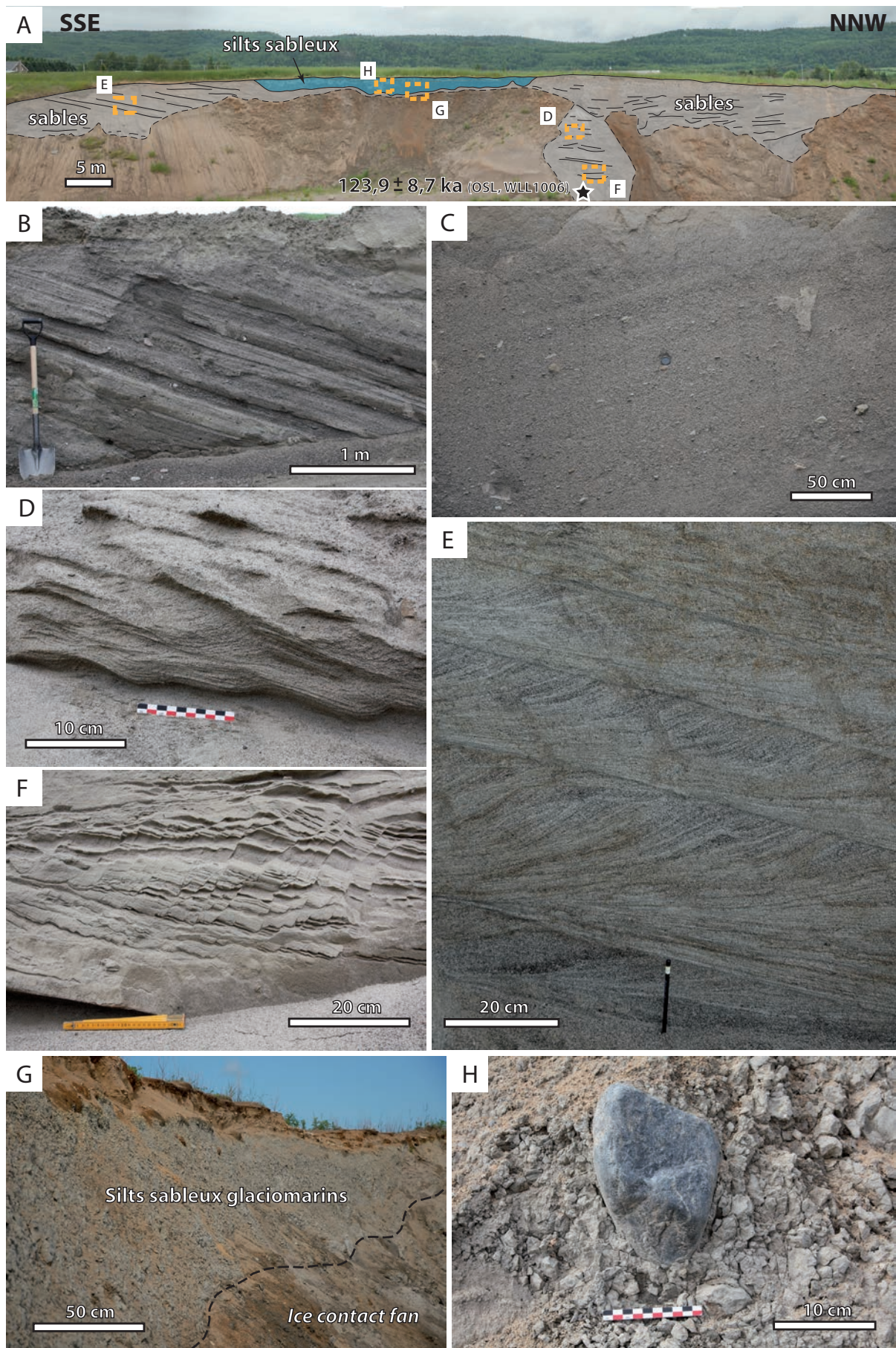


Fig. IV-4. Association de faciès sédimentaires observée dans une accumulation sableuse (B, C, D, E et F) et silto-sableuse (G et H) à la Pointe aux Pins, à 125 m d'altitude au sommet de l'affleurement, localisation A3 (Fig. IV-1). Latéralement, cette succession passe à l'association de faciès sédimentaires décrite Fig. IV-23. A) Vue d'ensemble de l'affleurement A3 montrant une accumulation sableuse recouverte par des sédiments silto-sableux. B) Stratifications obliques pluri-métriques dans des sables grossiers et graviers à galets à la base de la sablière. C) Sables et graviers grossièrement laminés (faciès F7), interprétés comme ayant été déposés par des écoulements hyperconcentrés (Duller et al. 2008; Talling et al. 2012). D) Rides grimpantes de type B (Ashley et al. 1982) combinant transport et accumulation sur la face amont (sous-faciès F4b) issues d'un écoulement vers le SSE. E) Mégarides grimpantes de type A (Ashley et al. 1982) à transport prédominant et érosion sur la face amont (sous-faciès F4a). F) Fracturation au sein de bancs de sables massifs. G) Silts sableux (sous-faciès F1c) scellant l'accumulation sableuse. H) Galet lâché pluri-décimétrique dans les silts sableux glaciomarins.

Cet affleurement est interprété comme cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique qui a progradé vers le Sud-Sud-Est, là aussi comparable à ceux décrits par Russel et Arnott (2003) (Fig. IV-3H). Il est recouvert au sommet par des sédiments de décantation de plumes glaciomarins correspondants à la partie inférieure de la Formation des argiles de Laflamme. Cette succession montre la séquence de déglaciation issue du retrait de l'inlandsis laurentidien. On remarque que dans cette partie du bassin, contrairement aux domaines plus externes et plus hauts (Fig. IV-3), la période de submersion est plus longue puisque les sédiments glaciogéniques sont scellés par les dépôts fins glaciomarins.

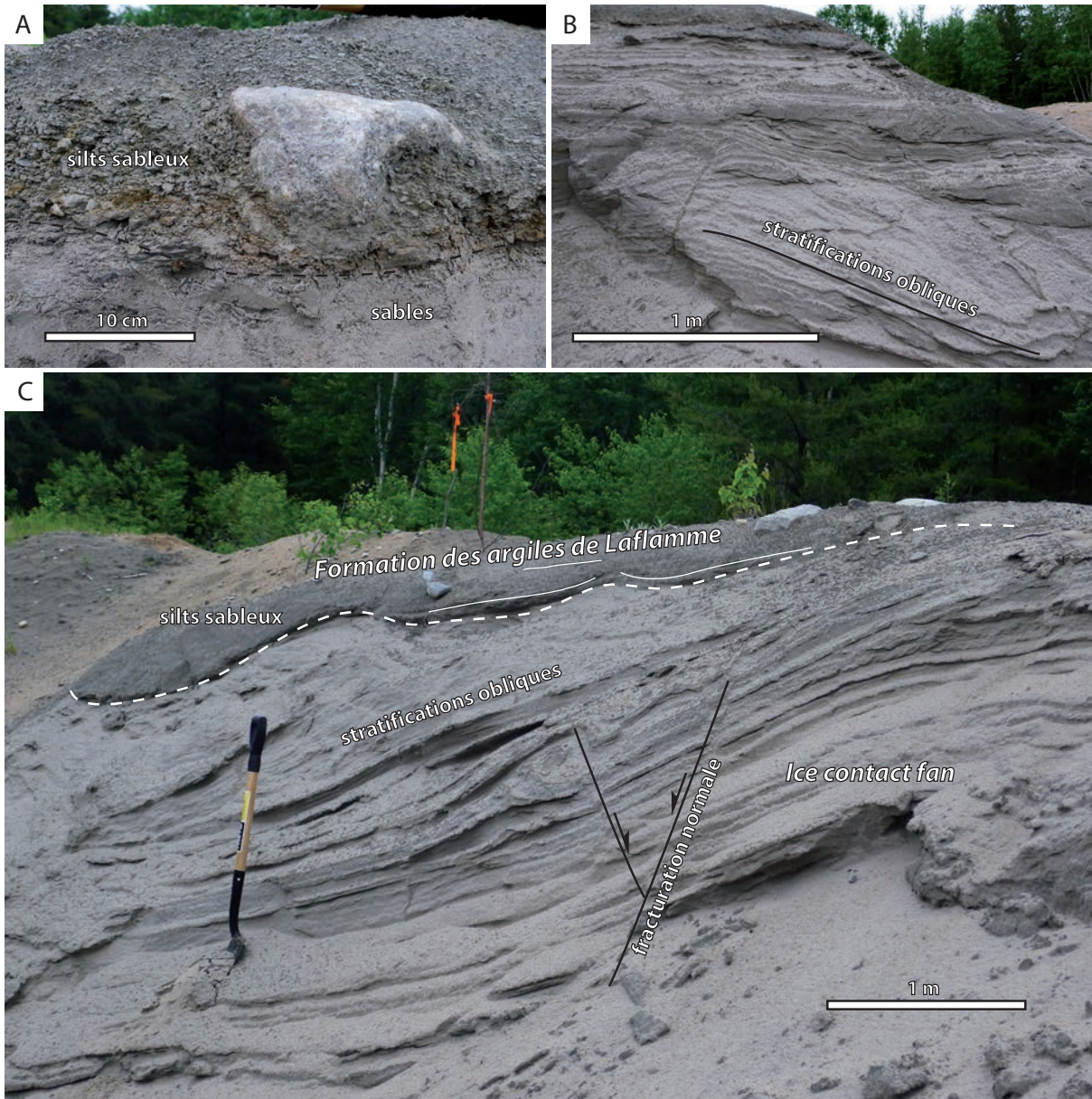
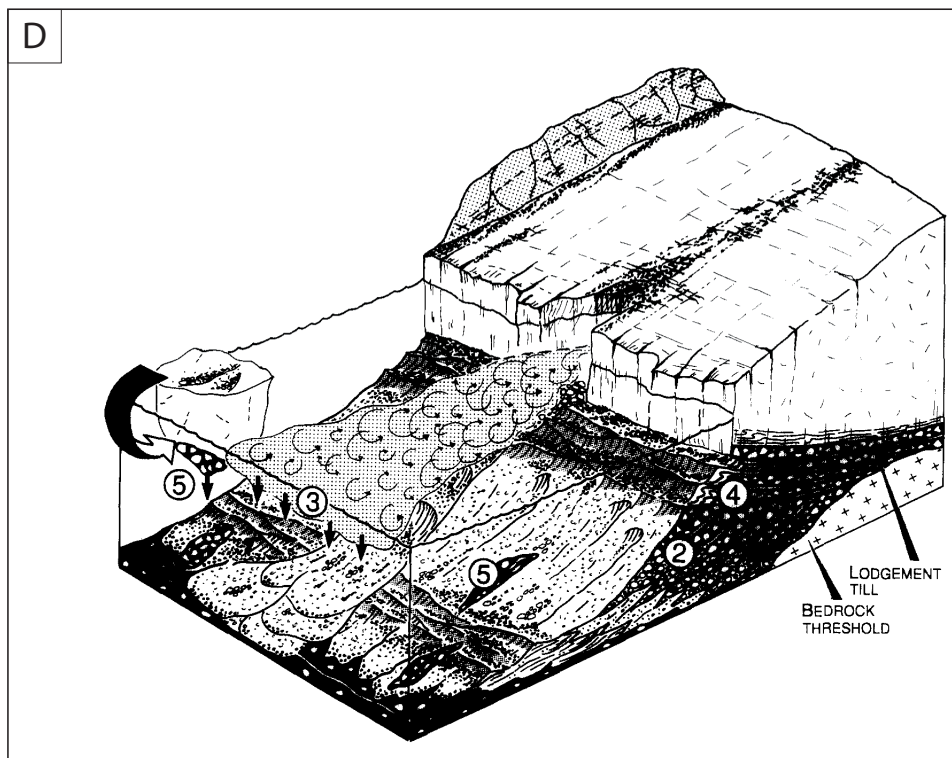


Fig. IV-5. Accumulation sableuse recouverte de sédiments silto-sableux au Nord-Ouest de Dolbeau-Mistassini à 175 m d'altitude au sommet, cartographiée comme un dépôt juxta-glaciaires par Daigneault et al. (2011), localisation A4 (Fig. IV-1). A) Silts sableux à galets lâchés décimétriques (sous-faciès F1c) B et C) Dépôts sableux incluant de grandes stratifications obliques interprétées comme des foresets de delta, localement affectées par une fracturation normale et recouverts de manière concordante par des silts sableux. D) Modèle de cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique établi d'après Lønne (1995) pour des dépôts du Sud de la Norvège.

Cet affleurement est interprété comme un dépôt glaciogénique de type cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique comparable au modèle proposé par Lønne (1995). Il est scellé par des silts sableux glaciomarins à galets lâchés attribués à la base de la Formation des argiles de Laflamme. La succession correspond à la séquence de déglaciation, traduisant le retrait de l'inlandsis laurentidien. De manière comparable à l'affleurement A3 (Fig. IV-4), cet affleurement confirme que dans les parties internes et relativement profondes du bassin, les sédiments glaciogéniques de la base de la succession sont drapés par les sédiments fins glaciomarins.



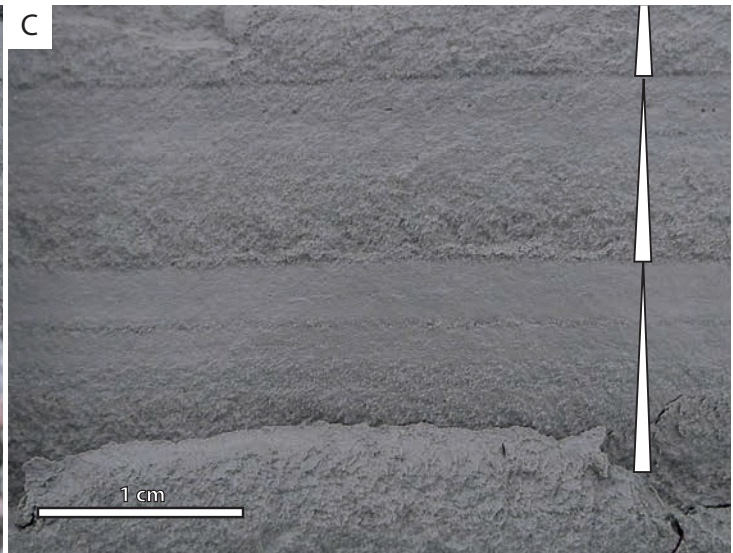
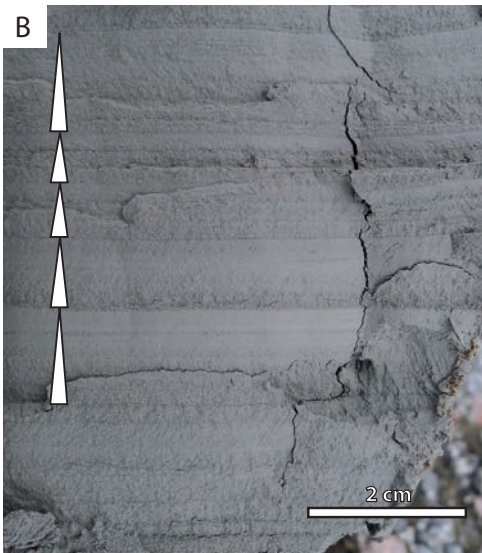


Fig. IV-6. Faciès sédimentaires d'une succession silteuse observée au Sud-Est d'Albanel à 120 m d'altitude, localisation A5 (Fig. IV-1). A) Succession d'environ 2 m d'épaisseur de silts et silts argileux laminés. B et C) Détails montrant des granoclassements normaux (sous-faciès F1b).

Cet affleurement est considéré comme représentant la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme. Les niveaux à granoclassement normal sont attribués à des écoulements turbiditiques basse densité prodeltaïques (Phillips et al. 1991). En raison de l'absence de galet lâché, la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme est interprétée comme un dépôt prodeltaïque soit déconnecté des fronts glaciaires par un système fluvio-glaciaire, soit contemporain d'une période où les fronts glaciaires ont disparu du bassin versant.

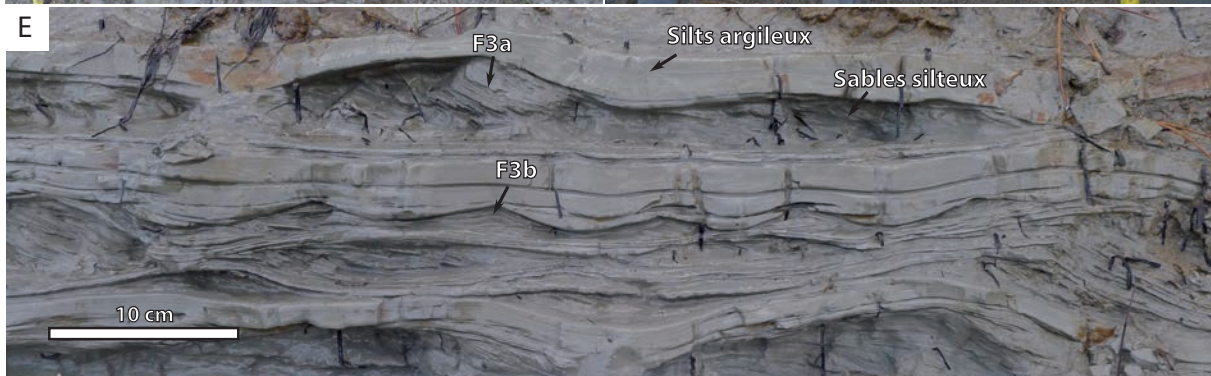
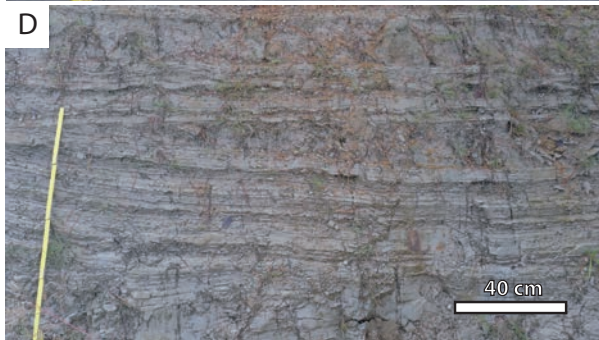
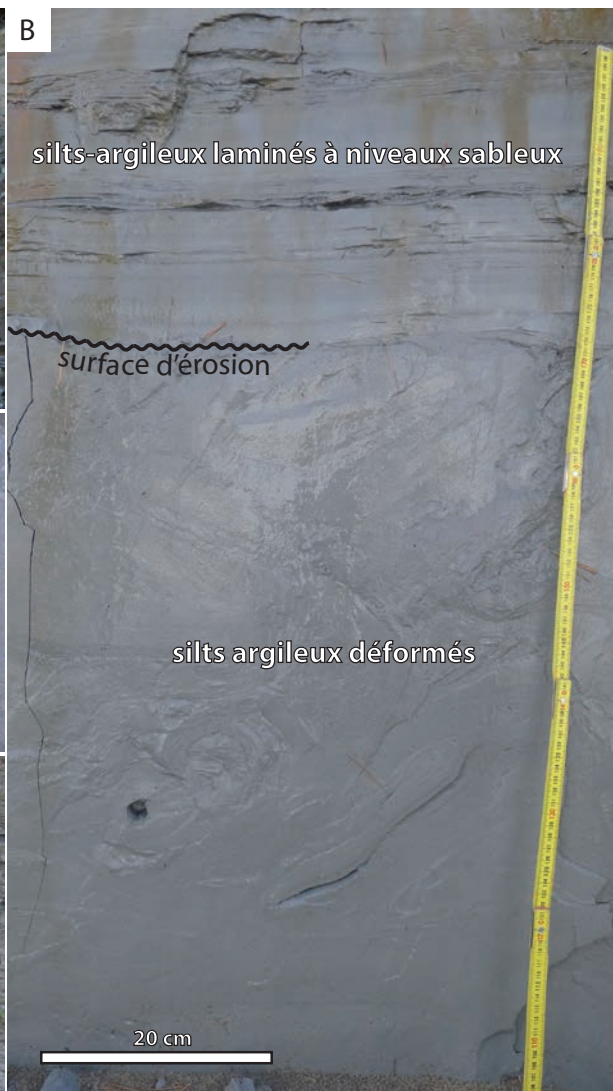
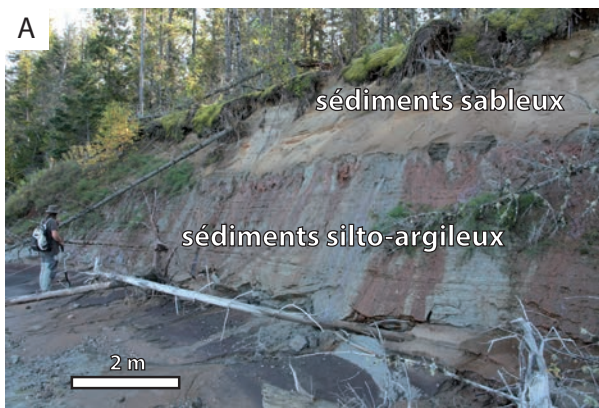


Fig. IV-7. Association de faciès sédimentaires observée sur la berge de la rivière Péribonka, au Nord de la Pointe Taillon à 105 m d'altitude, localisation A6 (Fig. IV-1). A) Vue d'ensemble de l'affleurement montrant des sédiments silto-argileux à la base et sableux au sommet. Les sédiments sableux sont l'équivalent latéral de l'association de faciès présentée Fig. IV-14. B) Subdivision des sédiments silto-argileux en deux unités, une inférieure composée de silts argileux à stratifications déformées par plissement, tronquée au sommet par une surface d'érosion et recouverte par la seconde unité composée de silts argileux laminés. C) Déformations au sein des silts argileux de l'unité inférieure. D) Alternances de bancs pluri-centimétriques (~ 5 cm) de silts argileux et de sables silteux dans l'unité supérieure. E) Zoom sur les alternances de silts argileux et de sables silteux. Les niveaux sablo-argileux incluent des laminations de rides de courant (sous-faciès F3a) et de rides de vague (sous-faciès F3b) dont les morphologies sont scellées par des niveaux silto-argileux (sous-faciès F1a). F) Zoom sur un niveau à rides de vague (sous-faciès F3b) interprété comme étant mis en place pendant les périodes d'interruption de l'écoulement fluvial sous l'action de la dynamique de vague dans le bassin.

Cet affleurement montre la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme (unité inférieure) interprétée comme des dépôts de plumes prodeltaïques (cf. IV.B, Fig. 13; U0). Elle est tronquée au sommet par des alternances de sables silteux et de silts argileux interprétés comme des bottomsets deltaïques (cf. IV.B, Fig. 13; U14) associés aux systèmes progradants supérieurs (cf. IV.B, U14). La surface d'érosion est interprétée comme la surface d'érosion régressive (RSME/RSLE), identifiée sous les systèmes d'embouchure imagés dans les profils sismiques (cf. III.A; Fig. 7).

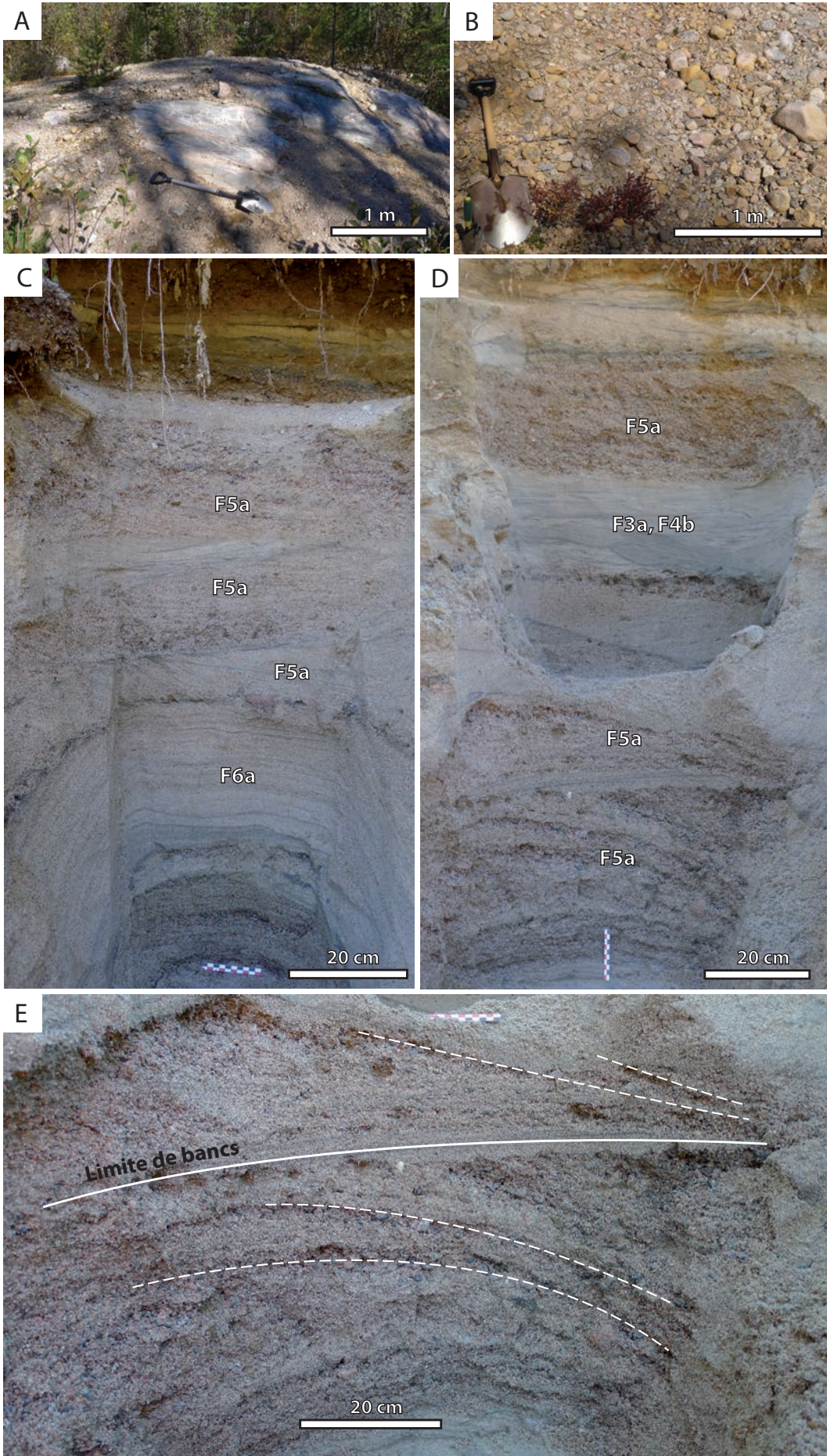


Fig. IV-8. Association de faciès sédimentaires observée au Nord de Notre-Dame de Lorette à 225 m d'altitude, localisation A7 (Fig. IV-1). A) Socle grenvillien recouvert de galets décimétriques relativement bien triés (sous-faciès F9b) cartographiés comme un till par Daigneault et al. (2011). B) Zoom sur le «till» ré-interprété comme un dépôt issu d'écoulements sous- à pro-glaciaires. C et D) Coupes montrant des alternances de sables moyens, de sables grossiers et de graviers au sein de barres fluviales 2D (sous-faciès F5b), de rides de courant (sous-faciès F3a), de rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b) et de litages plans (sous-faciès F6a). E) Zoom sur les litages obliques plans (sous-faciès F5b) dans deux niveaux à graviers interprétés comme des barres fluviales superposées.

L'ensemble des faciès identifiés est interprété comme un dépôt de plaine deltaïque en tresse (C, D, et E; cf. IV.B, U2) de type sandur, superposé à un dépôt sous- à pro-glaciaire (A et B; cf. IV.B, U1). Cet affleurement montre la plaine deltaïque la plus haute identifiée dans le bassin du lac Saint-Jean pour cette étude.

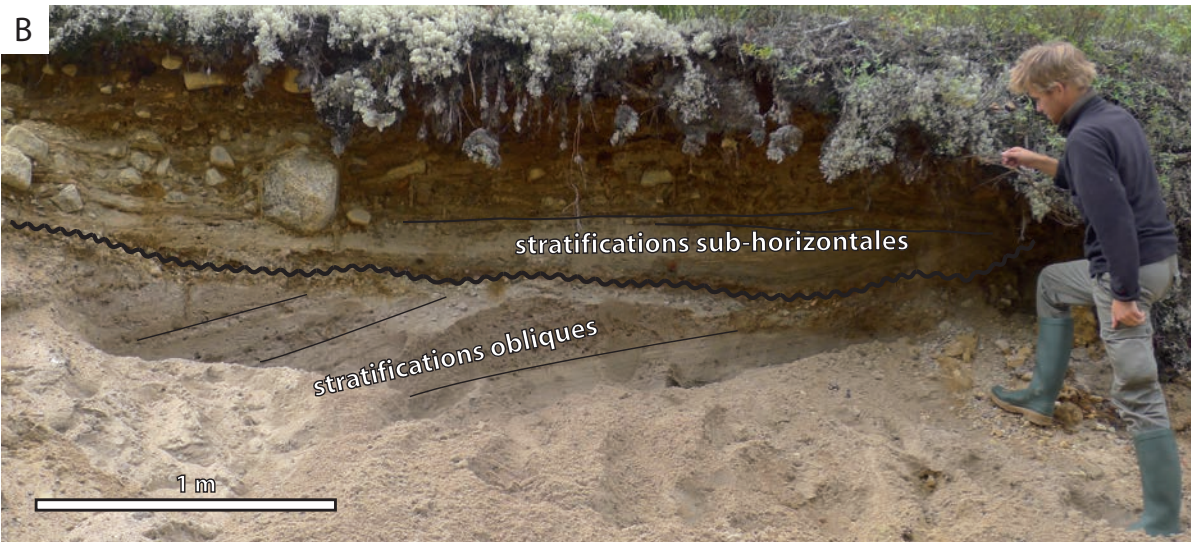
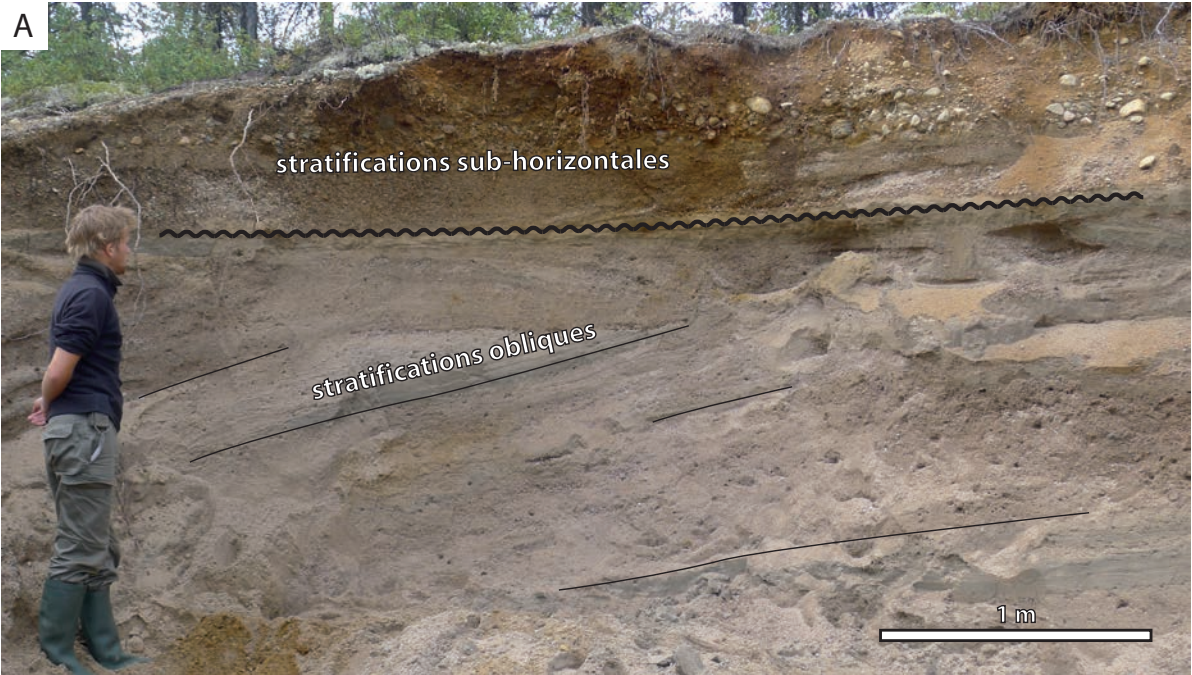


Fig. IV-9. Architectures et faciès sédimentaires observés au Nord de Notre Dame de Lorette à 200 m d'altitude, localisation A8 (Fig. IV-1). Cette association de faciès est considérée comme l'équivalent distal de l'association de faciès de plaine deltaïque de type sandur présentée Fig. IV-8. A) Stratifications obliques pluri-métriques orientées vers le Sud dans des sables grossiers et graviers, tronquées au sommet par un niveau métrique à stratifications sub-horizontales à galets et graviers. B et C) Surface d'érosion irrégulière soulignée par un niveau conglomératique interprété comme un conglomérat de base de chenal.

Cet affleurement montre une succession de foresets deltaïques atteignant jusqu'à 4 m de hauteur, tronqués par des sédiments plus grossiers à stratifications sub-horizontales interprétés comme des topsets deltaïques. La surface d'érosion irrégulière est attribuée à l'incision par de petits chenaux marquant une dynamique de plaine deltaïque en tresse.

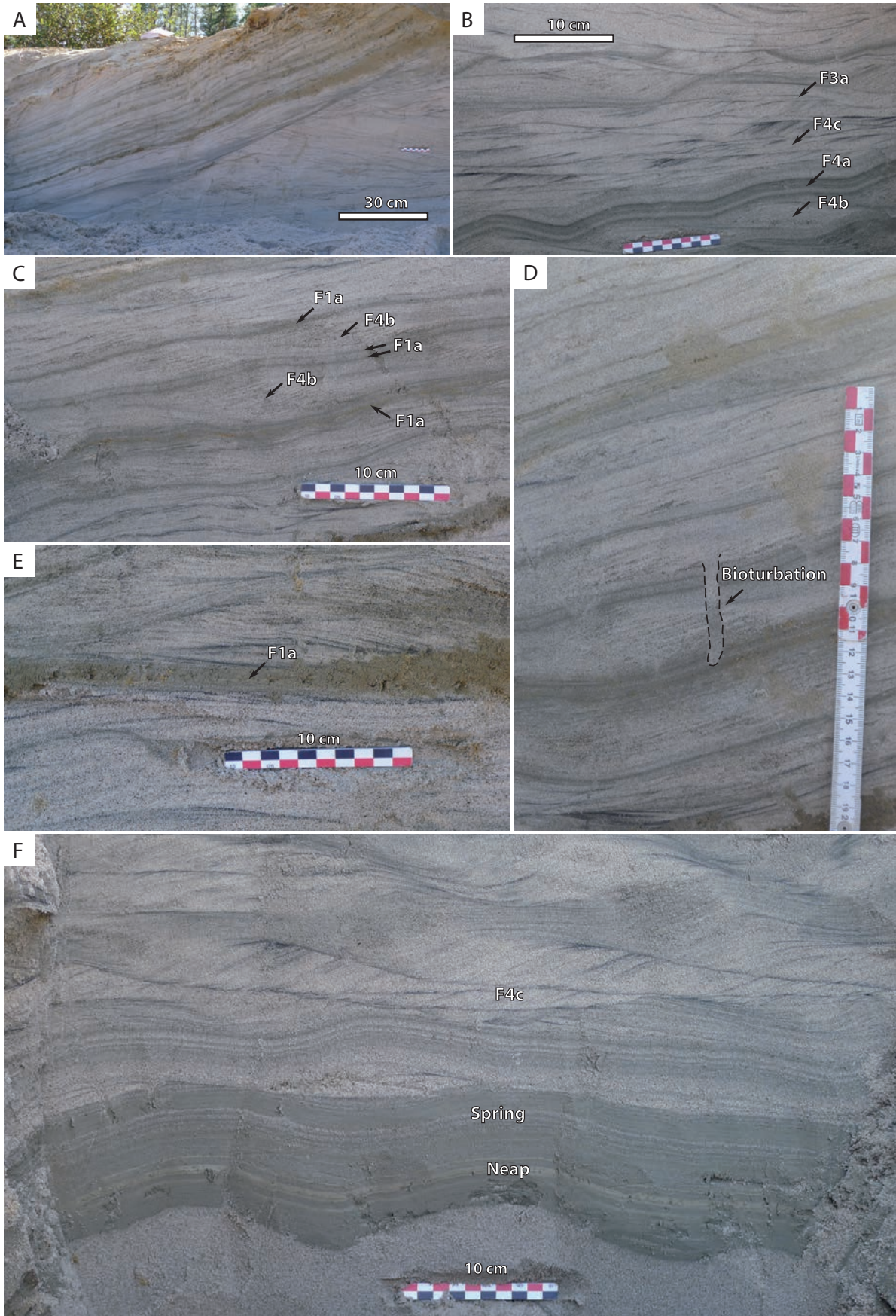
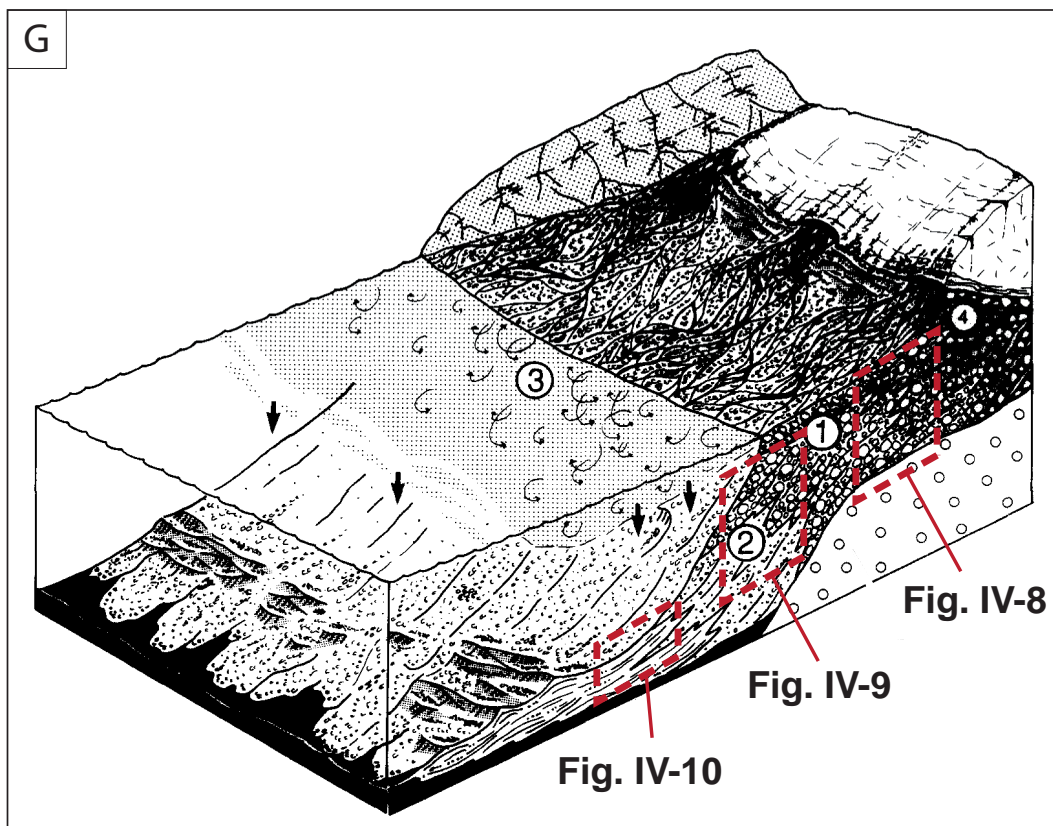


Fig. IV-10. Association de faciès sédimentaires observée au Nord de Notre-Dame de Lorette à 195 m d'altitude, localisation A9 (Fig. IV-1). Cette association de faciès est considérée comme l'équivalent distal de l'association de faciès de deltaïque présentée Fig. IV-9. A) Accumulation de sable montrant une structure décimétrique en scour and fill. B) Sables moyens incluant, de la base au sommet, des rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b), des rides grimpantes sinusoïdales (sous-faciès F4a), des rides grimpantes de type A (sous-faciès F4c) et des rides de courant (sous-faciès F3a). Ces structures sont associées à des courants de turbidité. C) Alternances de rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b) et de niveaux centimétrique argileux (sous-faciès F1a) indiquant des interruptions récurrentes de l'écoulement et un dépôt sous-aquatique. D) Terrier vertical simple au sein des alternances de rides grimpantes de type B et des niveaux de silts argileux (sous-faciès F1a). E) Zoom sur un niveau argileux indiquant l'arrêt complet de la sédimentation sableuse et la décantation d'un plume argileux. F) Alternances périodiques de sables et de silts attribuées à une dynamique tidale (Eilertsen et al. 2011). Le niveau sableux supérieur à ride grimpante de type A indique la reprise de l'écoulement. G) Modèle de delta glaciofluvial (d'après Lønne 1995; outwash fan). Il montre une plaine deltaïque en tresse de type sandur (équivalent à Fig. IV-8) nourrie par les eaux de fonte du glacier qui transportent les sédiments jusqu'au front du delta et permettent la progradation du système.

Ces sédiments sont interprétés comme des dépôts d'embouchure fluviale, soumis à des événements turbiditiques prolongés et fréquents. A plusieurs reprises, l'arrêt de la sédimentation laisse la place à une sédimentation contrôlée par les processus internes au bassin. Les affleurements A7, A8 et A9 (Figs. IV-8, 9 et 10) sont interprétés comme les différentes zones d'un système de delta glaciofluvial dont l'architecture est comparable à celle décrite par Lønne (1995). L'épaisseur métrique des topsets souligne la faible aggradation de la plaine deltaïque pendant la progradation du front de delta. Cette configuration traduit l'effet de la chute du niveau de base pendant la sédimentation et/ou la faible durée de fonctionnement du système.



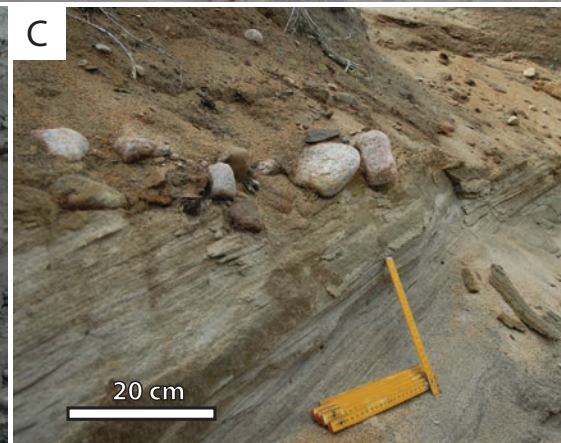
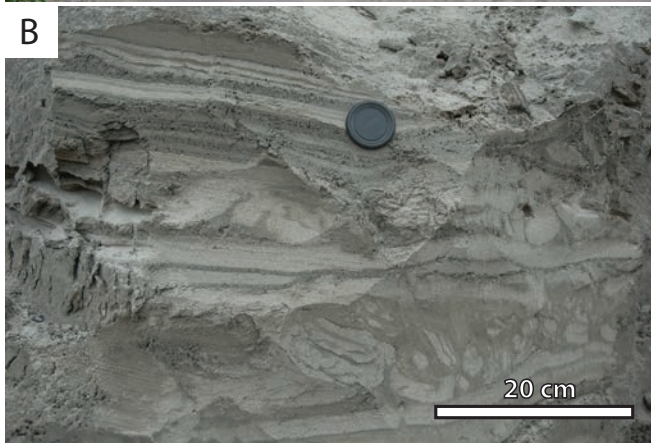
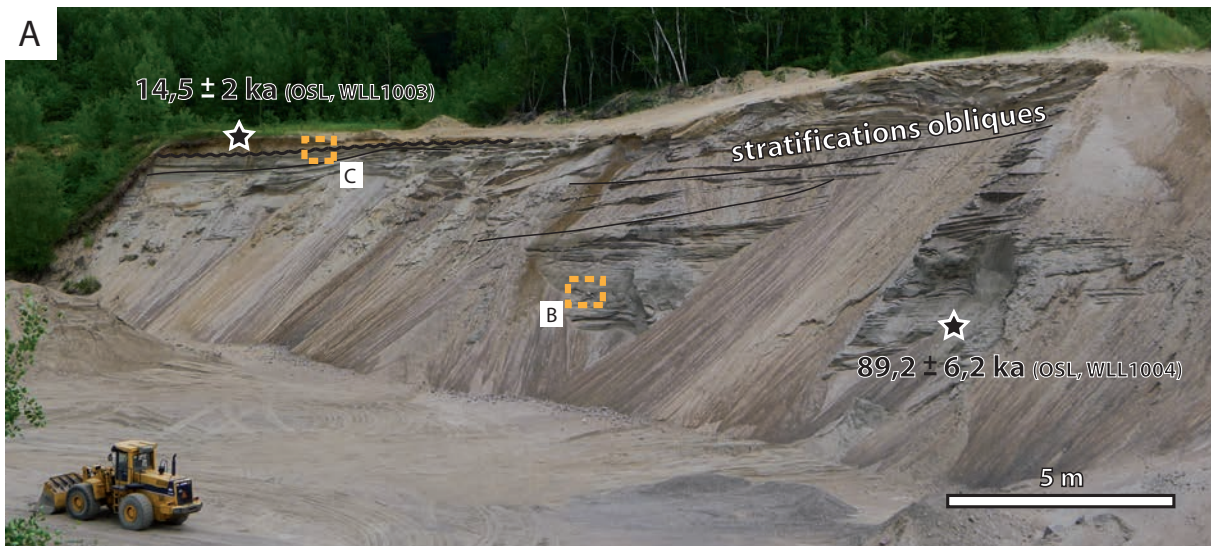


Fig. IV-11. Architectures et association de faciès sédimentaires observées au Sud-Ouest de St-Félicien à 195 m d'altitude, localisation A10 (Fig. IV-1). A) Vue d'ensemble de l'affleurement montrant une accumulation sableuse incluant de grandes stratifications obliques orientées vers le Nord-Nord-Est. B) Alternances de sables et de silts sableux affectées par des structures de charge. C) Laminations obliques tronquées au sommet par une surface de vannage (lag) à galets indiquant un processus érosif.

Cet affleurement est interprété comme un système de fan deltaïque (cf. IV.B, U7a) qui a progradé vers le centre du bassin, tronqué au sommet par une surface généralement observée dans le bassin sous la forme d'un alignement de clastes (galets à blocs) qui est régulièrement identifiée au sommet des systèmes progradants fluviaux, parfois directement au sommet des sédiments glaciogéniques lorsque les systèmes progradants sont absents. Localement, la bonne préservation des faciès sédimentaires associés à des coquilles marines ont permis d'interpréter les dépôts qui scellent cette surface comme littoraux (Figs. IV-21, 22 et 23). Cette surface d'érosion caractéristique est interprétée comme une surface de ravinement par les vagues (surf diastem sensu Swift et al. 2003) (cf. IV.B, U8).

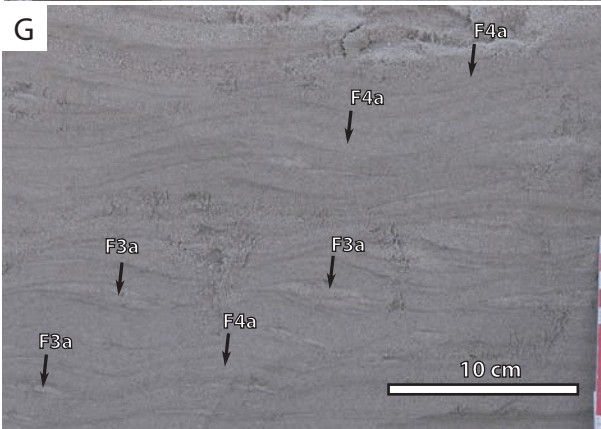
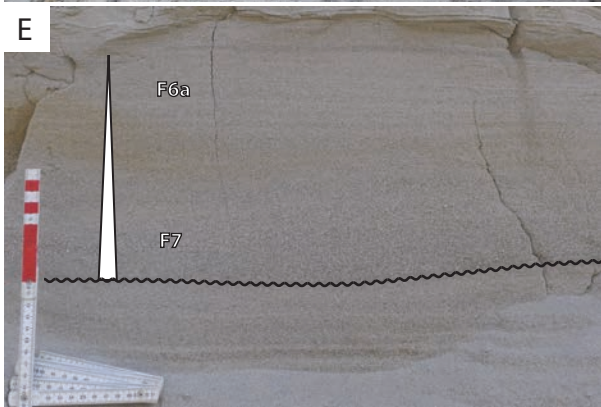
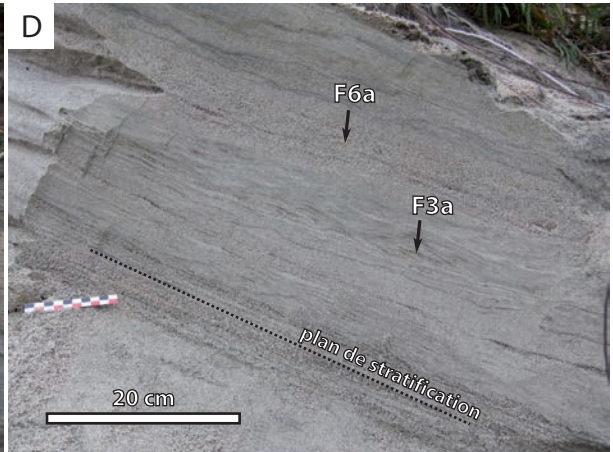
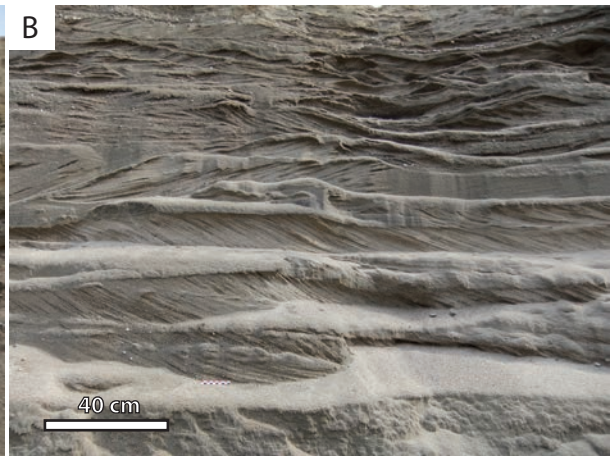
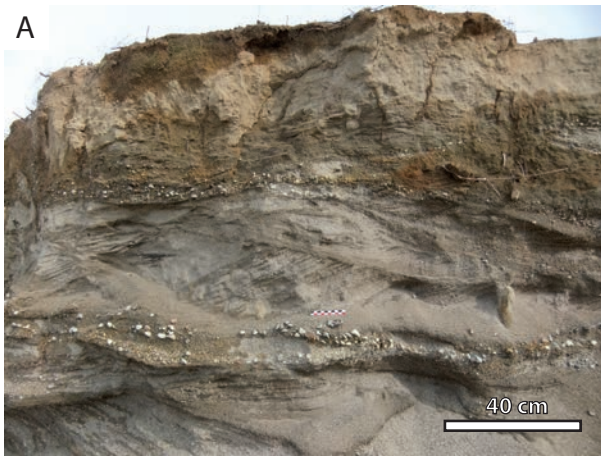
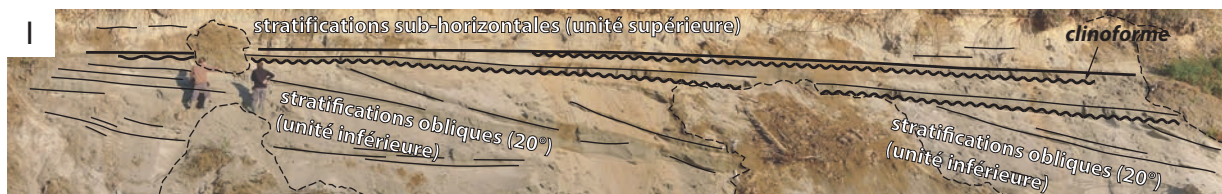


Fig. IV-12. Association de faciès sédimentaires observée à l'Ouest de l'Ascension à 160 m d'altitude, localisation A11 (Fig. IV-1). A and B) Litages obliques entrecroisés de mégarides (sous-faciès F5a) et litages obliques plans de barres fluviales (sous-faciès F5b) dans les sables graveleux à stratifications sub-horizontales de l'unité supérieure de l'affleurement. C) Contact entre les sables graveleux à stratifications sub-horizontales et les sables moyens à stratifications obliques de l'unité inférieure de l'affleurement. Plusieurs surfaces de réactivation sont drapées par une sédimentation silto-sableuse (sous-faciès F2a) au sein des sédiments de l'unité inférieure. D) Zoom sur les stratifications obliques de l'unité inférieure montrant des alternances de lamines planes de haut régime (sous-faciès F6a) et de rides de courant (sous-faciès F3a) associées au régime inférieur. E) Intervalle sableux à grano-classement normal à la base de l'unité inférieure. Sables massifs à base érosive passant vers le haut à des lamines planes de haut régime interprétées comme une séquence turbiditique. F) Surfaces érosives concaves à la base de l'unité inférieure interprétées comme le fond de «chutes channels» (Prior and Bornhold, 1989). G) Sables à la base de l'unité inférieure incluant des alternances de rides de courant (sous-faciès F3a) et de rides grimpantes sinusoïdales (sous-faciès F4a) issues de courants de turbidité. H) Structures de charge au sommet de l'unité inférieure. I) Stratifications obliques de l'unité inférieure tronquées au sommet par l'unité supérieure à stratifications sub-horizontales.

La stratification sub-horizontale de l'unité supérieure de l'affleurement est interprétée comme étant associée à des topsets deltaïques composés de barres et mégarides formant une plaine deltaïque en tresse. Les stratifications obliques de la partie inférieure sont interprétées comme des foresets deltaïques formant un front de delta nourri principalement par des courants de turbidité. Ce système deltaïque est interprété comme un delta Gilbert (interprétation détaillée cf. IV.B, Fig. 11, U11).



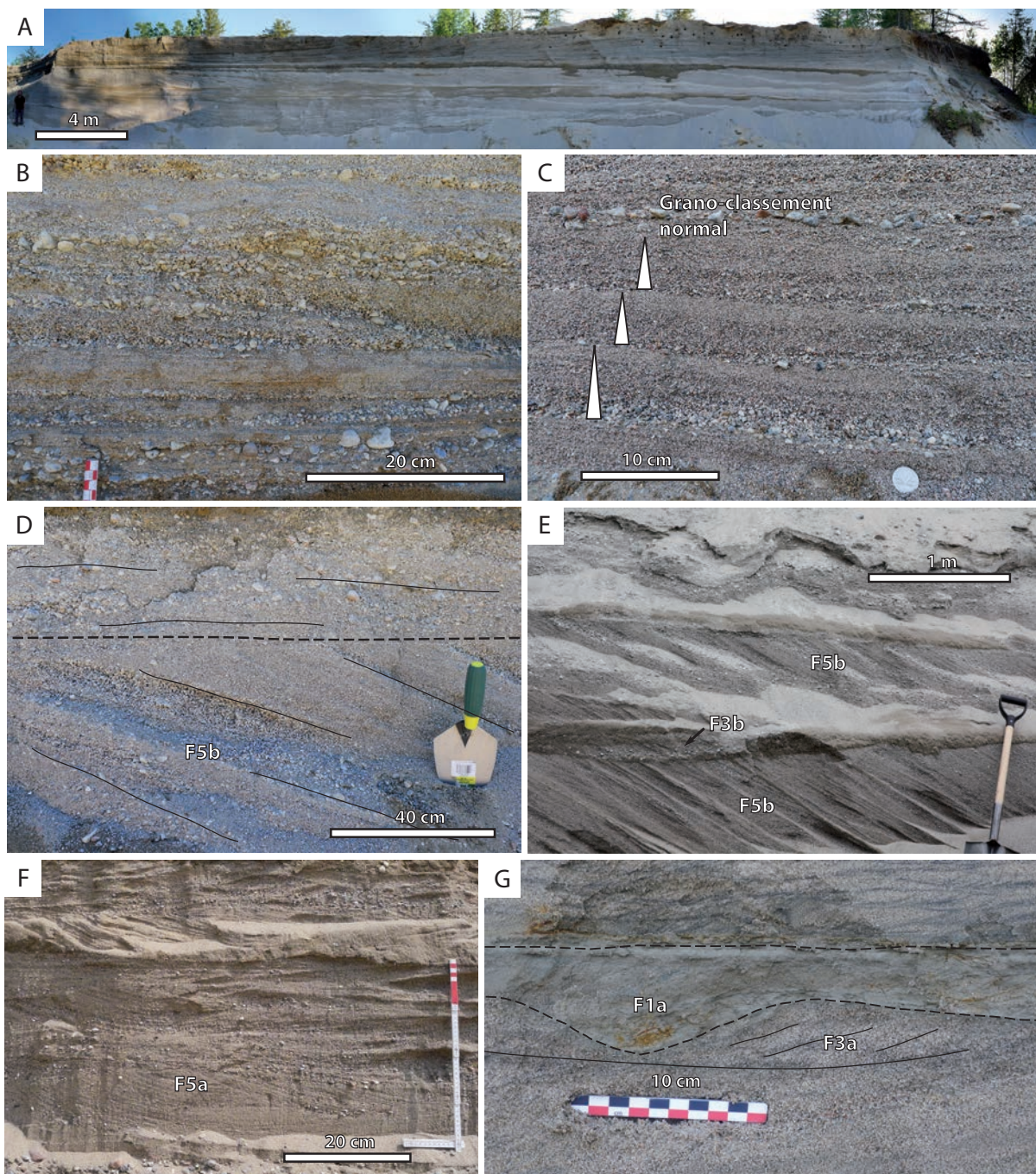


Fig. IV-13. Association de faciès sédimentaires observée au Sud de St-Monique à 125 m d'altitude, localisation A12 (Fig. IV-1). A) Vue d'ensemble de l'affleurement. B) Litages sub-horizontaux dans des graviers à galets. C) Superposition de bancs horizontaux pluri-centimétriques à grano-classement normal. D) Litages obliques plans (sous-faciès F5b) recouverts par des lamines planes de haut régime interprétées comme une mégaride remaniée au sommet par un dépôt plus dynamique de régime supérieur. E) Niveau graveleux (~ 50 cm d'épaisseur) à litages obliques plans (sous-faciès F5b) recouvert par un niveau graveleux (~ 5 cm d'épaisseur) à lamines obliques (sous-faciès F3a) interprétés comme une barre fluviale recouverte au sommet par des rides de courant. F) Niveaux sableux à litages obliques entrecroisées (sous-faciès F5a) interprétés comme une superposition de mégarides. G) Niveaux silteux drapant une morphologie de ride de courant (sous-faciès F3a) indiquant un dépôt par décantation sous-aquatique pendant une période d'interruption du transport sableux.

Cet affleurement indique principalement des processus tractifs sous la forme de barres et de mégarides issues d'un écoulement fluvial en tresse. Ces dépôts sont attribués à une plaine deltaïque à chenaux en tresse (cf. IV.B, U13). Cependant, son altitude de 125 m environ indique une mise place tardive, incompatible avec un environnement proglaciaire de type sandur.

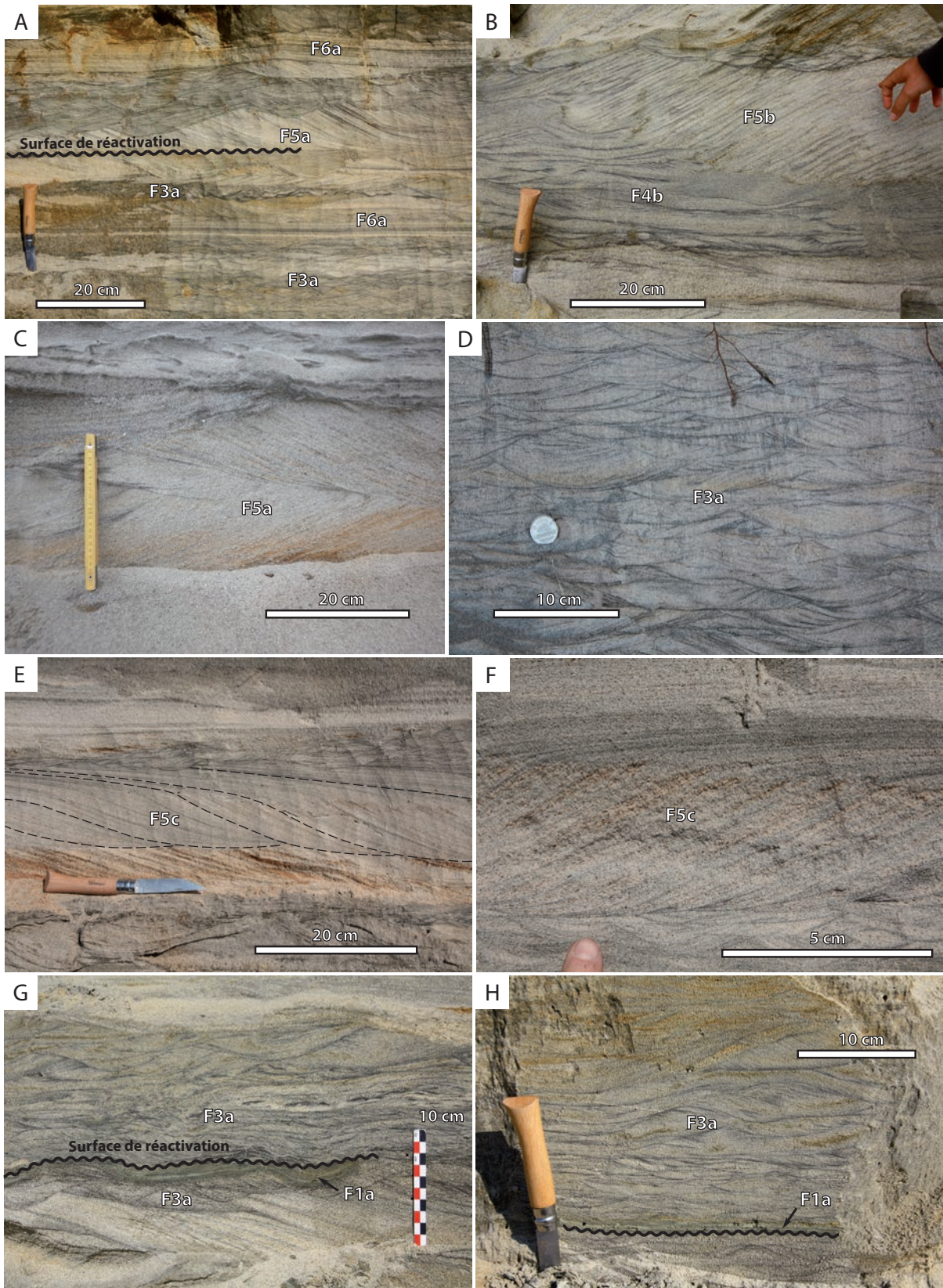


Fig. IV-14. Association de faciès sédimentaires observée le long de la berge sud de la Pointe Taillon, localisation A13 (Fig. IV-1). Cette succession est l'équivalent latéral des sables du sommet de l'affleurement A6 (Fig. IV-7). A) Superposition de rides de courant (sous faciès F3a), de laminations planes (sous-faciès F6a) et de mégarides (sous-faciès F5a) parfois réactivées par des surfaces d'érosion sub-horizontales. B) Litages obliques plans (sous-faciès F5b) recouvrant des rides grimpantes à direction opposée illustrant la variabilité des paléocourants mesurés en fonction des structures sédimentaires (cf. IV.B, Fig. 13). C) Litages obliques entrecroisés d'échelle décimétrique (sous-faciès F5a) interprétés comme des mégarides 3D. D) Lamines obliques (sous-faciès F3a) d'échelle centimétrique interprétées comme des rides de courant. E et F) Litages obliques sigmoïdales (sous-faciès F5c) interprétées comme des barres progrado-aggradantes issues d'une importante charge en suspension lors de l'écoulement. G) Rides de courant drapées par un niveau millimétrique à centimétrique de silts, tronqué au sommet par une surface de réactivation, elle-même recouverte de rides de courant (sous-faciès F3a). H) Rides de courant tronquées par une surface de réactivation, drapées par un niveau silteux recouvert de rides de courant.

Localisée au dessus de la Formation des argiles de Laflamme, cette accumulation sableuse est attribuée aux cortèges progradants fluviaux ou littoraux qui forment la partie supérieure de la succession du bassin (interprétation détaillée cf. IV.B, Fig. 13, U15).

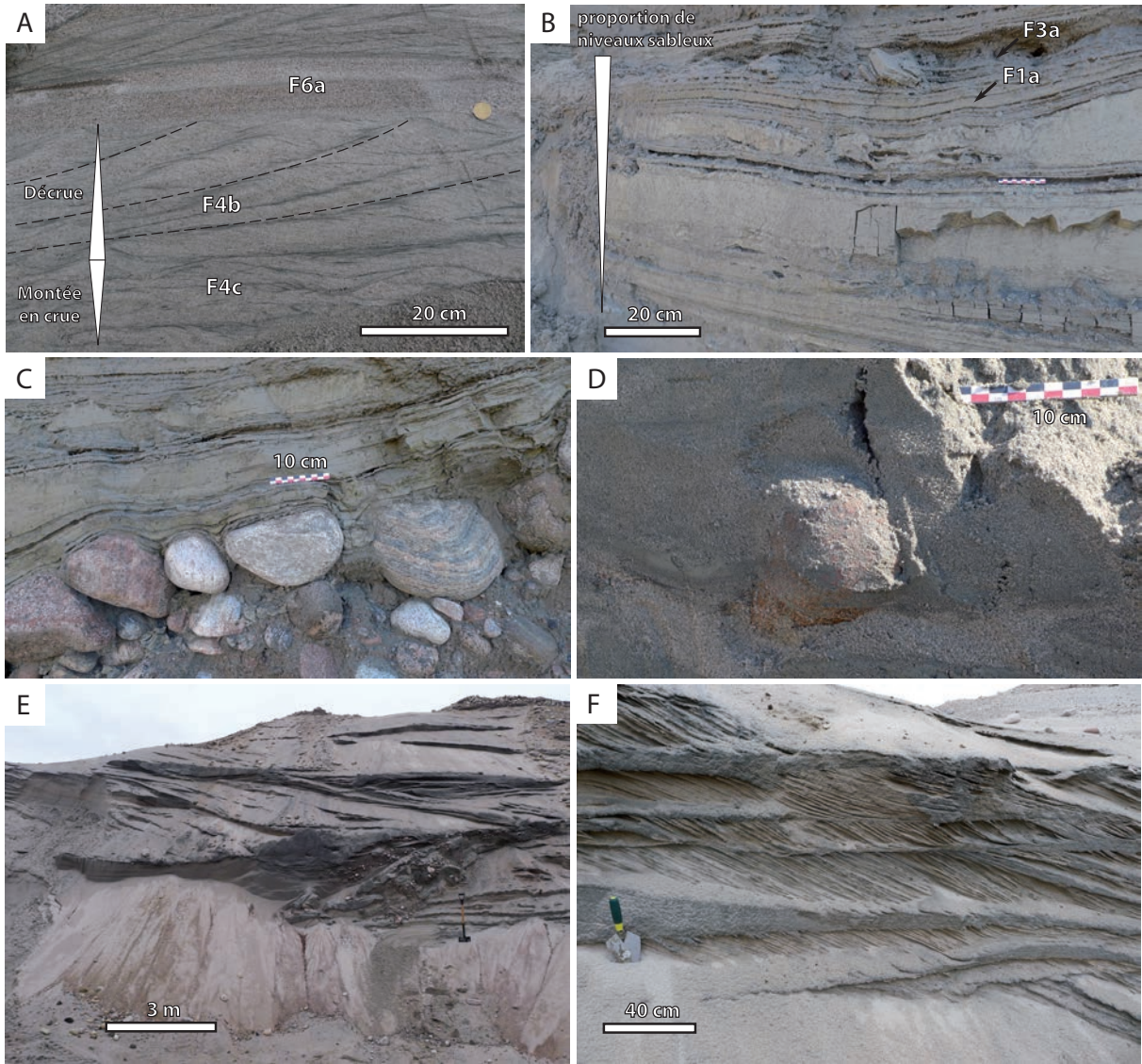
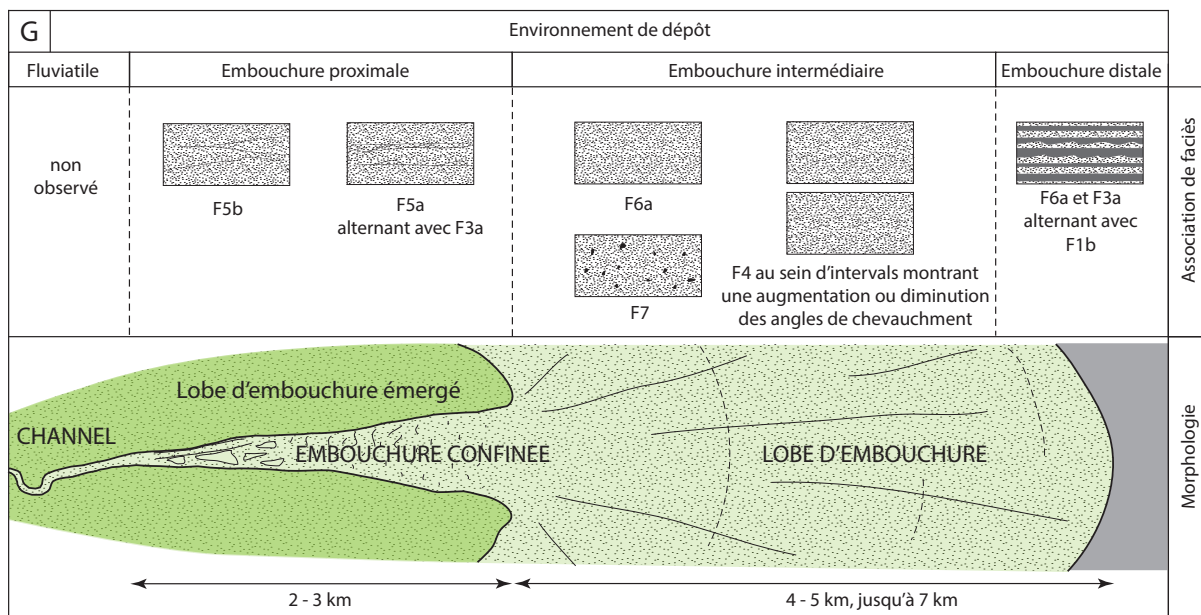


Fig. IV-15. Associations de faciès sédimentaires au sein d'accumulations sableuse et conglomératique à la base, passant vers le haut à des sédiments silteux puis sableux vers le haut, observées au Sud-Est de Girardville à 205 m d'altitude, localisation A14 (Fig. IV-1). A) Succession de rides de courant (sous-faciès F3a) à la base passant à des rides grimpantes de type A (F4c) puis à des rides grimpantes de type B (F4b) dans les sables moyens du sommet de l'affleurement interprétée comme un séquence de crue au sein de dépôts d'embouchure. B) Alternances de silts argileux et de sables silteux interprétées comme des alternances de dépôts tractifs (sables silteux) et de dépôts de décantation (silts argileux). La proportion de niveaux sableux augmente progressivement vers le haut. C) Drapage des sédiments silteux sur les dépôts conglomératiques sous-jacents. D) Galet lâché dans l'accumulation sableuse de la base. E et F) Accumulation sableuse à litages obliques plans (sous-faciès F5b) de la base de la succession. G) Modèle représentatif de la morphologie et de la distribution des faciès associés aux embouchures des rivières Mistassini et Ashuapmushuan au sein du bassin du lac Saint-Jean (pour plus de détail dans l'interprétation des processus de dépôt, cf. IV.B, Fig. 16).

Cette succession montre, de bas en haut, des sédiments glaciogéniques (cf. IV.B, U4). Ils sont drapés par un faciès alternant silts et silts sableux passant progressivement à des sables vers le haut. L'assemblage silts, silts sableux et sables est interprété comme la superposition de sédiments prodeltaïques passant vers le haut aux dépôts d'embouchure fluviale distale (Fig. IV-15I) avec l'apparition de passées sableuses, puis d'embouchure intermédiaire (Fig. IV-15I) dominés par des faciès sableux plus dynamiques et la disparition des silts. Cet affleurement illustre les sédiments glaciogéniques de la base de la succession, drapés par des silts prodeltaïques. Au-dessus, la progradation des systèmes fluviaux est visible par la superposition de faciès de plus en plus proximaux. Cet affleurement indique qu'à cette altitude (205 m), la Formation des argiles de Laflamme n'est pas présente entre les sédiments glaciogéniques de la base et les sédiments des cortèges progradants du sommet.



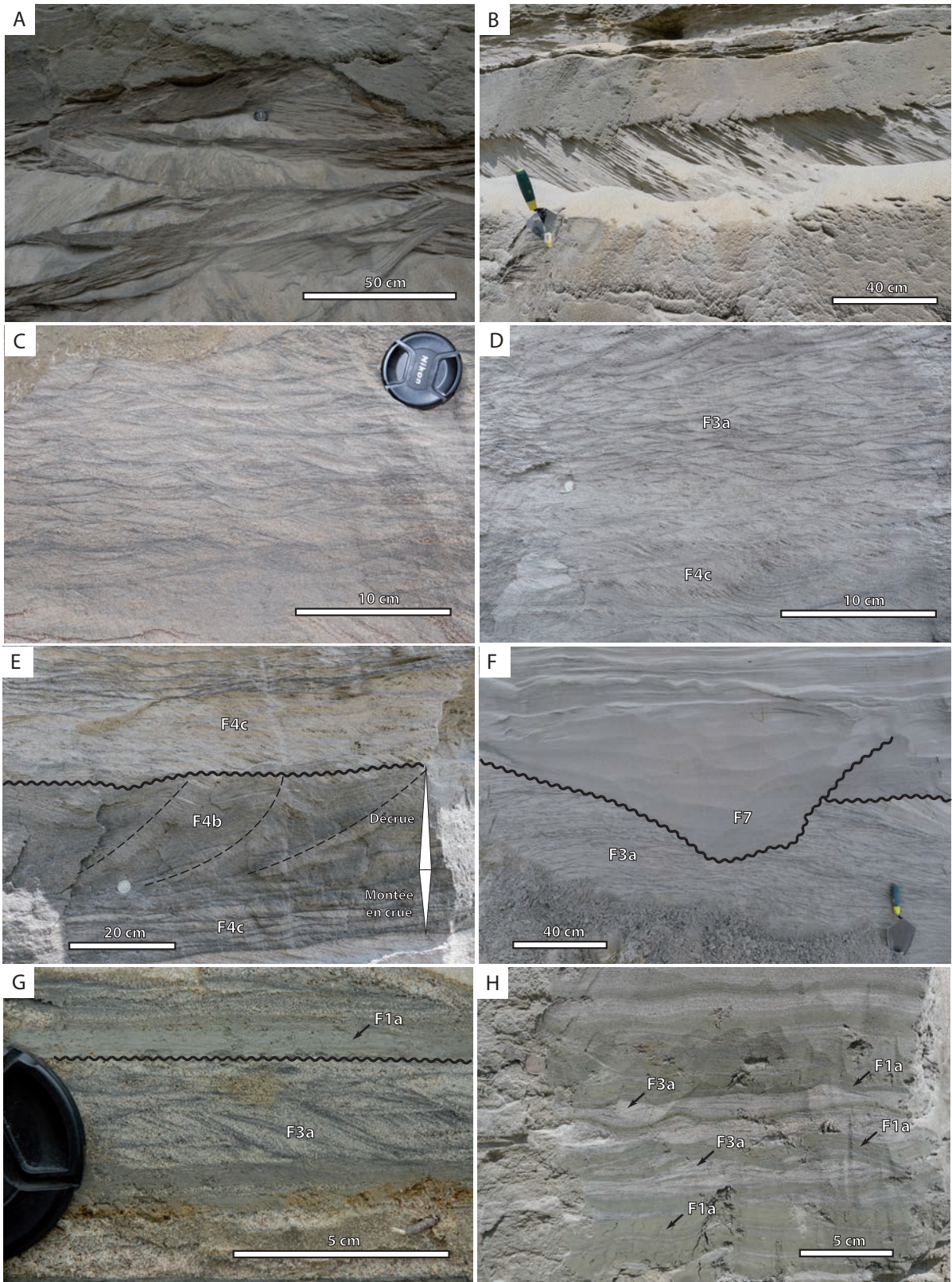


Fig. IV-16. Association de faciès sédimentaires observée au Sud-Ouest de Dolbeau-Mistassini à 140 m d'altitude, localisation A15 (Fig. IV-1). A) Litages obliques entrecroisés (sous-faciès F5a) interprétés comme des mégarides 3D. B) Litages obliques plans (sous-faciès F5b) interprétés comme des barres. C) Lamines obliques d'échelle centimétrique (sous-faciès F3b) interprétées comme des rides de courant. D) Superposition de rides grimpantes (sous-faciès F4) et de rides de courant (sous-faciès F4). E) Séquence de rides grimpantes de type A (sous-faciès F4c) à la base passant à des rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b) vers le haut interprétée comme un séquence de décrue. Cet intervalle est tronqué au sommet par l'événement de crue suivant. F) Incision remplie par des sables à laminations frustres (sous-faciès F7) à la base de l'affleurement interprétée comme une structure de scour and fill. G) Rides de courant (sous-faciès F3a) tronquées par une surface d'érosion, drapée par un niveau de silt. H) Alternances de niveaux silteux (sous-faciès F1a) et de sables moyens à lamines obliques d'échelle centimétrique (sous-faciès F3a) à la base de l'affleurement, interprétées comme des rides de courant.

Cette association de faciès est interprétée comme un dépôt d'embouchure fluviale proximale (Fig. IV-15I) avec alternances de périodes de crue enregistrées sous la forme de surfaces d'érosion et de dépôts turbiditiques et de périodes d'écoulements normaux permettant la mise en place de structures sédimentaires tractives de bas régime (barres, mégarides, rides de courant) (cf. IV.B, U5).

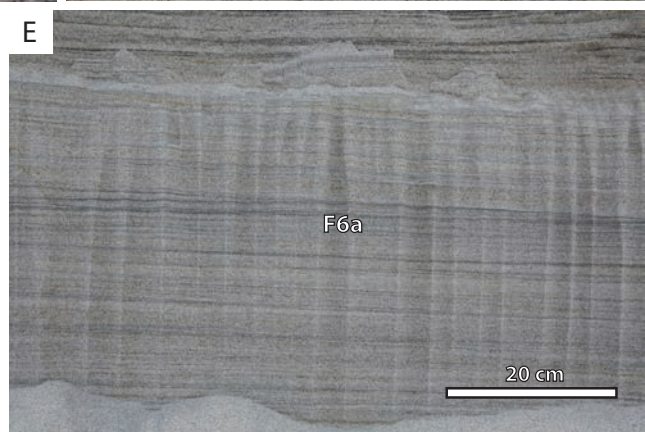
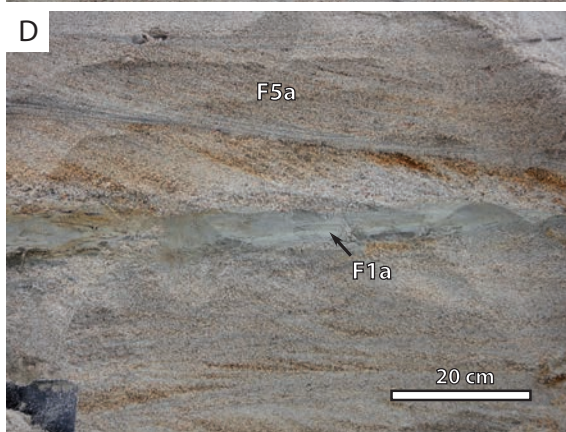
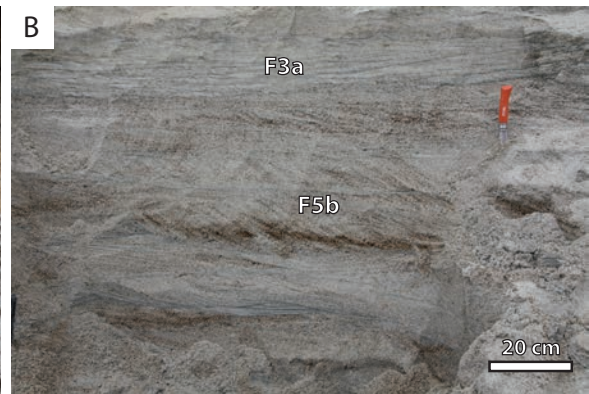


Fig. IV-17. Association de faciès sédimentaires observée au Sud-Ouest de Dolbeau-Mistassini, le long de la rivière Mistassini à 110 m d'altitude, localisation A16 (Fig. IV-1). A, B et C) Litages obliques plans de barres fluviales (sous-faciès F5b), litages obliques entrecroisés de mégarides 3D (sous-faciès F5a) et lamines obliques de rides de courant (sous-faciès F3a) dans la partie supérieure de l'affleurement. D) Intercalation d'un niveau silteux (sous-faciès F1a) dans des litages obliques entrecroisés (sous-faciès F5a) interprétés comme des mégarides 3D. E) Lamines planes de haut régime déposées par des courants de turbidité prolongés caractérisant la partie inférieure de l'affleurement.

Cet affleurement montre une association de faciès interprétée comme un dépôt d'embouchure intermédiaire à la base passant à un dépôt d'embouchure proximale vers le haut (Fig. IV-15I; cf. IV.B, U5).

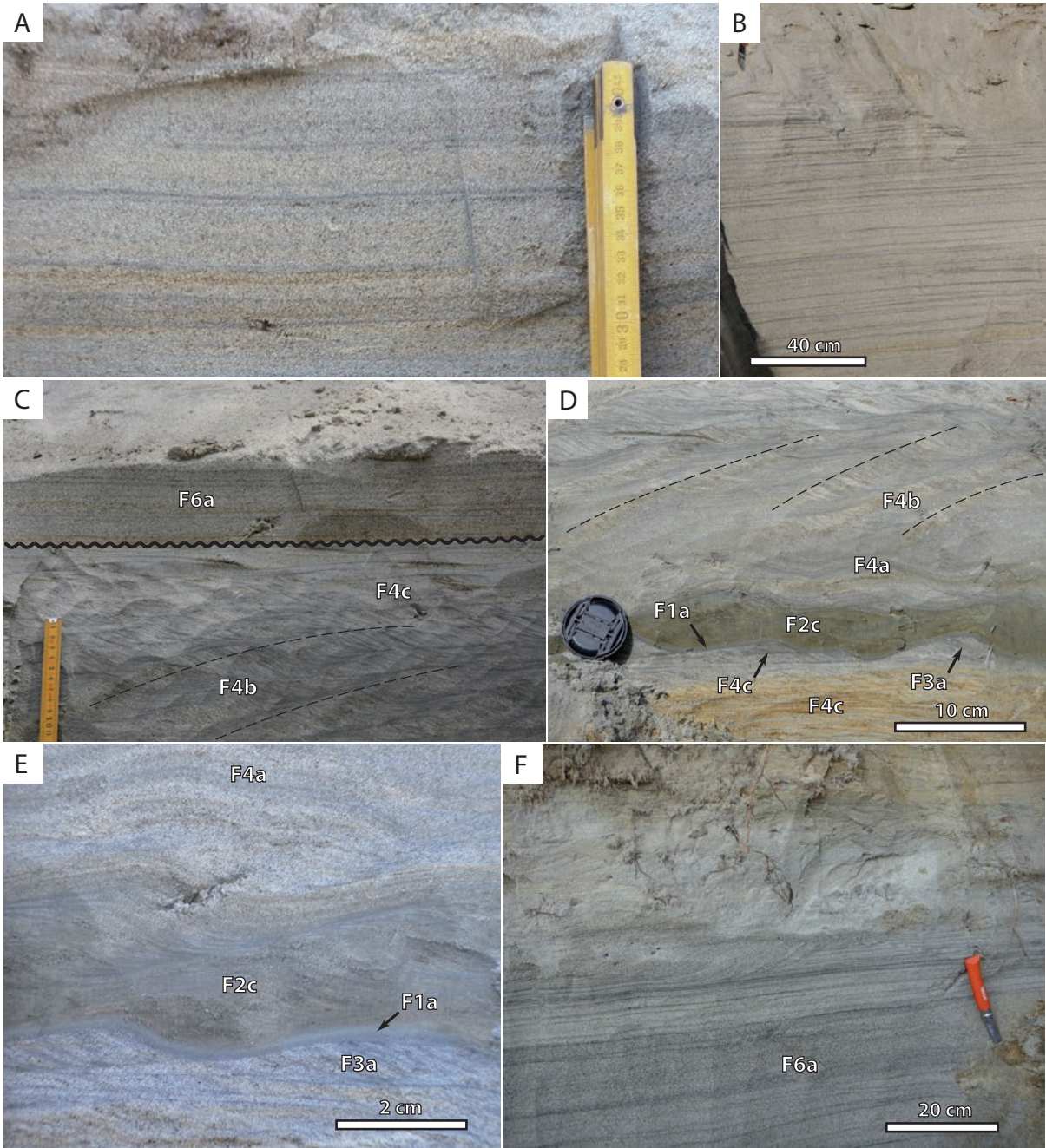


Fig. IV-18. Association de faciès sédimentaires observée au Sud-Sud-Est de Dolbeau-Mistassini sur une terrasse d'érosion littorale le long des berges du lac Saint-Jean à 102 m d'altitude, localisation A17 (Fig. IV-1). A et B) Lames planes de haut régime (sous-faciès F6a) issues de courants de turbidité (Talling et al. 2012). C) Séquence de rides grimpantes de type A (sous-faciès F4c) passant vers le haut à des rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b) interprétée comme une séquence de montée en crue. Elle est tronquée au sommet par l'événement suivant et recouverte par une nouvelle séquence à lames planes de haut régime. D et E) Séquences de rides grimpantes intercalées par un niveau de silt et un niveau de rides grimpantes rythmiques (sous-faciès F2c). F) Lames planes de haut régime (sous-faciès F6a) remaniées au sommet par des rides de courant (sous-faciès F3a) et mégarides (sous-faciès F5a).

Cette association de faciès est interprétée comme un dépôt d'embouchure intermédiaire soumis à des courants de turbidité prolongés et récurrents (cf. IV.B, U5).

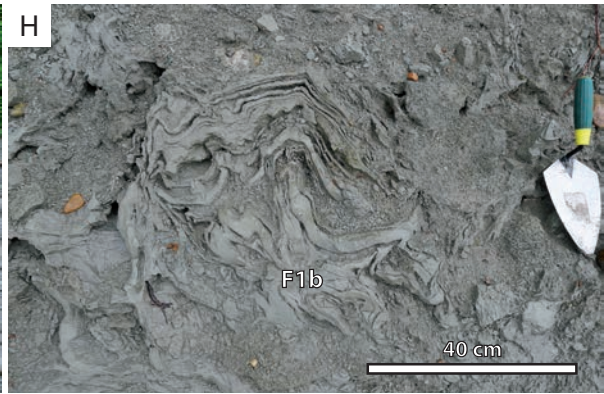
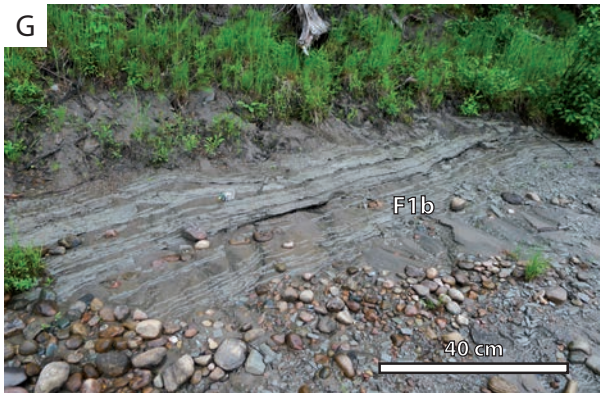
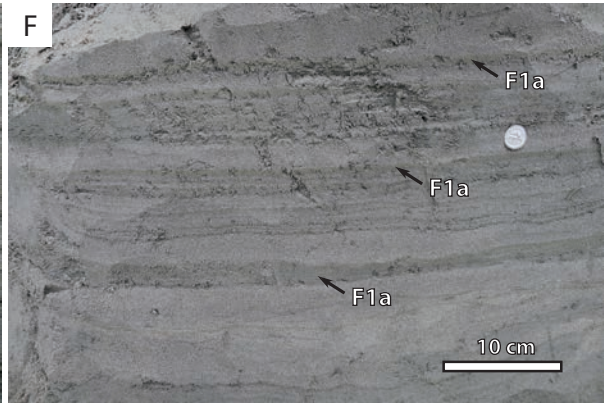
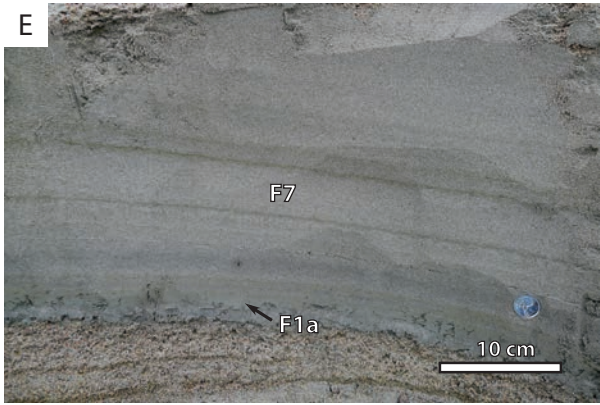
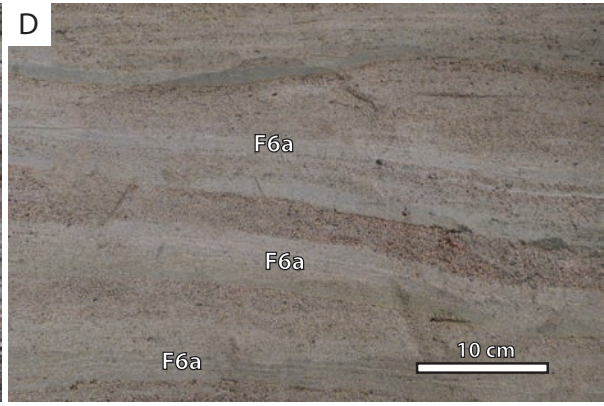
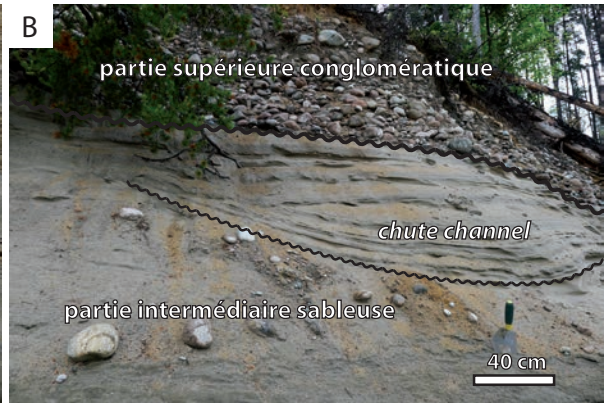
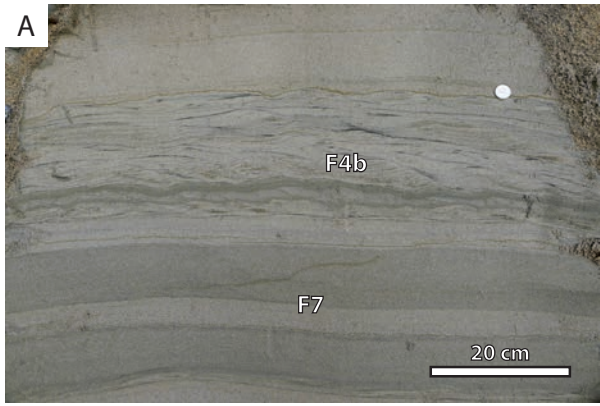


Fig. IV-19. Association de faciès sédimentaires observée le long de la rivière Ashuapmushuan, au Sud-Ouest de St-Thomas Didyme à 170 m d'altitude, localisation A18 (Fig. IV-1). La succession comprend des silts argileux dans l'unité inférieure, des sables dans l'unité intermédiaire, puis un conglomérat dans l'unité supérieure. A) Sables moyens à rides grimpantes de type B (sous-faciès F4b) et niveaux sableux vaguement laminés (faciès F7) attribués à des courants de turbidité hyperconcentrés dans l'unité sableuse intermédiaire. B) Contact érosif entre l'unité supérieure conglomératique et les sables moyens de l'unité intermédiaire, incisés par une structure de scour and fill. C) Laminés planes de haut régime (sous-faciès F6a) dans des sables grossiers et graveleux à galets. D) Alternances de niveaux à lamines planes de haut régime (sous-faciès F6a) dans des sables grossiers et de niveaux à graviers vaguement laminés (faciès F7). E) Sables moyens vaguement laminés (faciès F7) superposés à un niveau silteux (sous-faciès F1a) drapant une surface d'érosion. F) Alternances de niveaux décimétriques sableux et de niveaux centimétriques silteux. G) Silts argileux laminés (sous-faciès F1b) de l'unité inférieure. F) Silts argileux laminés (sous-faciès F1b), déformés dans l'unité inférieure.

Cette succession, de la base au sommet, montre des dépôts silteux qui en l'absence de galets lâchés, sont interprétés comme prodeltaïques constituant la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme. Au-dessus, les sédiments sableux sont interprétés comme des dépôts d'embouchure fluviale intermédiaire. L'accumulation conglomératique de la partie supérieure est attribuée à un dépôt de fond de chenal fluviale. Cet affleurement illustre la progradation des systèmes fluviaux au dessus de la Formation des argiles de Laflamme par la transition verticale de faciès d'embouchure déposés dans le bassin, vers un faciès continental de chenal fluviale.

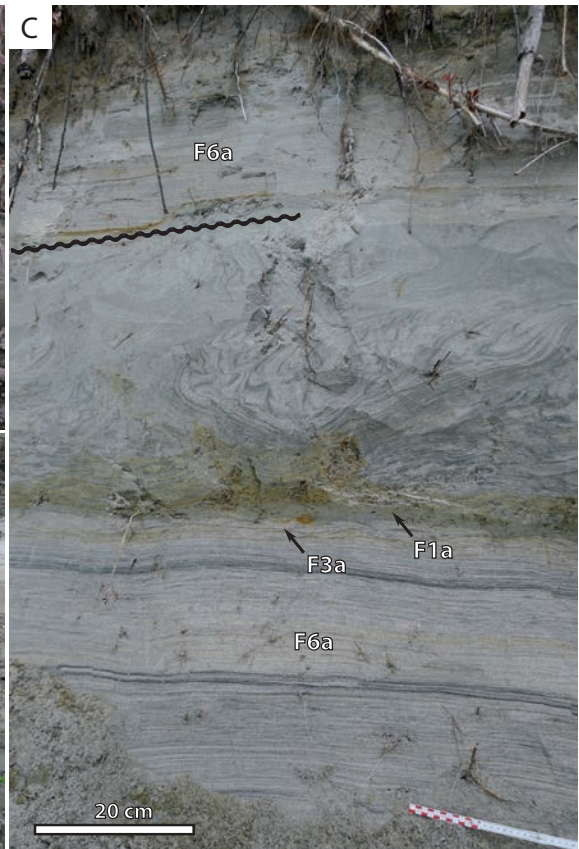
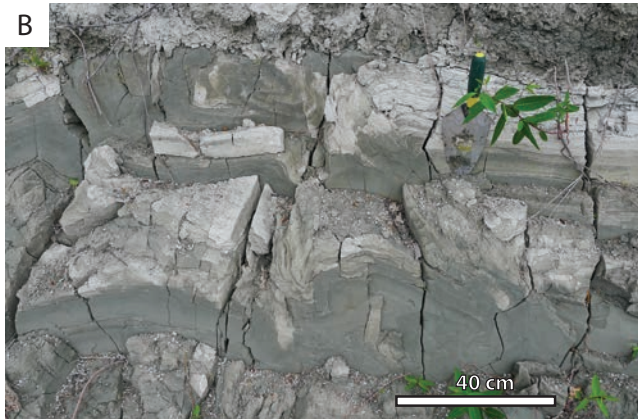
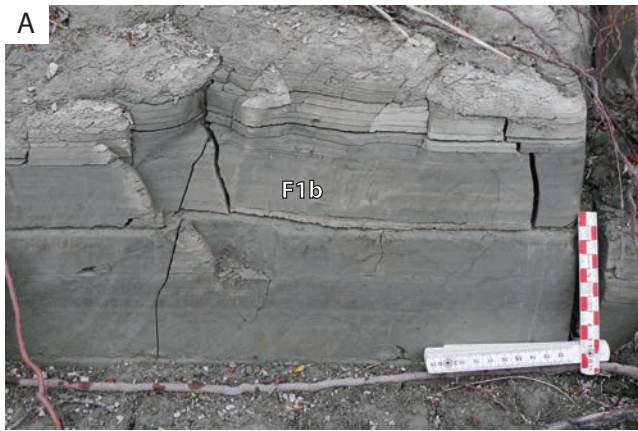


Fig. IV-20. Association de faciès sédimentaires silteux et sableux observée au Sud-Ouest de Normandin le long de la rivière Ashuapmushuan, à 150 m d'altitude, localisation A19 (Fig. IV-1). A) Silts argileux laminés (sous-faciès F1b) à la base de l'affleurement. B) Silts laminés déformés à la base de l'affleurement. C) Sables moyens à lamines planes de haut régime (sous-faciès F6a) associés à un intervalle à sables moyens déformés et un niveau centimétrique silteux.

Cette succession montre la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme qui en l'absence de galet lâché est interprétée comme d'origine prodeltaïque. Les sédiments sableux sus-jacents sont attribués à un dépôt d'embouchure intermédiaire (Fig. IV-15I).

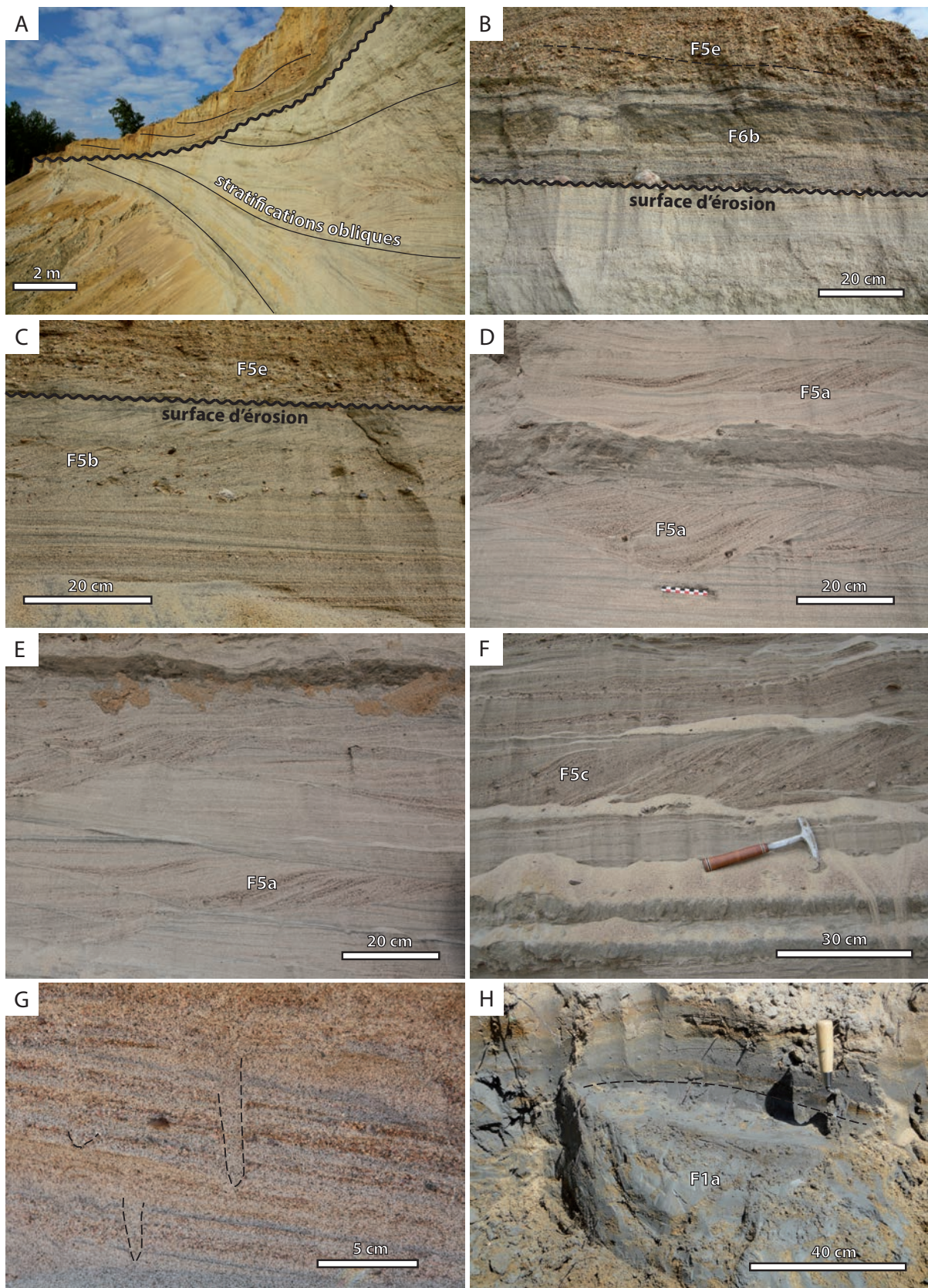
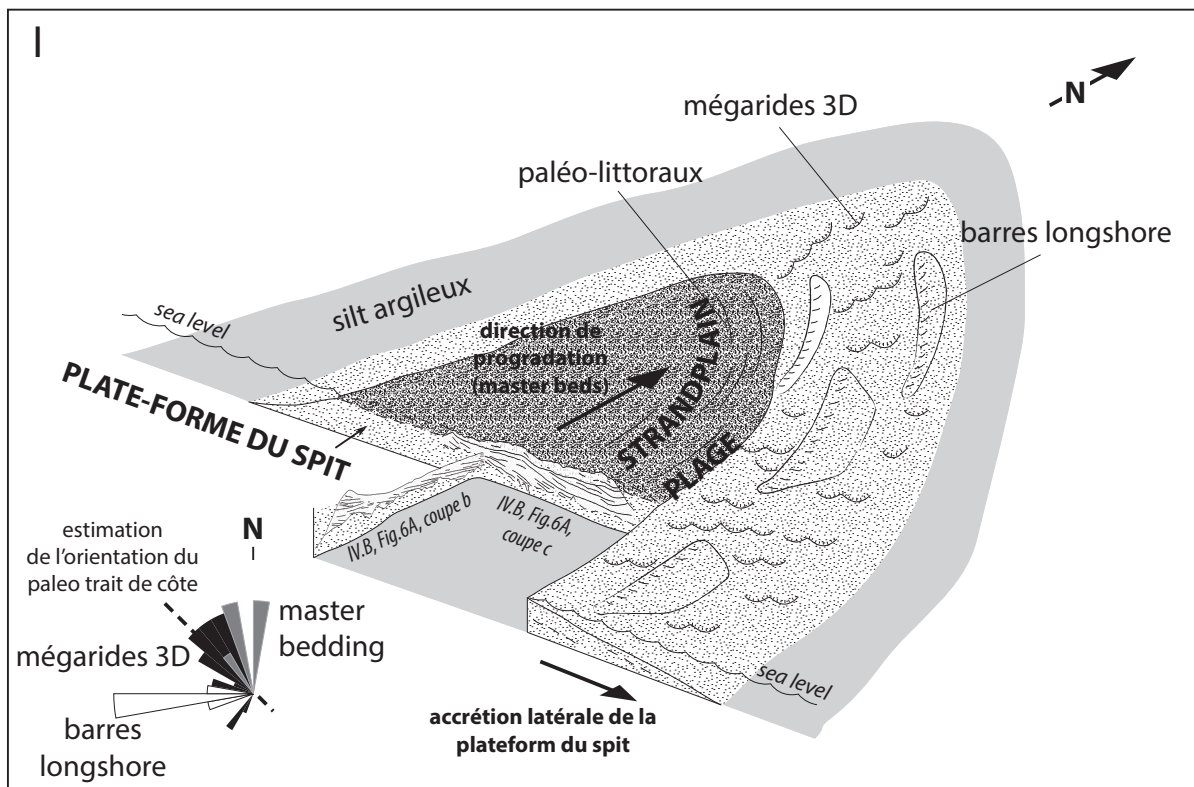


Fig. IV-21. Association de faciès sédimentaires sableux à graveleux observée au Sud Ouest de St-Félicien à 180 m d'altitude, localisation A20 (Fig. IV-1). A) Vue d'ensemble de la succession montrant une unité sableuse à la base incluant de grandes stratifications obliques, tronquée au sommet par une unité graveleuse à litages obliques à angle faible. B et C) Sables à lamines planes à minéraux lourds (sous-faciès 6b) et graviers à litages obliques d'angle faible (sous-faciès 5e) dans les sédiments situés au dessus de la surface d'érosion. D, E et F) Litages obliques entrecroisés de mégarides 3D (sous-faciès F5a) et litages obliques sigmoïdaux de barres (sous-faciès F5b). G) Bioturbation à la base des grandes stratifications obliques de l'unité sableuse. H) Silt argileux massifs sous les sédiments sableux.

Les dépôts silto-argileux de la base sont corrélés à la Formation des argiles de Laflamme. Les sédiments sableux supérieurs sont par conséquent associés à un cortège progradant soit fluvial, soit littoral. La partie graveleuse du sommet du système progradant est interprétée comme un dépôt de plage (cf. IV.B, U8). En-dessous, la partie sableuse incluant des mégarides 3D obliques à la progradation générale et des barres qui ont migré perpendiculairement à la progradation générale est interprétée comme une plateforme de flèche sableuse (spit platform) (cf. IV.B, U7b). La surface d'érosion correspond au surf diastem latéralement associée à celui présenté Fig. IV-11. L'ensemble forme une structure progradante de flèche littorale (modèle de mise en place du système de flèche sableuse Fig. IV-21I; l'interprétation détaillée de cette architecture est présentée section cf. IV.B, Fig. 8, U7b). Positionnée à une altitude de 180 m, cette structure illustre l'action d'une dynamique littorale dès les périodes précoces de l'évolution du Golfe de Laflamme.



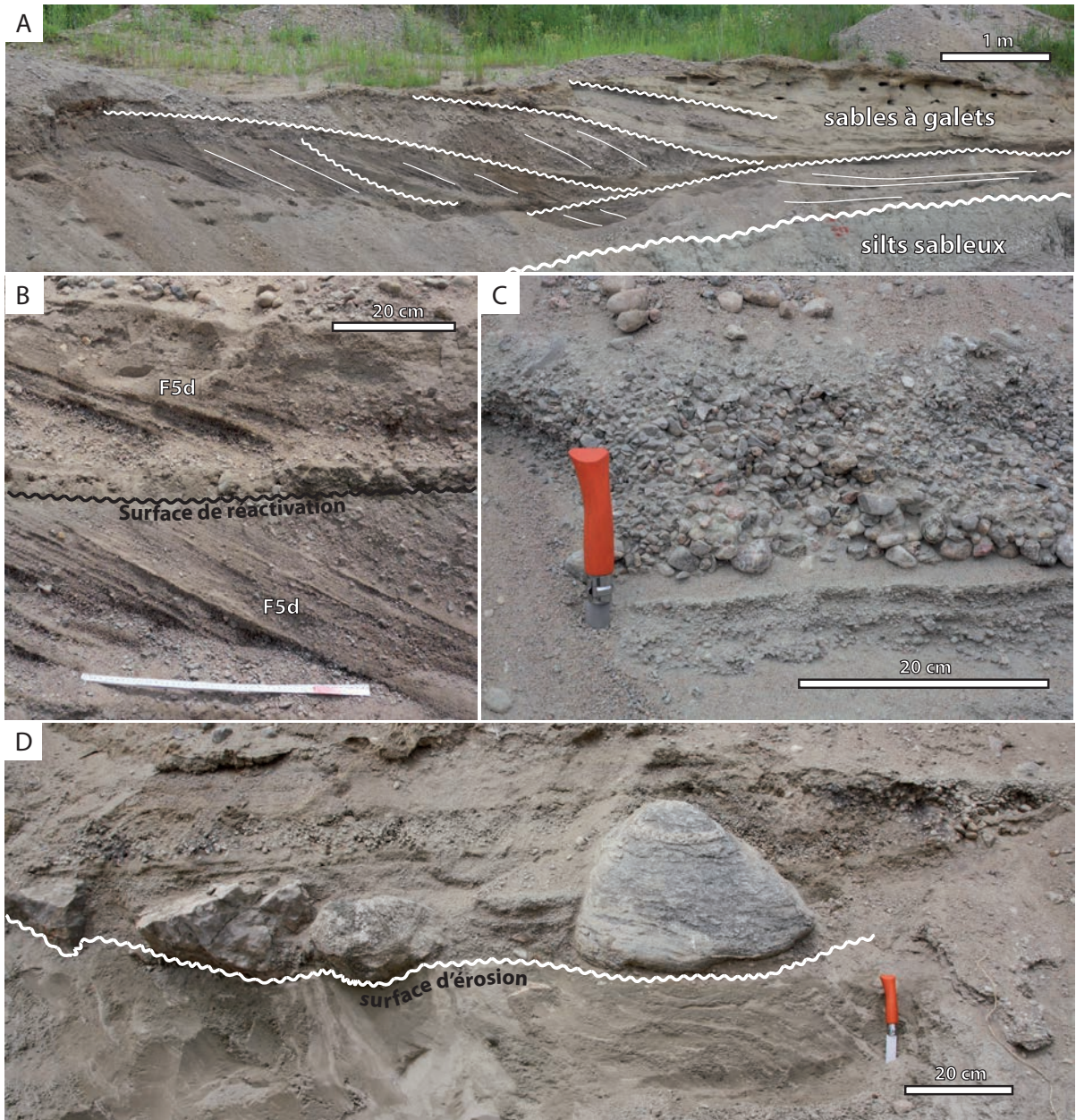


Fig. IV-22. Association de faciès sédimentaires silto-sableuse tronquée au sommet et recouvert par des sables à galets observée au Sud-Est de St-Félicien à 125 m d'altitude, localisation A21 (Fig. IV-1). A) Successions de cliniformes dans les sédiments sableux à galets. B) Litages obliques (sous-faciès F5d) représentant la structure interne des cliniformes. La superposition de deux niveaux indique des alternances de périodes de dépôt et d'érosion. C) Galets triés. D) Contact érosif entre les sédiments sablo-graveleux au-dessus et sableux en-dessous souligné par un alignement de galets et blocs (vannage).

Localisée au-dessus des silts sableux attribués à la partie inférieure de la Formation des argiles de Laflamme, les sédiments sablo-graveleux supérieurs sont interprétés comme un système progradant littoral (cf. IV.B, U10). La surface d'érosion est interprétée comme l'amalgamation du surf diastem de la base des cortèges littoraux similaires à celles identifiées à d'autres endroits (Fig. IV-11 et 21) et de la surface d'érosion régressive (RSME; III.A, Fig. 9; Fig. IV-7).

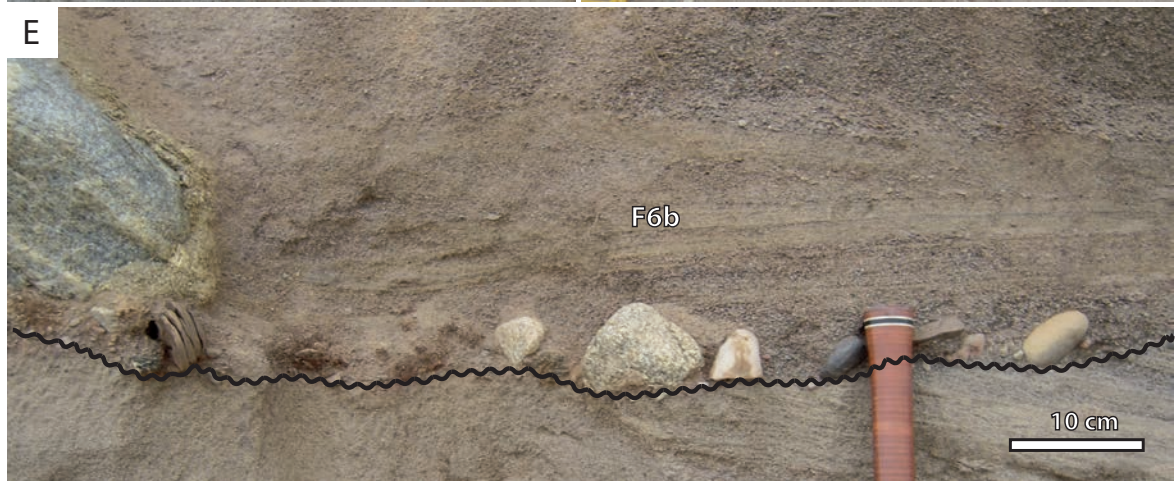
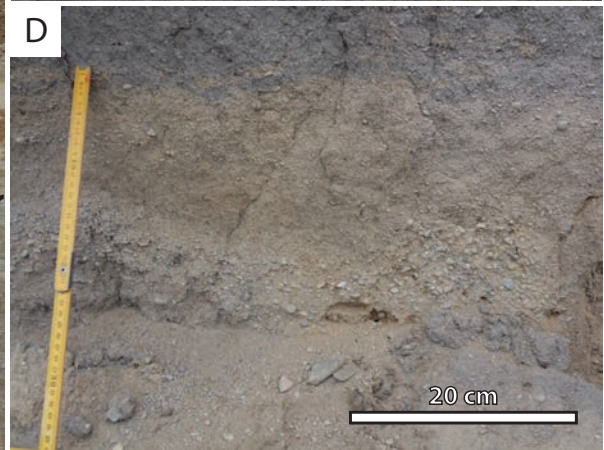
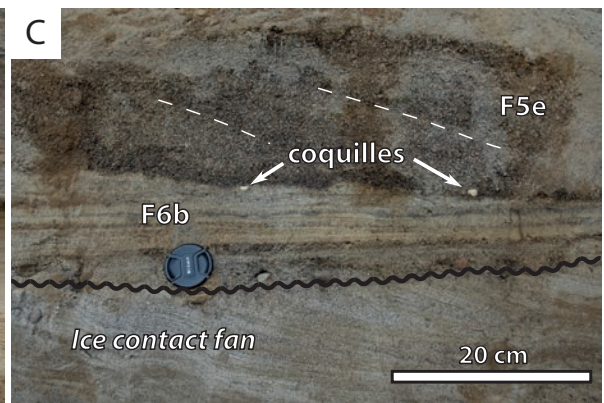
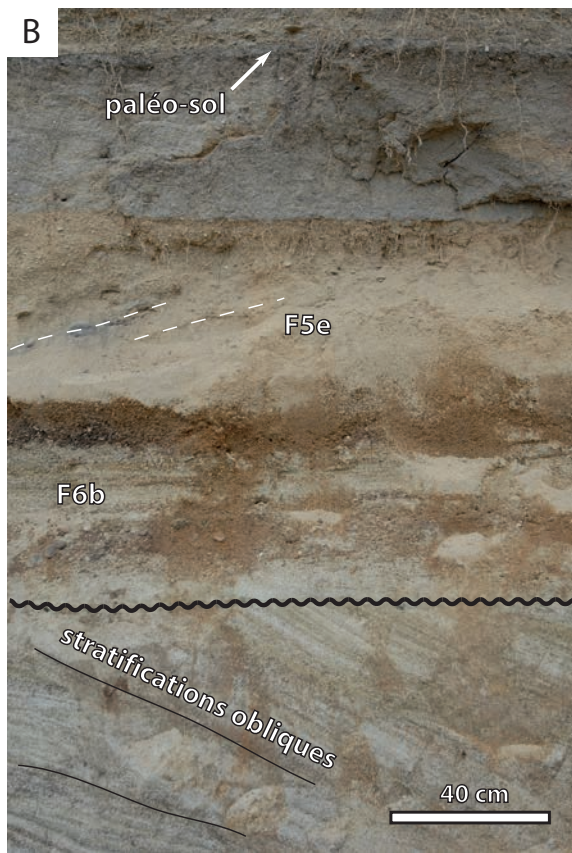
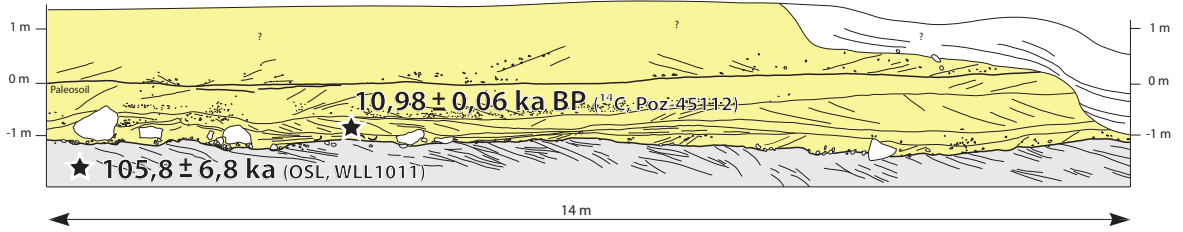


Fig. IV-23. Association de faciès sédimentaires au sein d'une accumulation sableuse à graveleuse observée à la Pointe aux Pins à 125 m d'altitude, localisation A22, (Fig. IV-1). Cet affleurement est l'équivalent latéral de la partie sommitale de l'affleurement A3 (Fig. IV-4). A) Subdivision de l'affleurement à partir de son architecture stratigraphique. La partie inférieure (grise) est constituée de sables moyens à stratifications obliques tronquées au sommet par une surface de vannage (lag) à galets. Au-dessus, la partie supérieure (jaune) inclut des sables graveleux composés de litages obliques d'angle faible (sous-faciès F5e) orientés soit vers l'Ouest soit vers l'Est. Enfin, une troisième subdivision (blanche) est composée de sables fins. B et C) Zoom sur le contact érosif, séparant les sables à stratifications obliques et les sédiments supérieurs incluant des laminations planes riches en minéraux lourds (sous-faciès F6b) et des litages obliques d'angle faible (sous-faciès F5e) incluant des coquilles de bivalves marins. D) Sédiment sablo-graveleux du sommet de l'affleurement. E) Surface de vannage (lag) montrant un alignement de galets indiquant une surface d'érosion.

Les sables à litages obliques de la partie inférieure constitue la continuité latérale du cône d'épandage juxta-glaciaire sous aquatique mis en évidence à la figure IV-4. Au dessus, les laminations planes (sous-faciès F6b) passant vers le haut à des sables graveleux à laminations obliques d'angle faible (sous-faciès 5e) sont interprétées comme des dépôts de plage (Table IV-2). Cette interprétation est confortée par la présence de coquilles au sein des sédiments et de la surface d'érosion intercalée, interprétée comme une surface de ravinement par les vagues (surf diastem). La partie supérieure à sables fins (blanche) est une accumulation d'origine éolienne récente qui comble une incision probablement anthropique du sommet de la sablière.

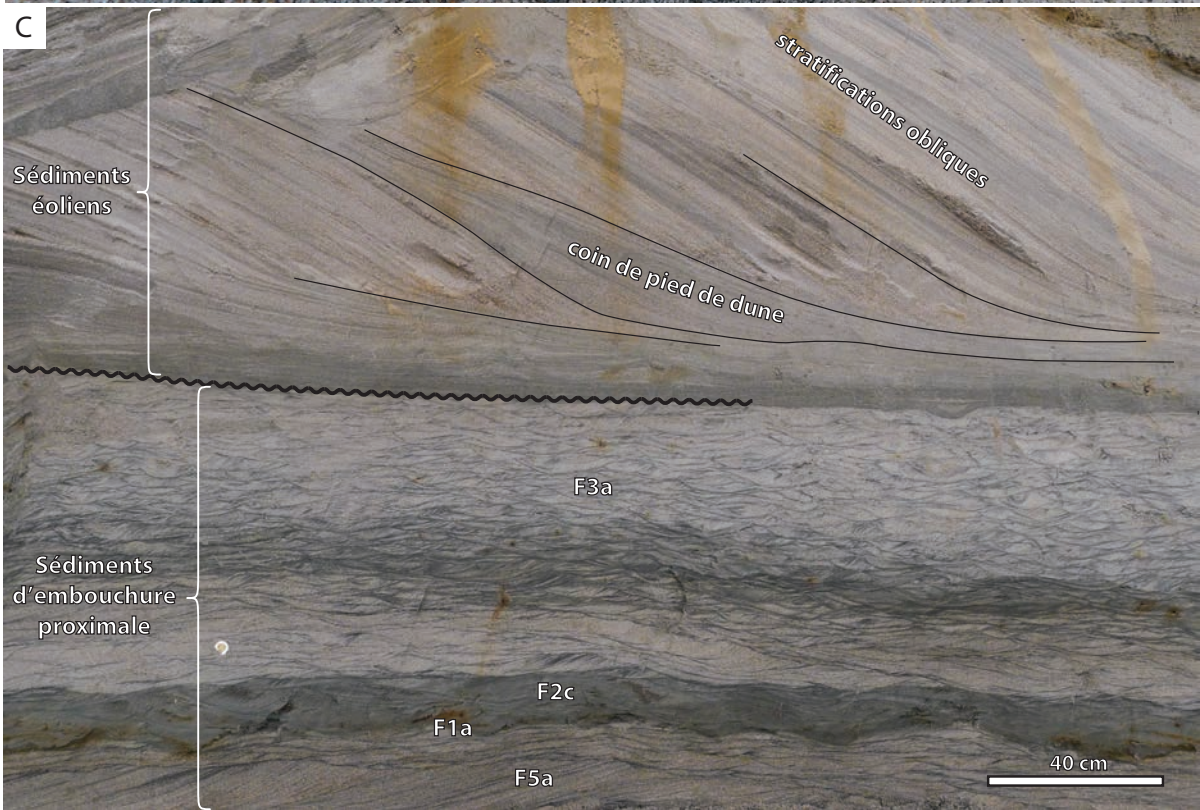


Fig. IV-24. Accumulation sableuse observée entre Dolbeau-Mistassini et Albnel à 140 m d'altitude, localisation A23 (Fig. IV-1). A) Grandes stratifications obliques dans des sables fins à moyens. B) Zoom sur les litages obliques montrant des grano-classements inverses. C) Coin de sable fin à la base des stratifications obliques et contact érosif avec l'unité inférieure à ride de courant (sous-faciès F3a) et niveau argileux (sous-faciès F1a).

Les grandes stratifications obliques sont interprétées comme des foresets de dune éolienne, le coin sableux à la base des foresets est associé à un coin de pied de dune formé par l'accrétion de ride de vent (Hunter 1977). La dune éolienne recouvre des sédiments d'embouchure fluviale proximale (Fig. IV-16). Le contact érosif est attribué à une surface de déflation éolienne. L'absence de paléosols entre les dépôts éoliens et ceux d'embouchure suggère une réactivation éolienne rapide après l'émersion.

Forced regressive deposits within a deglaciation sequence: example of the Late Quaternary succession in the Saint- Jean basin (Québec, Canada)

ALEXIS NUTZ et al.

ABSTRACT

Depositional facies and basin-scale sections of the Late Pleistocene to Holocene Saint-Jean basin succession were investigated based on recent mapping of surficial sediments, preserved depositional and erosional morphologies, facies analysis and new OSL and ^{14}C datings. The Saint-Jean basin succession records the Laurentian ice sheet retreat, simultaneously replaced by marine waters (Laflamme Gulf) before 12.9 cal. kyr BP. Subsequently, fluvial and coastal wedges emplaced coevally with the base level fall from glacio-isostatic rebound. Rate of base level fall was rapid (1.5 to 2 cm.yr^{-1}) during the marine period and subsequently slower (0.3 to 0.7 cm.yr^{-1}), from 8.5 cal. kyr BP, during the lacustrine period.

Three basin-scale geological sections, from the borders to the central part, document the deglaciation and post-glacial succession in the axial system as well as in two transverse systems. These three sections have a common lower part made of isolated ice front accumulations sealed by glacimarine muds all over the basin, marking the Laurentian ice sheet (LIS) retreat and the subsequent marine flooding of the Laflamme Gulf. Subsequently, fluvial and coastal prograding systems were deposited. From the early to the most recent periods three major evolutions can be noticed: (1) coastal influence on sedimentation progressively increased, (2) hydrographic drainage systems became progressively organized, and (3) delta graded from steep foresets (Gilbert delta) to low-angle foresets (mouth-bar delta). The complete succession has been deposited during base level fall and thus is included into a single falling stage system tract genetically related to deglaciation. This case study brings sedimentological diagnostic criteria for the identification of FSST related to deglaciation period in the geological record. This is of first importance to recognize the end of a glacial cycle, ice sheet paleo-extent, and then to interpret potential sequence boundary in sequence stratigraphy interpretation.

INTRODUCTION

Third order sequences classically rely to base level variations originated from glacio-eustatism in which forced regression is preferentially attributed to the onset of glacial periods and then transgression is preferentially ascribed to the end (Loi et al., 2010; Boulila et al., 2011; Nutz et al., 2013).

However, numerous deglaciation sequences from the Late Quaternary take the form of a shallowing-upward succession grading up to continental facies associated within prograding wedges characterized by descending trajectories, reflecting forced regression. Referred to as an isostatically-dominated deglaciation sequence (Boulton 1990), it characterized deglacial succession in proximal areas of paleo-ice sheet (e.g. Boulton, 1990; Scandinavia: Mäkinen and Räsänen, 2003; Miettinen et al., 2007; North America: Cronin et al., 2008; Cummings et al., 2011; Pendea et al., 2010; Lavoie et al., 2012). Although comparable sequences are rarely described for ancient successions (e.g. Visser, 1997; Kneller et al., 2004), such falling stage system tract (FSST) may represents the record of unrecognized deglaciation periods and consequently requires more attention. Indeed, to recognize FSST related to deglaciation in opposition to glacio-eustatic sea level fall is a main issue for the delineation of glacial cycles and for the characterization of glacially-related base level variations.

Quaternary deglaciation sequences from isostatically-dominated areas have been intensively documented. They result from a rapid post-glacial flooding in flexured area, simultaneously affected by glacio-isostatic rebound that results in a continuous base level fall. Identified either from fluvio-deltaic (e.g. Sala and Long, 1989; Hart and Long, 1996; Hansen, 2004; Eilertsen, 2005; Eilertsen et al., 2011) or coastal (e.g. Boulton, 1990; Fraser, 2005) deposits, Quaternary deglaciation sequences have largely improved comprehension of falling stage system tract. Nevertheless, comparison with eustatically-driven forced regression has been rarely considered, and thus specificities of falling stage system tract related to deglaciation have been only rarely discussed (Hart and Long, 1996; Hansen, 2004; Corner, 2006).

This paper documents the Late-Pleistocene and Holocene deglaciation sequence of the Saint-Jean basin, it aims at characterizing the stratigraphic record of a forced regression from a Late-glacial period in an isostatically-dominated area (*sensu* Boulton 1990). The Saint-Jean basin corresponds to an intermediate-scale sedimentary basin that recorded, during the latest deglaciation, a post-glacial marine flooding over a flexured and overdeepened area, which has been uplifted through glacio-isostatic rebound.

In the following, sedimentary patterns are deciphered for both the axial and transverse systems in the form of three basin-scale sections, ranging from the basin margin to its central part. The depositional chronology is supported by new Optically Stimulated Luminescence

(OSL) and radiocarbon datings that allow a revised paleogeography for the deglaciation of the study area to be proposed. We then discuss how facies and architectures of isostatically-dominated sequences develop during the deglaciation as a function of changes in depositional controls (i.e., sediment supply, rate of base level fall, basin physiography and connexion to the open marine domain). Finally, a synthetic sequence stratigraphic interpretation is given for the basin infill to document the falling stage system tract. Facies organization and stratigraphic surfaces are described to provide diagnostic criterias for identification in older succession of the rock-record.

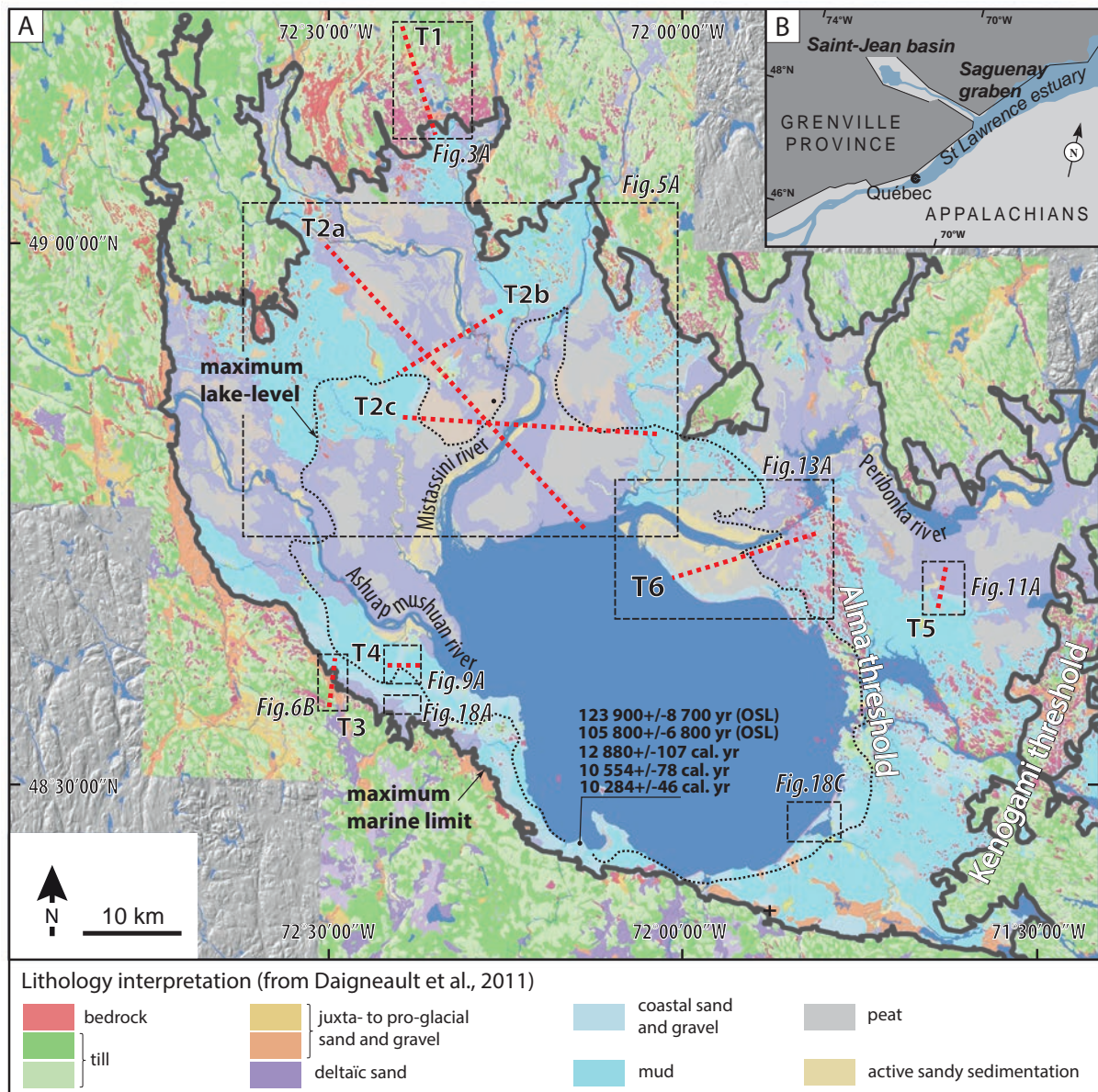


Fig. 1 Location maps. A) Map of the Quaternary deposits in the Saint-Jean basin (modified from Roy et al., 2011). The six transects presented hereafter are referred to as T1 to T6. Black line represents the maximum marine limit and the dashed line delineates the maximum lake limit estimated by Roy et al. (2011). B) Simplified geological setting of southern Québec (modified from Tremblay et al., 2003).

GEOLOGICAL BACKGROUND

The Saint-Jean basin (Fig.1A) is located in southeastern Québec, eastern Canada. It is ranging from 71 to 73° W and from 48°15' to 49°10' N, and extends over 6700 km². It is located on the Proterozoic Grenville terrane (Dimroth et al., 1981; Rivers, 1997; Hebert and Van Breemen, 2004), at the north-western end of the Saguenay graben (Fig.1B). Overlaying the igneous basement, sedimentary rocks consist in Ordovician limestones (Desbiens and Lespérance 1989; Lavoie and Asselin 1998). They were preferentially eroded by Quaternary ice sheets to form an overdeepened area which coincides with the current Saint-Jean basin. Above the Ordovician, no sediment older than the Late Pleistocene (Wisconsinan) has been identified yet (Tremblay 1971). Thus, except possible thin subglacial sediments related to the Laurentian ice sheet (LIS) evolution, significant deposition mainly occurred here subsequently during the latest deglacial and ensuing post-glacial periods.

Deglaciation chronology in the Saint-Jean basin

Deglaciation of eastern Canada is well-documented, even though it is less straightforward for some places such as the Saint-Jean basin where chronology is more uncertain owing to the rarity of ages and the lack of reservoir effect estimates for marine shell radiocarbon dating. It is admitted that from 12.7 to 11.55 cal. kyr BP, the LIS margin was located on the northern shore of the Saint-Lawrence estuary at this time referred to as the Goldthwait sea (Shaw et al., 2002; Dyke, 2004; Occhietti et al., 2004; Occhietti, 2007; Occhietti et al., 2011). Afterwards, the LIS margin retreated northwestward progressively liberating the Saguenay graben (Fig.1B) up to the Saint-Jean area (Fig.1A). On surrounding highlands, ice front retreat was continental while in the graben, ice front retreat was accompanied by coeval marine invasion. After 10 cal. kyr BP but before 9.2 cal. kyr BP (Occhietti et al., 2011), marine waters reached up to 50 km beyond to the northern shoreline of the present-day Lake Saint-Jean, generating a large marine embayment connected to the Goldthwait sea by the newly flooded Saguenay fjord. This large marine embayment is referred to as the Laflamme Gulf (Laverdière and Mailloux 1956). Previously initiated since the ice-sheet thinning, the postglacial rebound continuously raised up the Saint-Jean basin during this period, generating rapid base level fall of the Laflamme Gulf. As a result, the connection with the Saguenay fjord ended from sill emergence at about $8\,000 \pm 640$ yr BP (Roy et al., 2011) equivalent to $8\,486 \pm 613$ cal. yr BP after correction (14C ages reduced of 440 yr before calibration; Mangerud and Gulliksen 1975) and calibration (INT-CAL09; Reimer et al., 2009). From this time, rates of base level fall in the Saint-Jean basin were strongly reduced because restricted to the differential glacio-isostatic uplift between the

North-West and the South-East areas, respectively affected by the highest and the lowest uplift rates. In 1926 the base level reached a lowstand at 2.5 m in mean below the current base-level, before dam emplacement raised the water-level at the present-day configuration.

Revised water-body paleo-extents in the Saint-Jean basin

Locations of the maximum marine and lacustrine limits are of major concern in the sedimentary evolution of the Saint-Jean basin, since marine and lacustrine environments have influenced primary depositional controls (i.e., saline versus fresh water, influence of tides) and then sequence architecture (i.e., rate of base level fall). The marine limit was first determined by LaSalle and Tremblay (1978), and then completed with recent geological mapping (Daigneault et al., 2011). Its location is based on (1) the highest delta architectures (Fig.2D) fringing the basin and (2) the highest mud deposits ascribed to marine depositional environment. The maximum marine limit is currently estimated at 218 m a.s.l. in the previously more flexured northwestern part and at 170 m a.s.l. in the less flexured southeastern part of the Saint-Jean basin (Fig.1). In the southwestern and northeastern parts, it is located at 195 and 198 m a.s.l., respectively (Roy et al., 2011). The maximum lake limit coincides with the transition between marine and lacustrine environments which is suspected to correspond with a set of well-developed wave-cut terraces (Fig.2D) resulting from the relative water-level stability before the emplacement of the regressive erosion of the threshold at the lake outlet (Roy et al., 2011).

Based on a DEM analysis, the Laflamme Gulf as well as the Lake Saint-Jean maximum paleo-extents have been reconstructed with a GIS software (Global Mapper). A selection of well-expressed paleo-shorelines has been used generating planar surfaces (i.e., paleo-water levels), subsequently subtracted to the current DEM SRTM3. This eliminates effect of glacio-isostatic rebound and restores water paleo-surfaces. These surfaces provide (1) complete shoreline positions encircling the water body during both the maximum marine and lake limits and (2) their relationships with potential threshold (basement sills) in the southeastern part of the basin. Firstly, the maximum marine limit has been reconstructed to provide the Laflamme Gulf maximum extent (Fig. 2A). It indicates that connection between the Laflamme Gulf and the Saguenay fjord was effective through two distinct paths (Fig. 2A). The first one, located along the southern margin of the basin, was narrow (~ 1 - 2 km). The second one was up to 35 km wide and probably allowed important surface water exchange with the tide-influenced Saguenay fjord and then the Goldthwait sea. Secondly, the surface related to the maximum lake limit proposed by Roy et al. (2011) has been tested. The marine to lacustrine transition is supposed to occur during the emergence of the Alma threshold (Roy et al., 2011), however reconstruction (Fig. 2C) suggests that at this moment the water-body was already disconnec-

ted from the marine domain by the earlier emergence of the Kénogami threshold (Fig. 2C). Another paleo-water surface based on other older (i.e., upslope) well-expressed wave-cut terraces (Fig. 2D) has then been tested and unambiguously fits with the emergence of the Kénogami threshold. Consequently, we argue that the marine to lacustrine transition is the result of the emergence of the Kénogami threshold (Fig. 2B) leading to a larger maximum paleolake surface than previously estimated (Fig. 2C). The Alma threshold emergence is preferentially related to the split of this paleolake into the present-day Lake Saint-Jean and a paleo-sub basin currently occupied by the Grande Décharge (Fig. 2D).

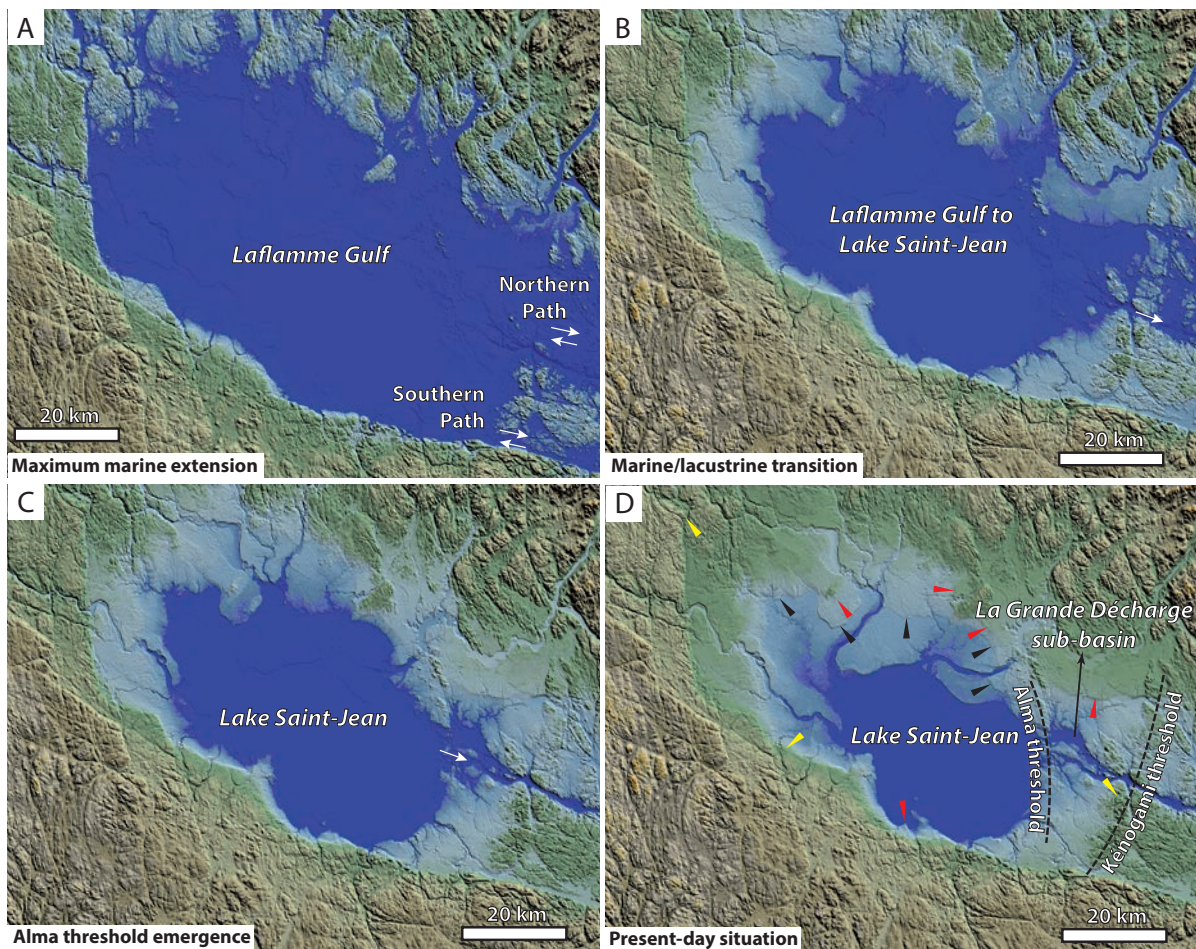


Fig. 2. Restored paleo Digital Elevation Model (SRTM3) for three periods of the Saint-Jean basin. A) Maximum extent of the Laflamme Gulf. B) Water body extent at the marine to lacustrine transition. C) Water body extent at the emergence of the Alma threshold. D) Present-day lake extent. Yellow, red and black arrow heads indicate terraces used to model paleo-water extent for A, B and C, respectively.

METHODOLOGY

Sections measured in pits, river-terraces and coastal cliffs were logged overall the Saint-Jean basin. They document lithology, grain size and sorting, bed thickness, sedimentary structures, paleocurrents and they have been interpreted using conventional facies analysis. Drilling data

were available from four sites providing vertical lithologies extent. Topographic maps, aerial photographs, satellite images and DEM have been used to identify the large-scale architecture of preserved landforms in the Saint-Jean basin, associated or not with the analyzed cross-sections. Considering the recent age of the Saint-Jean basin evolution, present-day preserved depositional (lobes, dunes) and erosional (channel, river- and wave-cut terraces) large-scale landforms are considered being close to the primary depositional morphologies. Recently, Daigneault et al. (2011) have provided the surficial geological map of the Saint-Jean area, which has been used to constrain the spatial distribution of sediment units.

Dataset of radiocarbon datings includes fourteen ages, eight from previous studies (Table1) and six from this study (carried out at the Poznan Radiocarbon Laboratory). Radiocarbon dates given in the text have been corrected for the oceanic reservoir effect of 440 years (Mangerud and Gulliksen 1975) and then calibrated by Calib 6.1.0 using curve INTCAL09 (Reimer et al., 2009). In addition, fifteen optically stimulated luminescence (OSL) datings, carried out at the Luminescence Dating Laboratory of Wellington (New Zealand), have been obtained for this study. The luminescence age of WLL1001# was determined by Multiple Aliquot Additive Dose method (MAAD) while the luminescence ages of WLL1002 to WLL1014 were determined by Single Aliquot Regeneration method (SAR).

As previously argued by Roy et al. (2011), radiocarbon datings do not display correlation between ages and elevation that evidences important reworking before deposition. Consequently, the oldest radiocarbon age (Poz-45112) has been used as an indicator of the marine flooding. Concerning OSL datings, three samples (WWLL1001#, WLL1003 and WLL1014) have been considered to provide relevant ages. Three more samples (WLL1004, WLL1006 and WLL1011) have been used as depositional environments indicators.

STRATIGRAPHIC ARCHITECTURES AND DEPOSITIONAL FACIES

Stratigraphic architecture is illustrated through six transects distributed around the basin and representative of depositional architectures along the axial (Transect 1 and 2) and two transverse systems (Transect 3 to 6), parallel and perpendicular to the ice-front recession trajectory, respectively. They range from the border of the basin (marine limit or sometimes beyond) up to the central part of the basin (present-day Lake Saint-Jean). The 6 transects are based on the identification of sediment units (U) which are referred to as sediment accumulation including uniform lithology, potentially with lateral facies or facies association changes, bounded by unconformities or their correlative conformities. The surficial geological map of the area (Daigneault et al., 2011) reflects the spatial distribution of the sediment units. Cross-sections

CHAP IV. NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE BORDURE :
ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE

Lab. References	Dated material	Localisation	Elevation (m asl)	Age (¹⁴ C yr BP)	Age (¹⁴ C yr BP corr. 440 yr world reservoir effect)	Cal age BP (INTCAL09)	Cal age BP corr. 440 yr world reservoir effect (INTCAL09)	References
UL1029	Macoma ballica	48°04'34"/69°44'30"W	15		11 740 +/- 80		13,635 +/- 0,110	Diomme and Occhiotti 1996
Poz-45112	Macoma ballica	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	11 420 +/- 60	10 980 +/- 60	13 342 +/- 68	12 880 +/- 107	This study
Gif-424	marine shell	see Roy et al., 2011	113	10 250 +/- 350	9 810 +/- 350	12 011 +/- 556	11 313 +/- 559	Lasalle et Rondot 1967
Gif-400	marine shell	see Roy et al., 2011	153	10 060 +/- 350	9620 +/- 350	11 835 +/- 591	11 051 +/- 594	This study
Poz-45113	Macoma ballica	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	9750 +/- 50	9310 +/- 50	11 248 +/- 35	10 554 +/- 78	Lasalle et Rondot 1967
Gif-423	marine shell	see Roy et al., 2011	119	9 560 +/- 350	9 120 +/- 350	10 847 +/- 505	10 275 +/- 486	This study
Poz-45111	Macoma ballica	48°26'57"N / 72° 8'21,55"W	125	9520 +/- 60	9080 +/- 60	10 935 +/- 184	10 284 +/- 46	Roy et al., 2011
Beta 275 501	marine shell	see Roy et al., 2011	126.5	9 440 +/- 50	9 000 +/- 50	10 709 +/- 70	10 155 +/- 131	This study
Poz-45116	Macoma ballica	48°36'31"N / 72°23'50"W	120	9390 +/- 50	8950 +/- 50	10 679 +/- 60	10 120 +/- 131	Lasalle 1968
GSC-375	marine shell	see Roy et al., 2011	121.3	9 340 +/- 160	8 900 +/- 160	10 559 +/- 226	10 036 +/- 218	Diomme 1967
CGC-14C	marine shell	see Roy et al., 2011	105	8 630 +/- 160	8 190 +/- 160	9 735 +/- 203	9 256 +/- 210	Lasalle 1968
I-3144	peat	see Roy et al., 2011	190.5	7 750 +/- 135		8 603 +/- 162		This study
I-3143	peat	see Roy et al., 2011	121.9	6 950 +/- 135		7 853 +/- 128		
Poz-45115	Macoma ballica	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	90 +/- 30				
Poz-45114	Macoma ballica	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	125	60 +/- 30				

Lab. References	Dated material	Localisation	Elevation (m asl)	OSL age (yr)	References
WLL1006	sand	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	117	123 900 +/- 8 700	
WLL1011	sand	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	112	105 800 +/- 6 800	
WLL1004	muddy sand and sand alternations	48°35'39"N / 72°29'43"W	203	89 200 +/- 6 700	
WLL1013	sand	48°51'29"N / 72°15'46"W	136	17 000 +/- 1 700	
WLL1001#	sandy silt	48°36'31"N / 72°23'50"W	118	14 600 +/- 1 200	
WLL1003	gravely sand	48°35'39"N / 72°29'43"W	195	14 500 +/- 2 000	
WLL1005	sand to granule	48°36'31"N / 72°23'50"W	118	13 900 +/- 1 500	
WLL1002	pebbly sand	48°36'31"N / 72°23'50"W	119	11 800 +/- 700	This study
WLL1010	gravely sand	48°26'57"N / 72°08'21,55"W	122	11 000 +/- 1 300	
WLL1015	sand	48°44'50"N / 72°08'52"W	101	9 600 +/- 800	
WLL1009	sand	48°44'50"N / 72°08'52"W	104	9 400 +/- 700	
WLL1008	sand	48°51'29"N / 72°15'46"W	138	9 300 +/- 600	
WLL1007	sand	48°51'48"N / 72°14'30,9"W	125	7 700 +/- 600	
WLL1012	sand	48°51'48"N / 72°14'30,9"W	125	6 800 +/- 500	
WLL1014	sand	48°51'29"N / 72°15'46"W	140	4 300 +/- 300	

Table 1. Radiocarbon and OSL dates from the study area. Radiocarbon ¹⁴C ages have been corrected for the oceanic reservoir effect of 440 years (Mangerud and Gulliksen 1975). Calibration has been carried out using the CALIB 6.0.1 program (INTCAL09 curve). The well-preserved sedimentary features in which samples WLL1006, WLL1011 and WLL1004 have been collected do not display any important deformation or regional erosional surface that would reflect the impact of the Wisconsinian glacial episode. These ages are considered to reflect the age of the penultimate depositional episode (Sangamonian interglacial) from the poor opportunities for bleaching related to subglacial transport before the latest deposition (Houmark-Nielsen, 2008).

Facies	Sub-facies	Lithologies, structures and bedding characteristics	Interpretation
Mud (F1)	Massive mud (F1a)	dark-brown, fine silt to clay; mm- to cm-scale beds ; drape the underlying rippled or planar surfaces	Suspension-fallout deposits
	Laminated mud (F1b)	dark-brown, silt to clay; 3 to 5 cm thick mud beds intercalated by mono-grain sand layers; each mud beds include cm-scale normal graded intervals grading upward from silt to clay	Suspension-fallout deposits; occasional small, low-density turbidity currents (Mackiewicz et al. 1984; O Cofaigh and Dowdeswell 2001; Talling et al., 2012)
	Structureless mud (F1c)	gray, sandy silt; shell fragments (macoma baltica); outsized clasts up to boulder size are common	Suspension-fallout deposits; ice rafted debris
Rhythmic bedding (F2)	Mud-sand alternations (F2a)	alternations of mm- to cm-scale sand and mud beds rhythmically repeated vertically; intervals grades periodically from mud dominated to sand dominated;the thicker the sandy levels, the thinner the mud drapes (and conversely); frequent mud doublets	Alternations of suspension fallout and tractional deposition from turbulent flows; periodicity as well as frequent mud couplets suggest in places tidal origins (Hansen et al., 2004; Eilertsen et al., 2011)
	Muddy sand-sand alternations (F2b)	alternations of cm-scale sand and mm-scale sandy mud beds; abundant load structures affect sand	Alternations of suspension fallout and tractional deposition
	Rhythmic-climbing ripple (F2c)	stoss-depositional climbing ripples structures; mud-sand alternations in topset and foreset laminations; up to 0.1 m thick in a single ripple train	Alternations of tractional deposition from turbulent flow in lower flow regime conditions and mud fallout from suspended load; intermittent emplacement of stoss depositional climbing ripples
Small-scale cross laminations (F3)	Unidirectional laminations (F3a)	well-sorted, coarse silt to coarse-grained sand; heavy minerals laminations are common; structures ranges from 3 to 5 cm thick; disseminated with others features or foming tabular beds 0.2 to 0.5 m thick.	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; migrating current ripples
	Symmetric laminations (F3b)	well-sorted, fine silt to fine-grained sand; structures range from 1 to 3 cm thick often isolated	Deposition from oscillatory currents; wave ripples
	Sinusoidal climbing-ripple cross-laminations (F4a)	well-sorted, medium-grained sand; heavy minerals laminations are common; structures range from 2 to 7 cm thick; disseminated with other features of forming tabular beds up to 1 m thick succession	Turbulent deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); lower flow regime conditions; purely aggrading from suspended load (draped laminations sensu Ashley 1982)
Climbing ripple (F4)	Stoss-depositional climbing-ripple cross-laminations (F4b)		Traction deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); significant suspension fallout; lower flow regime conditions; aggradation is high relatively to the low progradation (type B sensu Ashley 1982).
	Stoss-erosional climbing-ripple cross-laminations (F4c)		Traction deposition from turbulent flow (Jobe et al., 2012); lower flow regime conditions; aggradation is low relatively to the high progradation (type A sensu Ashley 1982)

Table 2. Lithofacies description and interpretation.

Facies	Sub-facies	Lithologies, structures and bedding characteristics	Interpretation
Large-scale cross stratifications (F5)	Trough cross stratifications (F5a)	Well-sorted, medium-grained sand to gravel; heavy minerals laminations are common; beds range from 0.2 to 0.7 m thick; succession reaches up to 5 m thick	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; migrating 3D dunes or bars
	Planar cross-stratifications (F5b)	Well-sorted coarse sand, granule to medium pebbles; 20-25° planar cross-stratification	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; periodic contrasted flow intensity; migrating 2D dunes or bars
	Sigmoidal cross stratifications (F5c)	Well-sorted, medium-grained sand; heavy minerals laminations are abundant; tabular beds 0.1 to 1 m thick; sigmoidal cross stratification grade laterally to planar stratification representing depositional stoss side; common internal reactivations	Tractional deposition from turbulent flow; significant suspension fallout; lower flow regime conditions; sediment-laden stream flows; migrating bars (Tinterri 2011)
	High-angle divergent planar cross-stratifications (F5d)	Sand, gravel and cm-scale polygenic pebbles laminations; dip angle between 25 and 30° slightly decreasing laterally forming divergent configuration; periodically reactivated by low angle (10 - 15°) convexo-concave reactivation surfaces forming landward oriented cliniformes marked by cm-scale pebbles, in places oriented and occasionally imbricated down dip (N°80), grading downslope to basal sand wedges ; associated with 3D paleo-shorelines	Tractional deposition from turbulent flow; lower flow regime conditions; landward progradation of washover delta (Neal et al., 2003)
Planar stratifications (F6)	Low angle cross stratifications (F5e)	Gravelly sand to gravel; up to 10 m long and 10° angle stratifications; occasional shell fragments; associated with preserved 3D paleo-shorelines	Tractional deposition from turbulent flow; swash zone; accretion of the beach face (Clifton 1971; Massari and Parea 1988)
	Finely planar (F6a)	Well-sorted, medium-grained sand to gravel, in places abundant heavy minerals (garnet, ilmenite, magnetite) laminations; mm-scale thick heavy mineral laminations are common; thick succession up to 8 m thick	Tractional deposition from turbulent flow; upper flow regime conditions; significant suspension fallout; high density turbidity currents (Talling et al., 2012)
	Heavy mineral-rich (F6b)	Well- to very well-sorted, medium-grained sand to granule; cm-scale thick heavy minerals (garnet, ilmenite) laminations are very abundant frequently repeated vertically; shell and shell fragments (Macoma baltica, Hiatella arctica); thin succession up to 0.3 m	Tractional deposition from turbulent flow; upper-flow-regime conditions; beach surf zone deposition (Clifton 1971; De Souza et al., 2012)
Structureless sand (F7)	0.1 to 0.5 m-scale massive to faintly laminated sand beds in places including abundant disseminated cm-scale pebbles	Tractional deposition; high density turbidity currents or en masse deposition from liquefied debris flow (Duller et al., 2008; Talling et al., 2012)	
Diamict (F8)	Sand matrix supported diamict; Polygenic clast, up to 5 cm; m-scale structureless beds, occasionally folded	Tractional deposition from cohesive debris flows	
Conglomerate (F9)	Heterometric (F9a)	Sandy matrix-supported pebbles to boulders heterometric clasts; commonly oriented, in places imbricated	Tractional deposition from turbulent flow; short-term bedload transport
	Well-sorted (F9b)	Well-rounded pebbles and cobbles; clast-supported pebbles to boulders within a sandy matrix	Tractional deposition from turbulent flow; long-term bedload transport

Table 2. Suite

provide in addition their stratigraphical relationships. For each transects, geometries are described relative to elevation, then constitutive sediment units (U) are successively described and interpreted through a facies based nomenclature (F1 – F9, Table 2) to provide depositional processes. At first order, Quaternary sediments of the Saint-Jean basin includes from base to top: (i) coarse-grained sediments and landforms (tills, eskers, and outwash fans), (ii) extensive muds sheet, (iii) sandy and gravely beaches and deltas, overlain, in places, by (iv) aeolian sand dunes (Tremblay 1971; Daigneault et al. 2011; Nutz et al. in press). In the following, the extensive mud sheet will be referred to as U0. Extending overall the basin (Daigneault et al., 2011), U0 is used as a relevant mark to determine underlying sand and conglomerate as glacial and overlaying as fluvial or coastal related deposits. In the six transects presented hereafter, U0 displays two different facies association reflecting two different depositional environments, they will be mentioned to as glacial or prodeltaic.

Glacial version of U0 consists of structureless to faintly laminated sandy mud associated with abundant m- to cm-scale floating limestones. Structureless or faintly laminated sandy mud and abundant limestones are interpreted as plume fallout deposits and dropstones evidencing deposition in proximal glacial environments (O Cofaigh and Dowdeswell, 2001).

Prodeltic version of U0 is made of laminated cm-scale mud beds, in places normally graded, without any occurrence of limestones. Occasionally shell or shell fragments are observed. Laminated muds are attributed to deposition in distal glacial (O Cofaigh and Dowdeswell, 2001) or to prodeltic environments (Phillips and Smith, 1992).

Transect 1: The marine limit in axial system

Transect 1 is located in the northern part of the Saint-Jean basin (Fig.1A). It is 12 km long oriented NNW/SSE (Fig.3A). Northward, it starts at 225 m a.s.l. with conglomerate (U1) that crops out directly on the basement. Southward, from 220 m a.s.l., conglomerate is overlain by gravelly sands (log 1, Fig.3B) that correspond to U2. U2 forms an 8 km long sediment unit, ranging from 220 to 190 m a.s.l., including gravelly sand grading basinward to coarse and medium sand (Fig.3A). From 190 m a.s.l., ground surface is glacial mud (U0; Fig.3A) except in places (log 4, Fig.3B) where underlying conglomerate (U3) crops out encircled by mud (Fig.3A). Lacking at least in log 1 and non-observed in log 2 and 3, U0 is expected to rapidly pinch out northward below U2 (Fig.3C).

U1 - U1 corresponds to a well-sorted conglomerate (F9b) including dm-scale polygenic clast observed in the lowermost part of the log 1. Well sorted and rounded material suggests relative long-term bedload transport while clasts sizes indicate high flow competence. In absence of

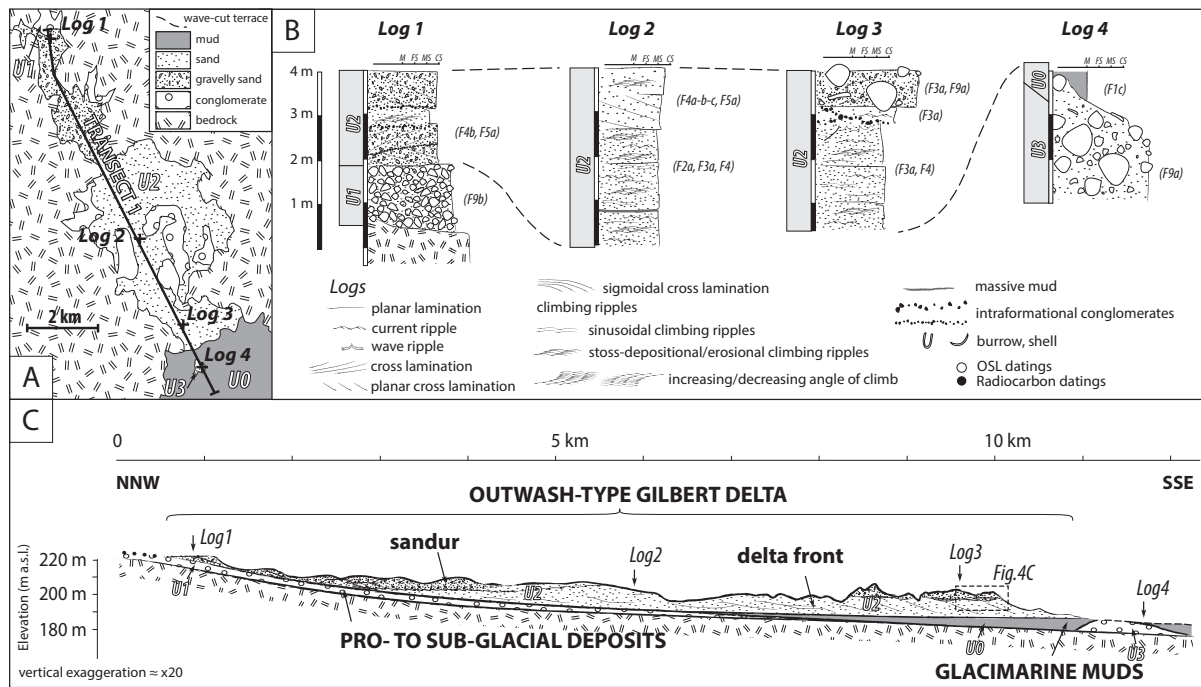


Fig. 3. Sedimentary description and interpretative architecture of the northern edge of the Saint-Jean basin (transect 1). A) Location of transect 1 and simplified geological map (modified from Daigneault et al., 2011) of the adjacent area. B) Logs illustrating lithologies and facies from logs 1 to 4. C) Interpretative transect 1 displaying glacial deposits sealed by glacial marine muds laterally pinching out northward and overlain by an outwash fan.

major fluvial tributary, U1 is related to deposit from meltwater in proglacial to subglacial environments (Fig. 3C).

U2 - In the northern part of transect 1, U2 consists of trough cross stratified (F5a) gravelly-sand and granule, occasionally intercalated by various type of climbing ripples (F4) in dm-scale medium sand beds. In places, reactivations are marked by aligned cm-scale pebbles. Southward, U2 grades to a finer version (log 2, Fig. 3B). It is made of unidirectional small-scale laminations (F3a) and climbing ripples (F4) in medium sand indicating southward paleo-directions of flow (Fig. 4B). Occasionally, mud-sand couplets (F2a) and bioturbation (vertical burrows) are observed. In log 3, these sedimentary features are included in oblique master beds (Fig. 4C) oriented basinward, truncated updip by m-scale wide and dm-scale thick lenses delineated by a basal conglomerate (Fig. 4A), grading upward to unidirectional small-scale laminations (F3a) in sand to muddy sand. Above, a meter thick heterometric conglomerate (F9a, Fig. 4C) is observed, occasionally associated with large-scale oblique laminations (Fig. 4C) and unidirectional small-scale cross laminations (F3a) in the sandy matrix.

Northward, U2 is made of coarse-grained dunes and bars. Erosive lenses are interpreted as small-scale flow paths between gravelly bars, then filled by current ripples (Fig. 4A), from unorganized small-scale braided river. Southward, the finer-grained facies association mostly

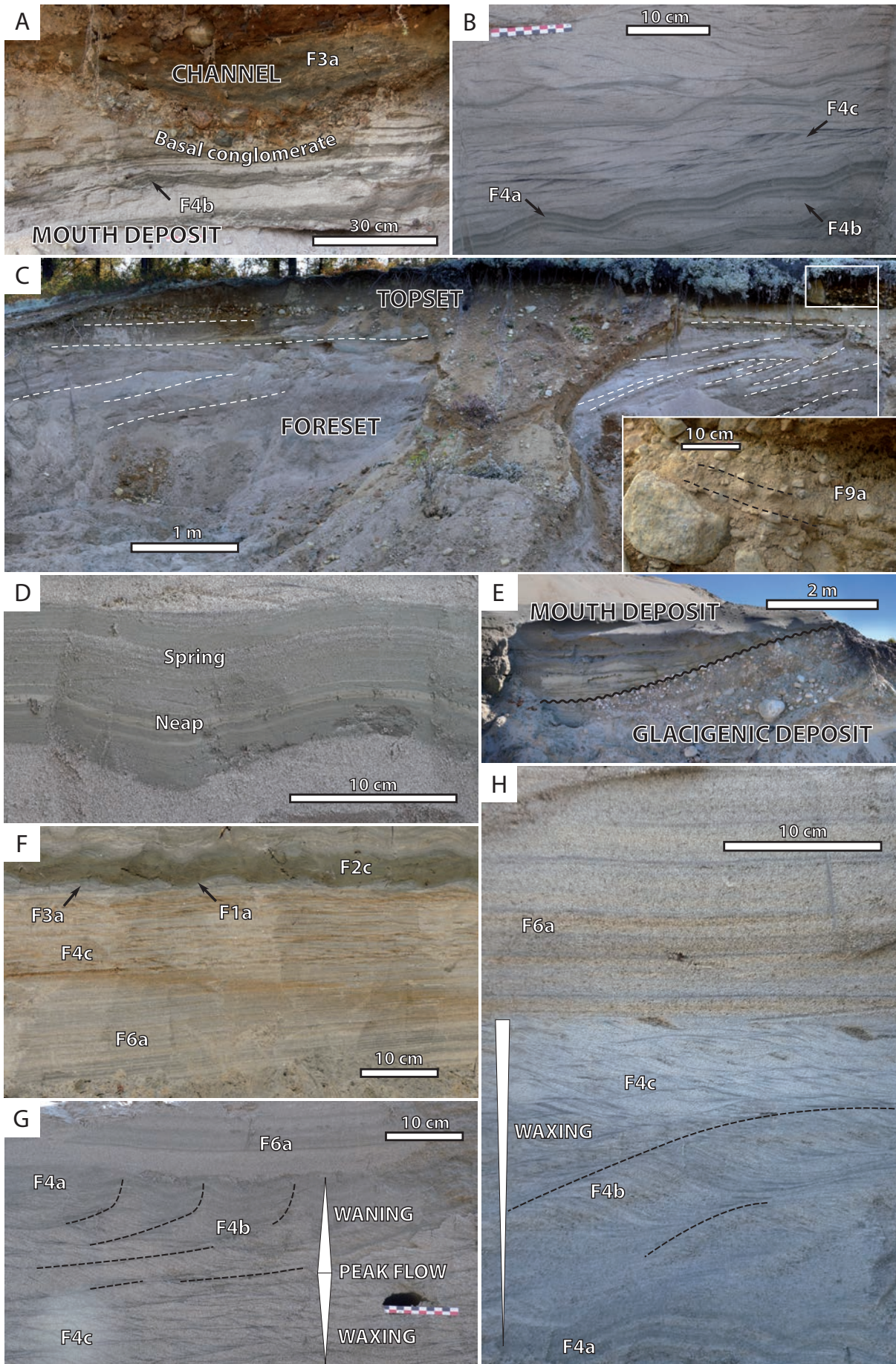


Fig.4. Sedimentary architectures and facies from transects 1 and 2. A) Shallow channels truncating mouth deposits in U2 representing the topset-foreset transition of outwash-type Gilbert delta (log 3, transect 1). B) Facies association from U2 interpreted as sediment deposited in delta front of outwash-type Gilbert delta (log 2, transect 1). C) Large-scale architecture of topset erosionally truncating foreset of outwash-type Gilbert delta in U2 (log 3, transect 1). Note the overall coarsening-upward succession. Close-up of the topset displaying heterometric conglomerate (F9a) associated with broad cross laminations. D) Sand-mud couplets from tidal processes in mouth environment (log 2, transect 1). Cyclicity is attributed to neap-spring tide sequence. E) Mouth sediment conformably overlaying glacial accumulations (log 5, transect 2). F) Facies association from U5 interpreted as originated from fluvial turbidity currents in mouth environment (log 8, transect 2). Interval displays finely planar laminations (F6a), stoss-erosional climbing ripples (F4c), unidirectional small-scale cross laminations (F3a), massive mud drapes (F1a) and rhythmic climbing ripples (F2c). G) Facies association from U5 displaying subsequent waxing and waning of a single fluvial derived flow event (log 5, transect 2). Climbing ripples progressively grading-upward from stoss-erosional (F4c) to stoss-depositional (F4b) and then to sinusoidal (F4a) to form increasing-up angle of climb (dashed line) on 0.5 cm thick interval. Above, finely planar stratifications (F6a) are erosionally stacked. H) Facies association from U5 displaying waxing of fluvial derived flow event erosionally overlain by the next event of sedimentation in upper flow regime condition (log 5, transect 2). Sinusoidal climbing ripples (F4a) grading-upward to stoss-depositional (F4b) and then to stoss-erosional (F4c) forming a decreasing-up angle of climb (dashed line). Upward the second event truncated the first one and deposited finely planar stratifications.

includes current and current climbing ripples (Fig. 4B) that evidences alternations of bedload transport and recurrent turbidity currents (Jobe et al., 2012; Talling 2012). Intercalated, massive mud layers and tidal deposits (Fig. 4D) evidence deposition in the downstream waterbody during occasional interruption of flow attributed to subaqueous river-mouth environment. In log 3, superimposition of migrating coarse dunes and bars associated with shallow channels over mouth deposits in large-scale oblique stratifications evidences a deltaic topset/foreset succession (Fig. 4C). U2 is attributed to an outwash fan (glaciofluvial delta sensu Lønne 1995), equivalent to a braided river outwash (Type I outwash sensu Maizel 1997) or to a Gilbert type outwash delta (sensu Postma 1990; Fig. 3C). Above, the metric heterometric conglomerate associated with current ripples suggests deposition in lower flow regime conditions and period of high flow competence transporting outsized clasts on the delta plain (Fig. 4C). It is interpreted as sediment from proglacial to sub-glacial environments, that indicates a local ice sheet readvance during the proglacial outwash fan development and the general ice front retreat.

U3 - U3 consists of heterometric conglomerate (F9a) in 10 m thick isolated body (log 4) showing sub-horizontal master bedding. It displays relative well-rounded clasts (pebbles to boulder) in sandy matrix.

Facies reflects relative short term transport and coarse materials suggest occasional high competent flow events. Sealed by U0, U4 is interpreted as a glacial accumulation deposited in subglacial or subaqueous proglacial configuration. This unit belongs to the conglomerate lithofacies interpreted as juxta-glacial sediment by Daigneault et al., (2011). U3

is laterally equivalent to U1.

Transect 1 shows sub to pro-glacial sediments directly stacked on the basement (U1 and U3). Above, glacial marine sandy muds (U0) record the retreat of the ice front while the overlaying outwash fan (U2) marks the higher terrestrial deltaic progradation in this part of the basin. This transect registers the transition from glacial marine to continental ice front that points out the marine limit in this part of the basin.

Transect 2: Prograding mouth system of the Mistassini River

Located in the northern part of the basin, transect 2 is based on 3 projected subordinate transects 2a, 2b and 2c that are 40, 13 and 30 km long respectively (Fig.5A). Transect 2a is NW/SE oriented and ranges from 210 to 100 m a.s.l.. It is intersected by transects 2b and 2c which are SW/NE and WNW/ESE oriented and oblique to the river at 155 m and 140 m a.s.l., respectively (Fig.5A). Along these transects, four logs and four additional drillings allowed the identification of three sediment units (Fig.5C). From base to top, the first sediment unit (U4) corresponds to isolated conglomerate and sand mounds. The second is U0 in the form of an extensive mud sheet. Observed in drillings 1, 2 and 3, U0 grades from 40 m thick in drilling 3 to 30 m thick in drillings 2 and 1, respectively (Fig.5C). It is expected to pinch out northward before log 5 where this sediment unit is missing. In exposure, U0 is prodeltaic (Fig.5B). However, drilling data indicate sandy mud at the base of drilling 2 and abundant floating pebbles in mud at the base of drilling 3. These two facies can be conservatively associated with glacial marine U0. The third sediment unit (U5) consists of sand that have been systematically identified in the upper part of each of the four drillings (Fig.5C), laterally continuous overall the transect in agreement with the surficial sediment mapping (Daigneault et al., 2011). It forms an extensive sand mound, up to 25 m thick, that progressively pinches out laterally in the West/East direction (Fig.5D), deposited onto U0 or directly onto U4 (Fig.4E). It is elongated in the North/South direction (~ 25 km long and ~ 12 km wide), and suddenly enlarged from 145 m a.s.l. down to the present-day lake shore (Fig.5A).

U4 - In the lower part of log 6 (Fig. 5B), U4 is made of sand and conglomerate. Facies are characterized by planar stratifications (F6a) and stoss-depositional and erosional climbing ripples (F4b and F4c) frequently interbedded by deformed mm- to cm-scale massive mud (F1a) beds. Occasionally, cm- to dm-scale floating limestones are present. Laterally this facies is scoured by a 10 m wide and 2 m thick lens including heterometric conglomerate (F9a).

U4 indicates sand deposited from turbulent flow in variable regimes conditions laterally associated with short-term bedload transport. Mud beds resulting from suspension fallout sug-

CHAP IV. NATURE ET ÉVOLUTION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES DE BORDURE :
ENREGISTREMENT D'UN CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE

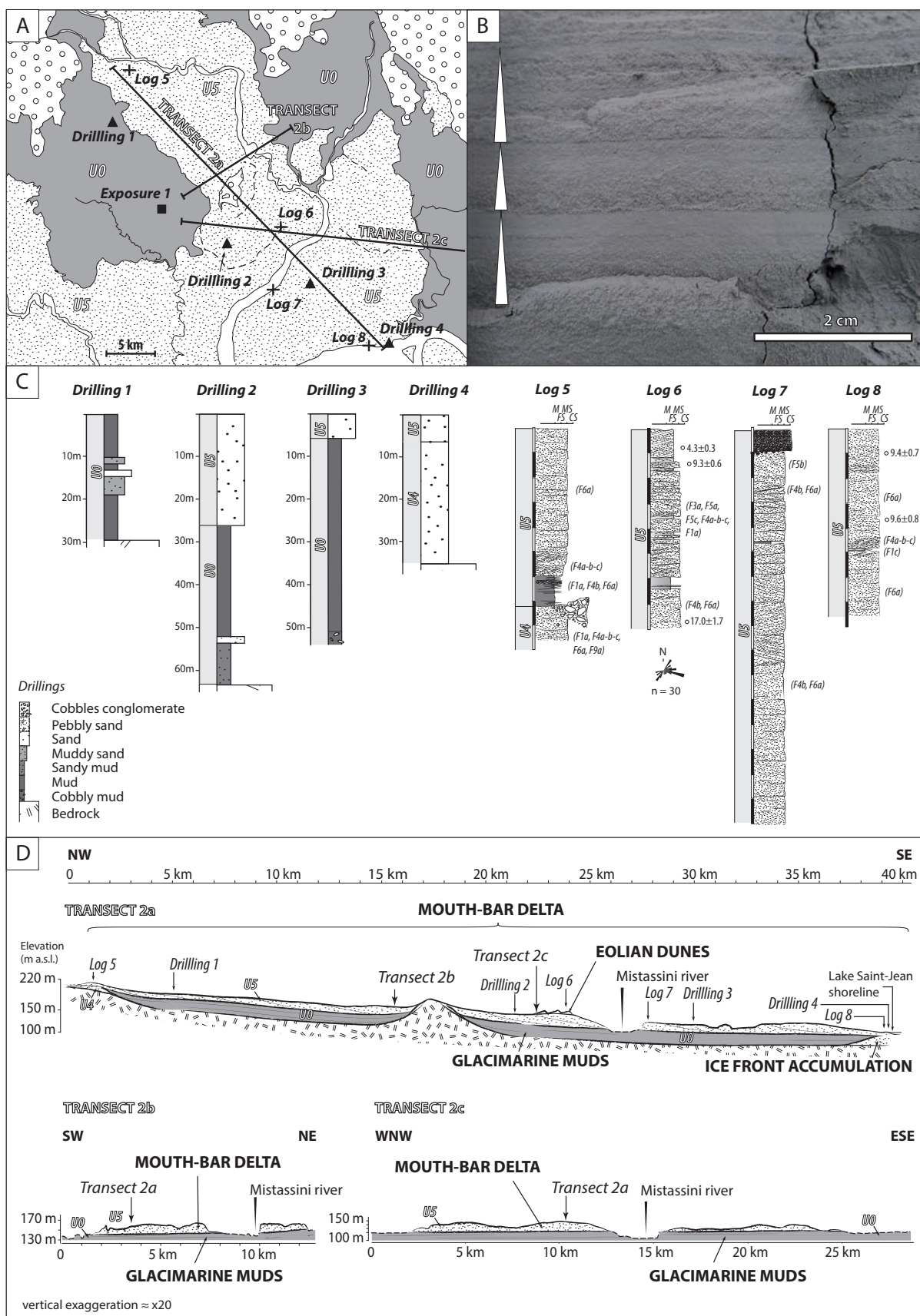


Fig.5. Sedimentary description and interpretative architecture of the northern part of the Saint-Jean basin (transects 2). A) Location of transect 2 and simplified geological map of the adjacent area (modified from Daigneault et al., 2011). B) Normal graded laminations in U6. C) Geological logs illustrating lithologies and facies from logs 5 to 8 and drillings 1 to 4. D) Interpretative transects 2 resulted from lithofacies distribution, logs and drilling correlations. Isolated ice front accumulations are sealed by glacimarine and then prodeltaic mud. Above, mouth systems top the succession.

gest subaqueous sedimentation during interruptions of tractional flow while floating limestones attributed to dropstones, indicate the close proximity of the ice front during deposition. Underlying U0, U4 consists of an isolated sedimentary body interpreted as ice-contact accumulation (ice-contact underwater fan sensu Lønne 1995) (Fig.5C). As it is directly stacked on the bedrock, the lower part of drilling 4 (Fig.5B and C) is included in U4 to form another potential ice front accumulation. Similar glacial features are commonly mapped in other part of the basin (Daigneault et al., 2011) and have been identified from seismic data in the Lake Saint-Jean (Nutz et al., in press).

U5 - U5 includes three facies associations. The first one has been observed only in log 5 where it consists of alternations of dm-scale sand beds including planar stratifications (F6a) or unidirectional small-scale laminations (F3a) and cm-scale beds of laminated mud (F1b). From top to base, sand beds thickness progressively decrease and mud intervals progressively develop. This facies association forms a m-scale heterolithic interval above U5 grading from mud to sand upward. The second facies association is observed at the top of log 5, at the base of log 6 and in log 8. It consists of well-sorted medium sand in prevailing finely planar stratifications (F6a), frequently interbedded by either disseminated sets of climbing ripples (F4a, b and c) or stacked in 0.2 to 0.5 m thick intervals oriented southward. Climbing ripples intervals display upward-increasing (F4a, F4c, F4b, F4a succession) as well as upward-decreasing (F4a, F4b, F4c succession) angle of climb. They are mainly intercalated in planar stratification even if in places two intervals can be stacked. Occasionally, dm-scale beds including rhythmic mud and sand alternations (F2a), rhythmic-climbing ripples (F2c), or mm-scale to cm-scale massive mud (F1a) interbed planar or climbing ripples intervals. The third facies association is observed in the upper part of logs 6 and 7, it includes 0.2 to 0.4 m planar (F5b) and through (F5a) cross stratifications in medium sand associated with unidirectional small-scale cross laminations (F3a) in 0.2 to 0.5 m thick muddy sand to medium sand beds. Paleocurrents are dispersed between N°30 and N°260. Occasionally, dm-scale climbing ripples (F4) display upward-increasing angle of climb. Reactivations are common in the form of sub-horizontal erosional surfaces.

Sedimentary structures in U5 show paleo-directions of flow oriented basinward. The current spatial proximity with the Mistassini river suggests direct genetic connection with fluvial

activity. The mound-shaped architecture indicates unconfined deposition in a shallow part of the water body, supported by the common cm-scale mud intercalations (F1a) that indicate background sedimentation of the water body during complete interruption of fluvial-derived flow. U5 is interpreted as river mouth sediments forming mouth-bar delta (*sensu* Postma 1990). The entire vertical succession is assumed to be represented in logs 5 and 6. From base to top, it grades from (i) an heterolithic transitional facies (Fig. 4E) to (ii) prevailing horizontal laminations interbedded by climbing ripples (Fig. 4F, G and H) and then to (iii) prevailing trough cross stratifications and unidirectional small-scale cross laminations (Fig. 4) frequently reactivated by horizontal erosion surfaces. From base to top this sequence represents respectively the distal, the intermediate and the proximal facies associations of mouth system (Fig.6A). The proximal facies association is made of 3D dunes, currents ripples and occasionally climbing ripples in muddy sand to medium sand that indicates deposition from lower flow regime conditions, alternating with erosional events. The intermediate facies association includes prevailing planar stratifications interbedded by climbing ripples attributed to turbidity currents (Lowe 1988; Jobe et al., 2012; Talling 2012), Intervals displaying upward-increasing angle of climb (Fig.4G) are interpreted as subsequent waxing and waning (Ashley 1982). Intervals with upward decreasing angle of climb (Fig.4H) are interpreted as waxing flow conditions, they grade upward to planar laminations, in places separated by erosional surfaces that is attributed to the peak of flow (Fig.4H). The distal facies association represents the sedimentation in distal part of mouth lobes below the wave base, alternating prodeltaic mud fallout during low fluvial discharge and sand during high water discharge. As sedimentation in proximal to intermediate and then to distal do not show evident progressive attenuation of flow energy, deposition in the three domains is not coeval, rather related to distinct flow events. Proximal facies association is related to periods of «normal» fluvial mouth sedimentation characterized by low water discharge and sediment supply that has not permitted deposition in intermediate and distal mouth environment. Deposition in intermediate and distal part of mouth occurred preferentially during high water discharge with high sediment supply. At that time, proximal part of mouth is affected by erosion. In places, preserved aeolian parabolic dunes overlay proximal mouth deposits indicating the subsequent abandonment of the deltaic lobe.

Transect 2 represents glacialic accumulations (U4) sealed by glacialmarine mud grading progressively to prodeltaic upward (U0). Above, it shows fluvial wedges (U5) continuously deposited in front of river-mouth to form mouth-bar delta (Postma 1990). This fluvial system is representative of progradation in the northern part of the basin since the large rivers arriving from the north (Mistassini and Ashuapmushuan rivers) have organized.

Transect 3: From proglacial outwash fan to sand spit

Transect 3 is 2.5 km long, oriented N/S, located at the western margin of the basin ranging from 200 to 170 m a.s.l. (Fig.6A). From South to North, conglomerate (U6), gravelly sand (U8) and mud (U0) characterize successively the ground surface (Fig.6A). In addition, another sediment unit including sand (U7) has been observed thanks to additional short cross-sections a, b and c (Fig.6A). From base to top, U6 and U0 correspond to the lower part of transect in the upslope cross-section a (Fig.7A and D) and the downslope cross-sections c, respectively (Fig.6B). In this transect, U0 is prodeltaic and seems disappearing upslope before log 10 where this U is lacking. U6 and U0 are sharply overlain by U7 (Fig.7A and D) that forms a 2.5 km long, up to 8 m thick grading basinward to 3 m thick sand wedge, progressively pinching out at 170 m a.s.l. onto U0. Its upper boundary is erosional with the overlying U8 (Figs. 6A, 7A and C) in the form of a sub-horizontal surface gently dipping basinward highlighted by numerous aligned cm- to dm-scale pebbles. U7 is overlain by U8 that tops the succession from 200 m to 170 m a.s.l. (Fig. 6B) and corresponds to all sediments deposited above the erosional upper boundary of U7 (Fig. 7A and C).

U6 - U6 has been observed in the lowermost part of the cross section a (Fig.6A). It is made of heterometric conglomerate (F9a), sharply overlain by U10 (Fig.7D). It displays sandy matrix supported relative well-rounded polygenic cm- to dm-scale clasts in oblique master beds (Fig. 7D).

Facies reflects relative short term transport and clasts suggest occasional high competent flow events. U6 is correlated to the conglomerate lithofacies outcropping southward interpreted as juxta-glacial deposits (Daigneault et al., 2011). U6 is attributed to sub-glacial or proglacial sedimentation (Fig.6B).

U7 - U7 is subdivided in two sub-units referred to as U7a and U7b. U7a has been observed in cross-section a. It consists of 8 m thick sand including oblique master beds dipping at 10° toward N300°. In the upper part, it includes cm-scale beds of coarse, medium and fine sand in planar stratifications (F6a) parallel to the master bedding alternating with unidirectional and symmetric small-scale cross laminations (F3) and stoss-depositional climbing ripples (F4b). In places, minor intercalations of mm-scale massive mud (F1a) are observed. Downdip, oblique master beds grade to sub-horizontal and then to horizontal (Fig.6A) including muddy sand/sand alternations in rhythmic bedding (F2b). U7b is described from cross-sections b and c (Fig.6A). In cross-section b, it is made of 3 m thick medium to coarse sands occasional gravelly oblique master beds, up to 15°, dipping between N340° and N0° (Fig.6A) and downlapping onto U0. Perpendicularly, in cross-section c, master beds corresponds to lower angle oblique

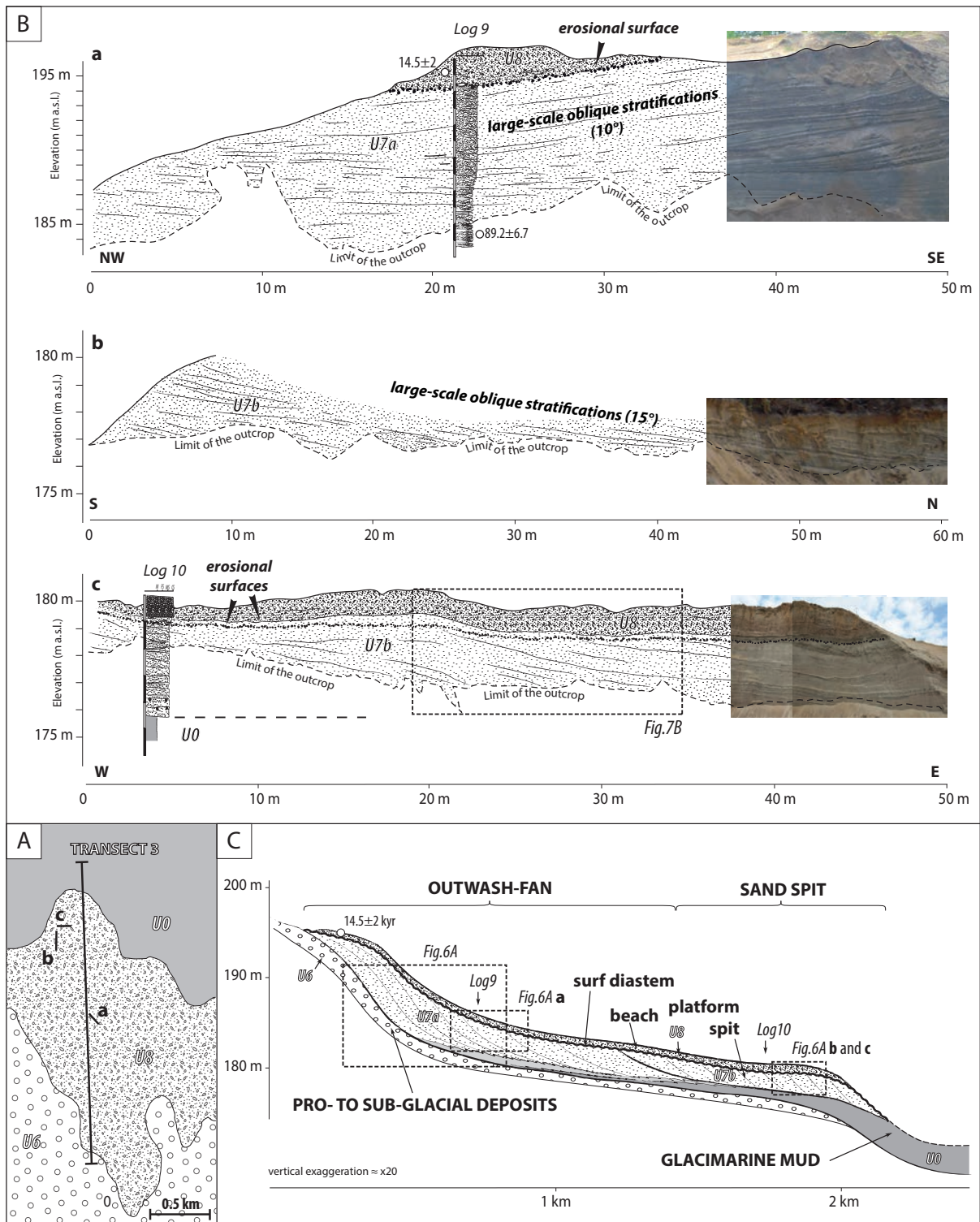


Fig.6. Sedimentary description and interpretative architecture of the southwestern edge of the Saint-Jean basin (transect 3). A) Locations of cross-sections a, b and c along transect 3 and simplified geological map (modified from Daigneault et al., 2011) of the adjacent area. B) Line drawn cross-sections a, b and c. C) Architecture of transect 3 showing glacial sediments sealed by glacial to prodeltaic mud pinching out southward. Upslope, outwash fan has emplaced, laterally grading to a sand spit system.

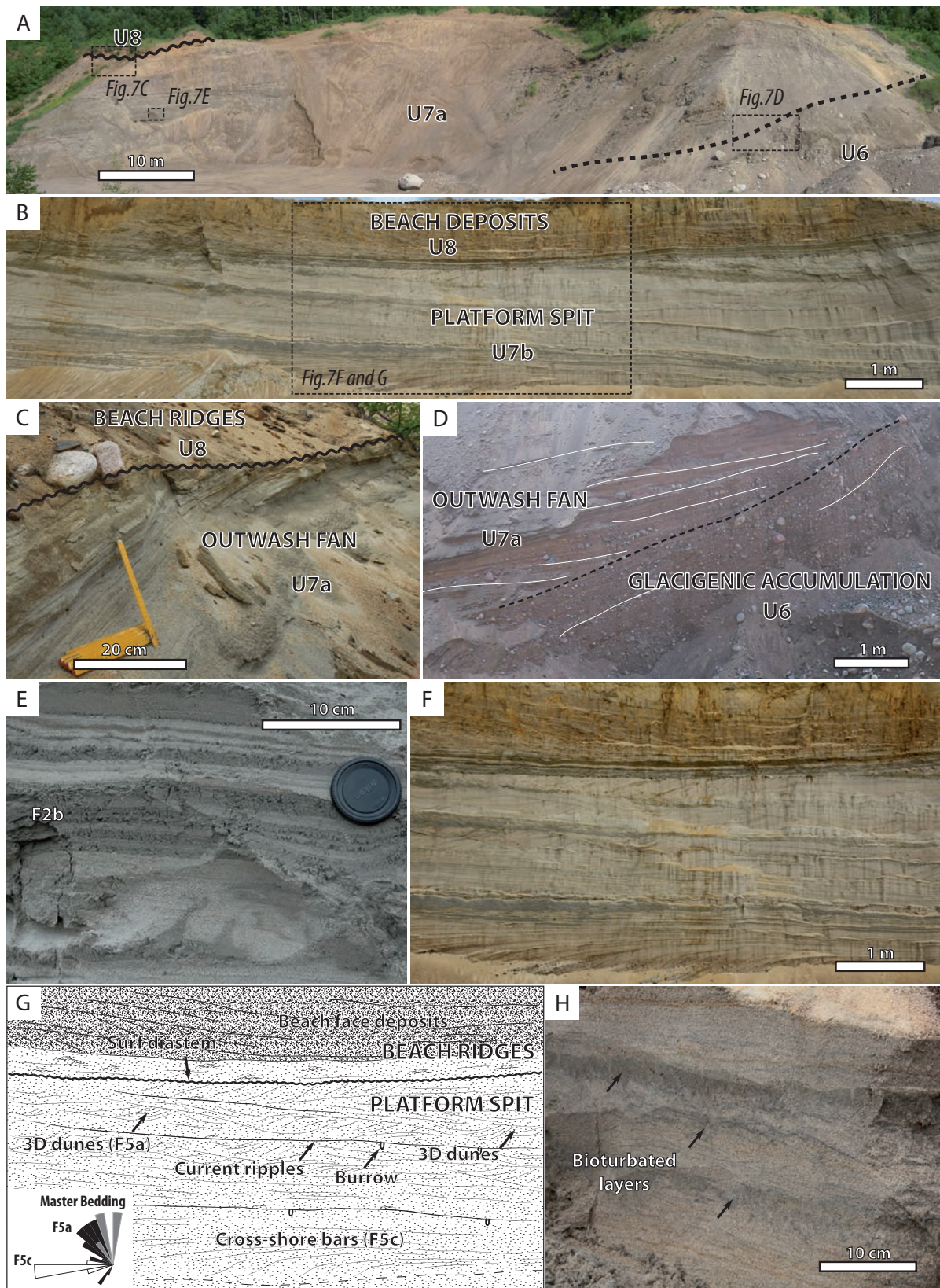


Fig. 7. Sedimentary architectures and facies from transect 3. A) Stratigraphical relationships between U6, U7 and U8 in the upslope cross-section a, see location in Fig. 7B. B) Stratigraphical relationships between U7 and U8 in the downslope cross-section b, see location in Fig. 7B. C) Erosional unconformity marking the stratigraphical relationships between delta front beach ridges and the underlying outwash-fan, log 9, cross-section a. D) Angular unconformity marking the stratigraphical contact between the outwash-fan and the glacial accumulation,

cross-section A. E) Facies in U7 representing bottomsets of outwash-type Gilbert delta. F) and G) Raw and interpreted facies association in U10 from cross-section b. Internal sedimentary structures and paleo-current directions reveal a platform spit construction. Overlaying the erosional surface, sediments have been accreted in beach area. H) Regularly spaced bioturbated interval downdip to the platform spit foresets.

stratification dipping from 10° westward to subhorizontal eastward toward N40° (Fig.6A). Up-dip, sedimentary structures correspond to large-scale stratifications including dm-scale trough cross-stratifications (F5a) and dm- to m-scale sigmoidal cross-stratifications (F5c). Trough and sigmoidal cross-stratifications indicate mean paleo-direction of flows toward N330° and N260° respectively. Master bedding is marked by unidirectional small-scale cross laminations (F3a) in fine sand and silt. Downdip, large-scale stratifications include planar laminations (F6a), parallel to the master bedding, affected by abundant bioturbation in the form of cm-scale long and mm-scale wide single tube-like vertical burrows (skolithos).

In cross-section a, oblique master beds from U7a (Fig.6A) are interpreted as foresets, connected downdip to bottomsets that evidence basinward progradations. In foreset, facies suggests tractional transport from turbulent flow along inclined depositional surface in predominant upper flow regime conditions, occasionally alternating with lower flow regime conditions. This is interpreted to reflect unchannelized flow that deposited successive sand sheets in a deltaic system. In bottomsets, sedimentation results from the alternations of bedload and suspension fallout on sub-horizontal bedding plane (Fig.7E). Distal sand sheets alternate with prodeltaic mud fallout implying the presence of a downstream water body. U7a is interpreted as a fan delta (Van Dijk et al., 2012). The absence of current important fluvial tributary associated with the development of this fan delta in the Saint-Jean basin evolution suggests sedimentation from meltwater in the form of an outwash fan (Fig.7B). Downslope, U7b displays master beds (Fig.6B) also related to foresets that highlight basinward progradation. In contrast to U7a configuration, bottomsets are lacking and lower flow regime conditions prevail. Trough cross stratifications are interpreted as large sinuous crested 3D dunes while sigmoidal stratifications are attributed to migrating bars (Fig.7F and G). Intercalated, current ripples associated with bioturbations suggest periods of lower hydrodynamics conditions (Fig.7F and G). Bars and 3D dunes display paleo-directions of flow perpendicular and oblique to the foreset progradation, respectively. They are related to successive trains of dunes and cross-shore bars that migrated obliquely or perpendicularly on a gently dipping spit platform (e.g. Nielsen and Johansen, 2009).

U8 - U8 corresponds to 1 – 2 m thick gravelly sand. Its lower boundary is erosional, underlined by aligned cm- to dm-scale pebbles-cobbles, sharply truncating the underlying strata (U7). From base to top, facies association is made of 0.1 – 0.2 m thick heavy mineral-rich planar

stratifications (F6b) grading laterally to superimposed 0.05 m thick unidirectional small-scale cross laminations (F3a). Above, deposition consists of 1 – 1.5 m thick bed of low angle large-scale cross stratified gravelly sand (F5e) dipping toward N70°.

Planar laminations and heavy minerals-rich current ripples at the base of U8 are interpreted as sediments deposited in the beach surf zone (Clifton 1971; Frihy et al., 1995). Above, low angle cross stratifications are attributed to the accretion of beach deposits from swash (Massari and Parea 1988; Engels and Roberts 2005). Downslope, U8 tops the spit platform (U7b) to form a sand spit system (Fig.8). The erosional surface separating U7 and U8 is ascribed to a lag (Massari et Parea 1988) resulting from wave action during regression (surf diastem sensu Swift et al., 2003; wave ravinement surface sensu Fraser 2005). Upslope, U8 tops outwash-type Gilbert delta of U7a (Fig.8C and D) indicating that either progradation was accompanied by the formation of beach ridges migrating basinward (delta-front beach ridges sensu Lønne and Nemeč 2004) between water effluents or fan activity was short before to be reworked by wave.

Transect 3 includes sub to pro-glacial sediments (U6) sealed by prodeltaic mud (U0) downward. Above, sand wedge developed from basinward progradation. It grades laterally from outwash fan to sandspit evidencing interruption in meltwater supply. Location of this transect suggest a rapid abandonment of the outwash fan after the deglaciation in some part of the basin.

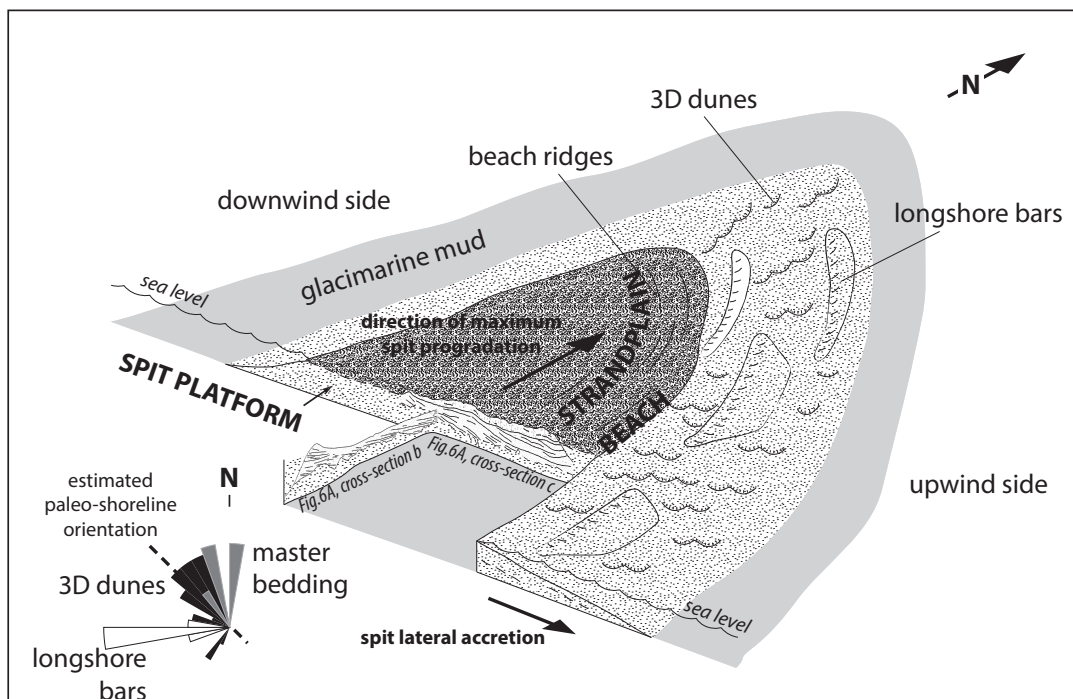


Fig.8. Conceptual depositional model for the sand spit system interpreted in U7b. Platform spit developed from migrating cross-shore bars and 3D dunes. Accretion of the spit platform mainly expands longitudinally while accretion at the upwind side expands laterally the spit system.

Transect 4: Erosive cusped foreland

Transect 4 is located in the western part of the Saint-Jean basin (Fig.1A). It is 1.3 km long and starts at 115 m a.s.l., reaches 120 m a.s.l. to interrupt at 113 m a.s.l., crossing a large positive point morphology, ~ 1 km wide and ~ 1.5 km long, bordered by gentle slopes dipping toward the NE and the NW (Fig.9A). Ground surface is characterized by mud at both terminations and by gravelly sand on the point morphology. Linear features perpendicular to the slopes correspond to preserved paleo-shorelines (Daigneault et al., 2011). The eastern slope is also characterized by a wave-cut terrace, 1 m high, obliquely truncating paleo-shorelines (Fig.9A). In cross section, three sediment units made of sand (U9), mud (U0) and gravelly sand (U10) have been identified. U9 is a 6 – 8 m thick sand accumulation progressively pinching out laterally forming the main part of the positive topography. At the top, U9 is partially overlain by U0, characterized in this transect by glaci-marine facies (Figs. 9B and 10D). Above, both units U9 and U0 are then truncated by a sub-horizontal erosional surface overlain by U10 (Fig.9B).

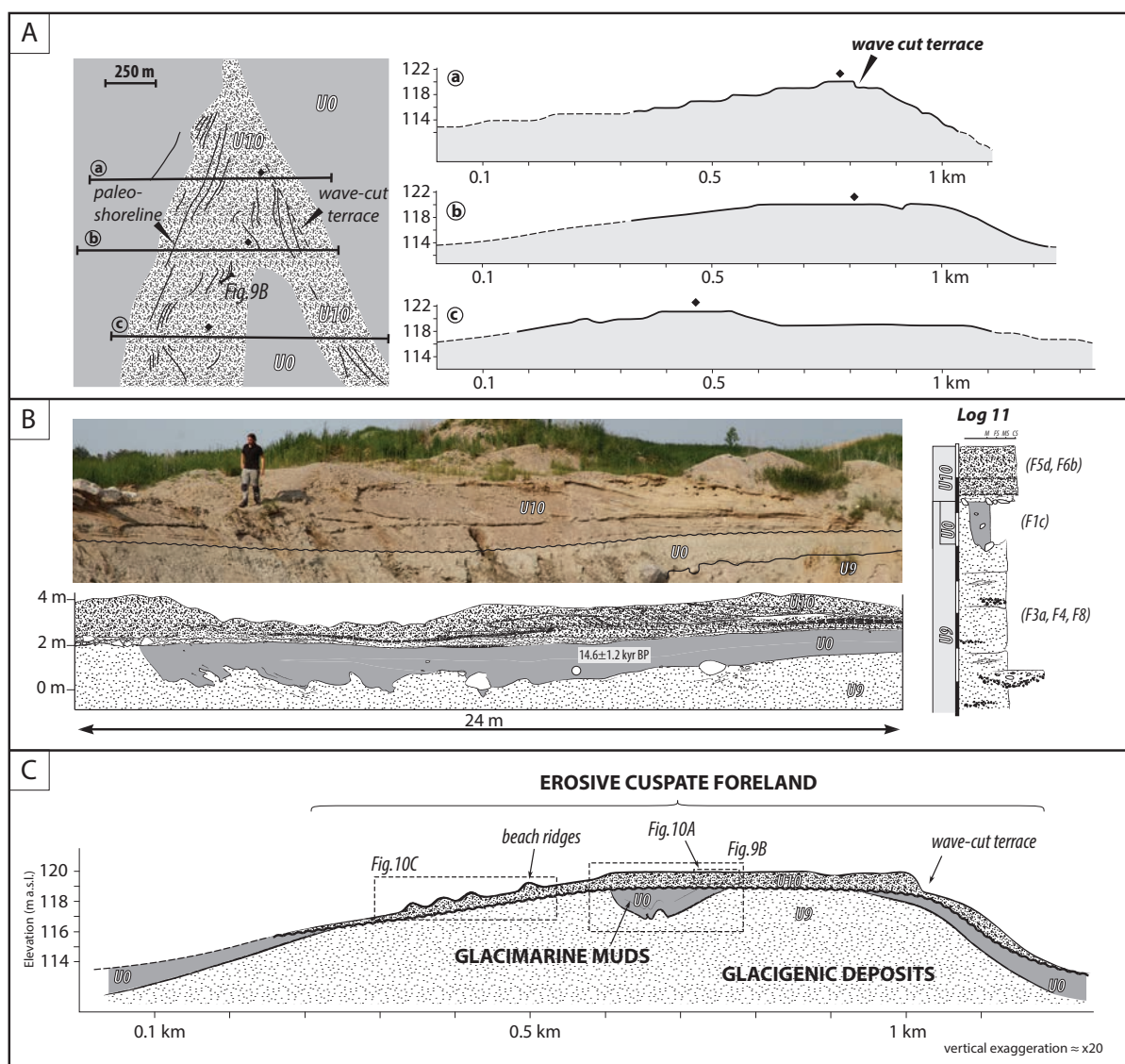


Fig.9. Sedimentary description and interpretative architecture of the lower western part of the Saint-Jean basin (transect 4). A) Simplified geological map (modified from Daigneault et al., 2011) and topographic profiles (a, b, c). B) Cross-section and log illustrating the central part of the transect 4. C) Interpretative transect 4 displaying a positive topography inherited from glacial sediments, reshaped by waves into an erosive cusped foreland.

U9 - It consists of low angle oblique master beds. Unidirectional small-scale cross laminations (F3a) and climbing ripples (F4) prevail. Frequent reactivation surfaces are highlighted by conglomerate lag made of cm- to dm-scale pebbles-cobbles. Occasionally, sand supported diamict (F8) fill scours in the lower part. In the uppermost part, few decimeters below the upper boundary, numerous cm- to dm-scale normal faults occurred especially below the overlaying dm- to m-scale cobbles to boulders underlining the top boundary. Frequent dm- to m-scale floating limestones have been identified, locally coarse boulders (2 – 3 m).

U9 represents isolated sand positive topography including sediment from turbulent flow. Floating limestones interpreted as dropstones indicate subaqueous sedimentation while sand supported diamict facies (Fig.10A) are interpreted as debris flows (Eyles et al., 1988). Sealed by U0, the subaqueous isolated mound is attributed to a glacial accumulation.

U10 - U10 corresponds to 1.5 m thick bed including gravelly sand. The top of U10 is the ground surface that exhibits raised paleo-shorelines (Daigneault et al., 2011). The bottom is a planar surface gently dipping toward N°280, marked by cm- to dm-scale aligned pebbles and displaying erosional contact with the underlying U9 and U0. The correlation of linear morphologies to U10 allows tracking the extent of U10. It covers a large proportion of the slopes. From base to top, U10 includes 0.1 – 0.2 m thick bed of heavy mineral-rich planar stratifications in coarse sand (F6b) that laterally grades to unidirectional small-scale cross stratifications (F3a) containing rare shell fragments. Above, 0.5 – 1 m thick beds include divergent planar cross-stratifications (F5d) in laterally juxtaposed clinofomes dipping toward the east, associated with preserved 3D ridges of paleo-shorelines (Fig.10C).

U10 is interpreted as coastal sediments in agreement with preserved morphologies. Within, basal sands including heavy mineral-rich planar stratifications rely to beach sand deposited in surf zone. Overlying, clinofomes represent beach prograding features that prograded landward, according to the point morphology (Fig.9A). High-angle divergent planar cross-stratifications (F5d) suggest landward avalanching interpreted to be the result of washover fans progradation (Fig.10E; Schwartz 1982; Neal et al., 2003). Basal sand wedges (Fig. 10E) are interpreted to be deposited between washover events in residual backshore pond or lagoon.

Transect 4 crosses a positive topography mainly made of glacial sediments, partially sealed by mud and covered by raised beach ridges (Fig.9B) delineating a positive point morpho-

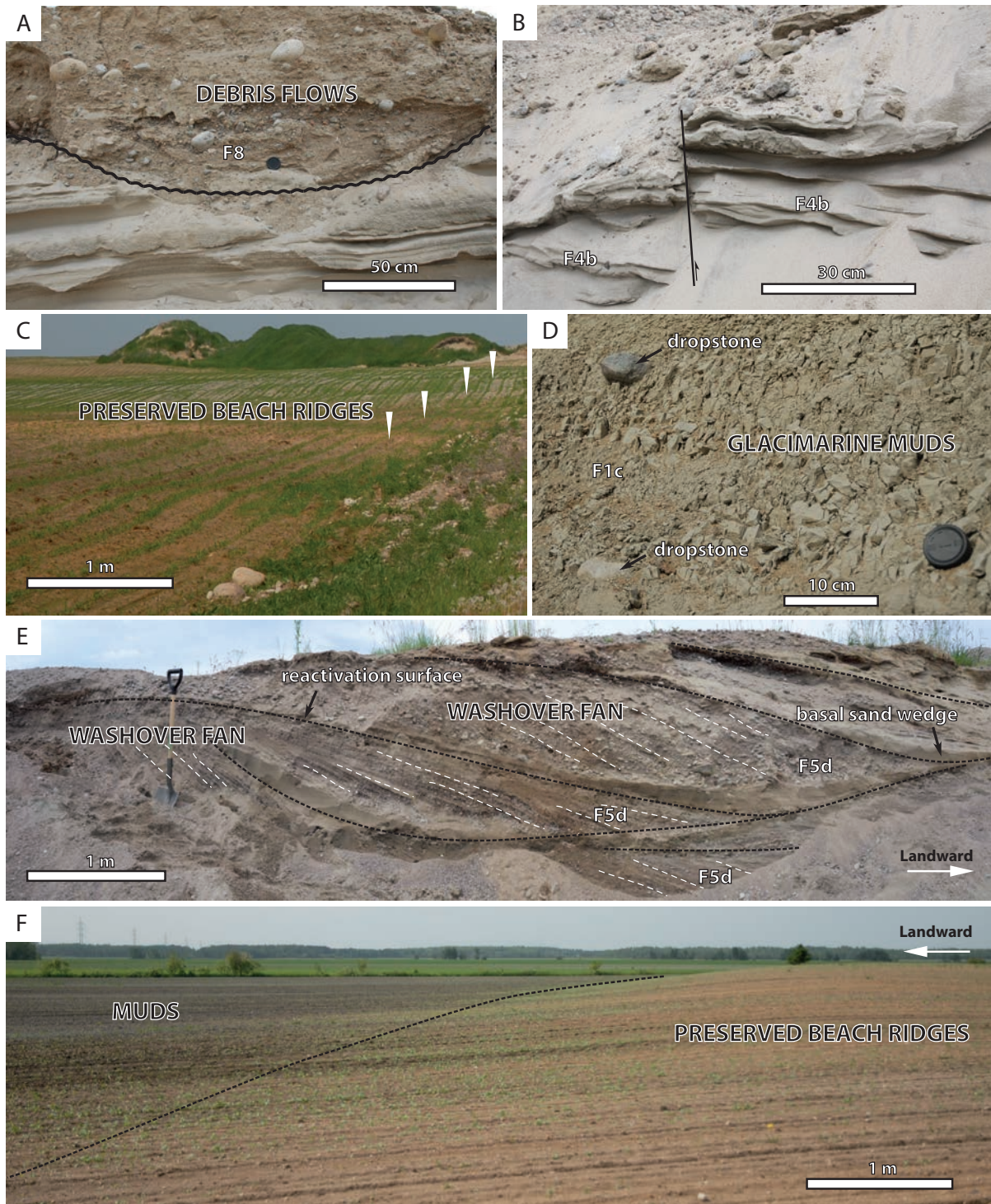


Fig.10. Sedimentary architectures and facies from transect 4. A) Debris flows in glacial accumulation (U9). B) Soft sediment inverse faulting in glacial accumulation (U9). C) Preserved beach ridges on the western slope point morphology. D) Facies F1c interpreted as glacial marine deposit in U0. E) Raised washover fan at the top of the point morphology. They are associated with 3D preserved beach ridges. F) Preserved beach ridges directly stacked on mud in western part of the basin.

logy (Fig.9A; Fig.10C). U9, U0 and U10 associated with the preserved morphology all together suggest that transect 4 intersects an ancient erosive cusped foreland (Fig.9C; McNinch and Wells 1999; Ashton et al., 2009). Glacigenic sediments are interpreted as having formed as a subaqueous sand accumulation generating a positive topography subsequently draped by glacial marine muds. Later, the water body level fell to about 120 m a.s.l., and waves have then reshaped the former landform into a cusped foreland.

Transect 5: Gilbert delta

Transect 5 is located in the eastern part of the basin (Fig.1A). It is 1 km long, oriented ENE/WSW, from 170 m a.s.l. to 140 m a.s.l.. Upslope, ground surface is composed of sand, grading southward to mud from 145 m a.s.l. (Fig.11A). Well exposed cross-section allowed the identification of two superimposed sediment bodies made of mud (U0) downward, transitionally overlain by sand (U11) upward. U0 has been observed at the base of the exposure and corresponds to the prodeltaic version.

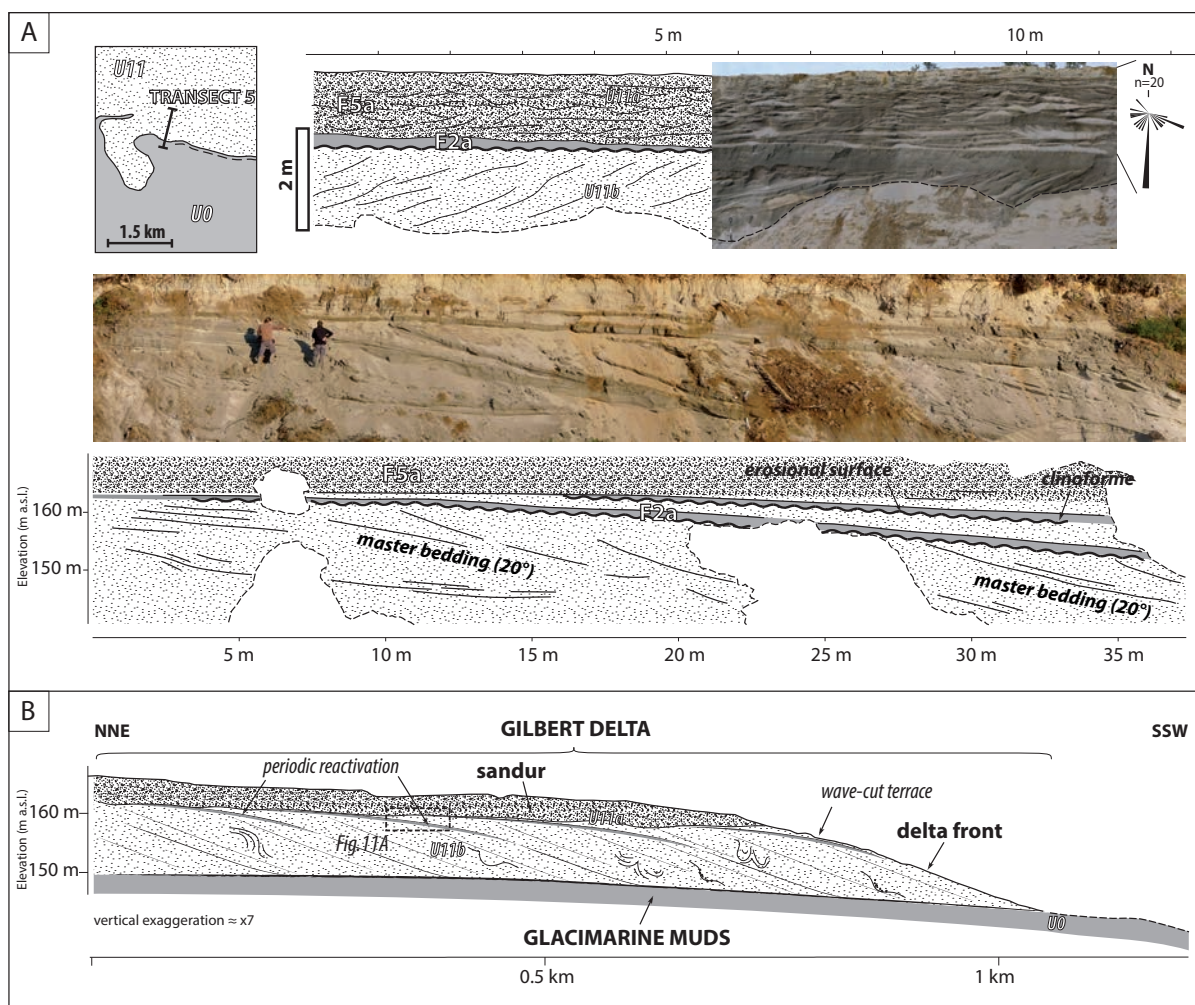


Fig.11. Sedimentary description and interpretative architecture of the upper eastern part of the Saint-Jean basin (transect 5). A) Simplified geological map (modified from Daigneault et al., 2011) and line-drawn cross-sections displaying large-scale internal architectures of U11. B) Interpretative transect 5 displaying a Gilbert delta deposited onto glacial marine to prodeltaic mud.

U11 - U11 is subdivided in two sub-units referred to as U11a and U11b. U11a is separated from U11b by a sub-horizontal erosional surface. It corresponds to a 5 m thick succession including coarse sand, gravelly sand and pebbles in sub-horizontal master beds. Large-scale trough cross stratifications (F5a) represent the single facies, included in 0.3 to 0.5 m thick beds. Paleo-currents indicate paleo-directions of flow broadly toward the South (Fig.11A). U11b corresponds to a 15 m thick sand wedge deposited onto U0 including oblique (20°) master beds dipping southward. Updip, master beds are periodically truncated by erosional surface sealed by 0.2 to 0.4 m thick mud-sand rhythmic bedding (F2a) progressively pinching out downdip, forming convex clinoforms (Fig. 11A). Downdip, master beds grade to concave geometry before downlap U0. They include finely planar stratifications (F6a) in medium sand, commonly interbedded by stoss-depositional climbing ripples (F4c), and occasionally by faintly laminated sand (F7). Post-depositional structures affect master beds in the form of m-scale load structures and 5 m wide and 1 m thick trough shaped scour filled. In the lowermost part of U11b, 0.3 to 0.6 heterolithic facies grades from sand-dominated to mud-dominated and form a transitional facies.

Trough cross stratifications in U11a, are interpreted as bars and dunes in braided rivers (Fig.12A) forming deltaic topsets. Oblique master beds of U11b are attributed to deltaic foresets. Updip, foresets include prevailing upper flow regime conditions suggesting sustained high water discharge and occasional climbing ripples indicating high suspended load (Fig.12D). Downdip, alternations of sandy traction deposits and mud fallout (Fig.12E) suggest deposition below the wave base. Trough shaped scour fills and faintly laminated sand are interpreted as chute channels (Nemec 1990; Bornhold et al., 1994; Hansen 2004) related to episodic high density turbidity current that scoured down to the lowermost part of foresets. The rhythmic bedding, attributed to tidal deposits (Fig. 12C), that drapes erosion surfaces in the upper part of U11b evidences periodic erosion, followed by sedimentation related to the water body activity during interruption in river-derived flow. Periodically repeated, this configuration is attributed to seasonal variations of river flow that allow expression of coastal activity in the form of wave erosion and tidal sedimentation. Downdip, the transitional facies forms bottomsets and marks the distal sedimentation of the delta slope.

U11 is interpreted as a Gilbert delta (sensu Postma 1990) fed by sandur system (type B feeder system sensu Postma 1990) directly deposited onto prodeltaic mud. Processes on the delta

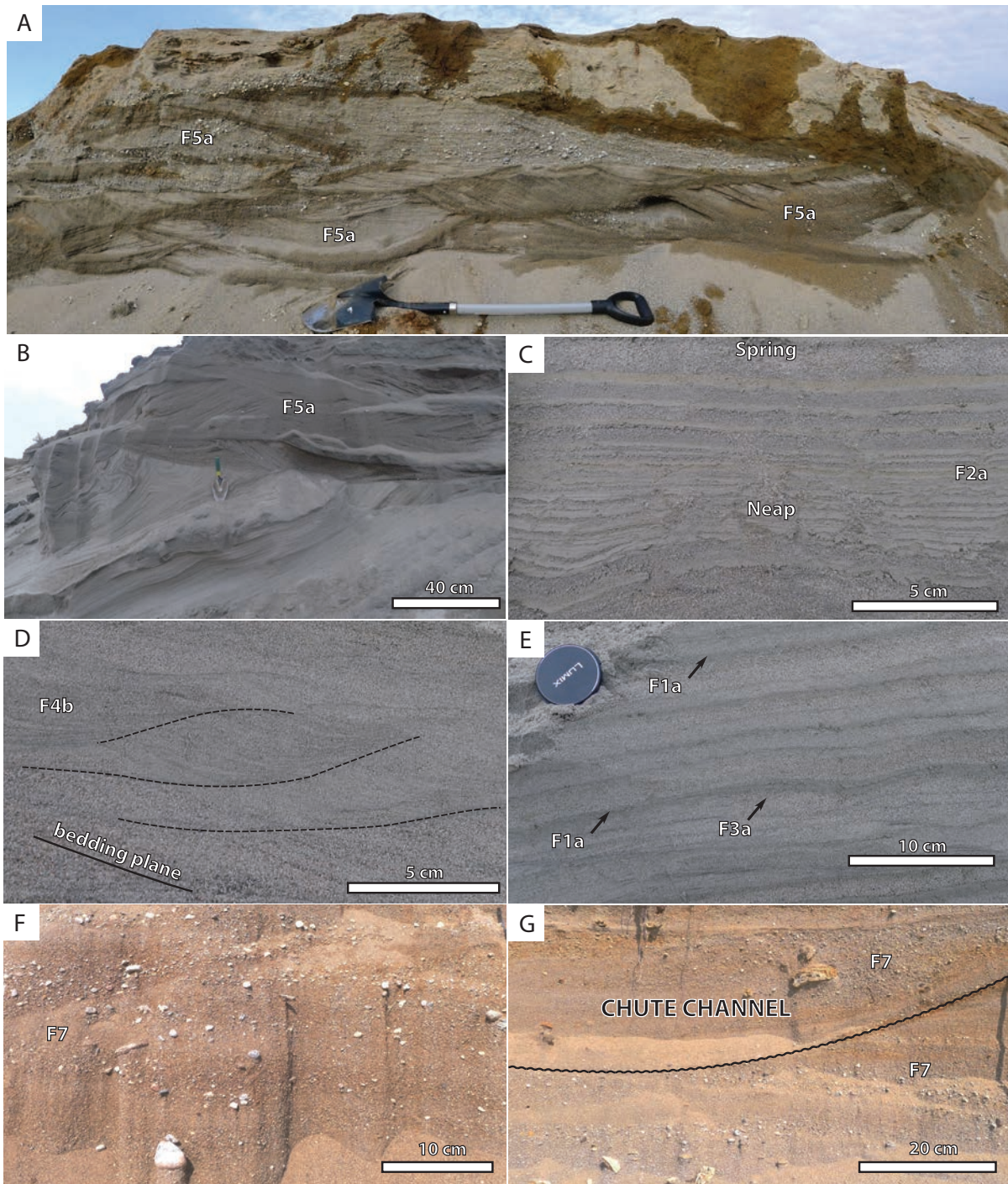


Fig.12. Sedimentary architectures and facies from transect 5. A) 3D dunes in topset evidencing braided river as feeder system on the delta plain during emplacement. B) Topset-foreset transition. C) Tidal deposits displaying neap-spring tidal sequence. D) Stoss-depositional climbing ripples following the inclined bedding plane in delta foresets. E) Intercalated mm- to cm-scale mud layers at the base of foresets that suggest the progressive transition to bottomset. F) Faintly laminated sand including disseminated pebbles (F7) in the delta foresets indicating turbidity currents and G) Chute channel in the lower part of delta foresets.

plain as well as on the delta front suggest abundant water discharge and sediment supply from fluvio-glacial regime accompanied by recurrent turbidity currents.

Transect 6: Wave-influenced delta of the Péribonka river

Transect 6 is located in the eastern part of the basin (Fig.1A). It is 17 km long, oriented ENE/WSW. It starts at 130 m a.s.l. and interrupts at 100 m a.s.l. in sand (Fig.13A), at the current Lake Saint-Jean shoreline. Upslope, transect 6 includes an extended gravelly sand sediment unit (U13). The top of U13 is sub-horizontal delineating an up to 8 km wide even surface from 130 m to 120 m a.s.l., incised by two ancient fluvial channels and the present-day Péribonka river (Fig.13A). U13 is bordered by wave-cut terrace to the West progressively attenuated northward. Downslope, a gently basinward inclined sandy unit (U15), from 5 to 10 km in diameter, is incised by the Péribonka river (Fig.13A). On its left bank, lobe displays preserved morphology of crevasse splay and regular spaced beach ridges wave cut terraces up to the present-day lake shore (Fig.13A). Well exposed cross-section along the current lake shoreline and along the Péribonka river as well as in sandpit allowed the identification of two additional sediment units (Fig.13B) made of mud corresponding to the prodeltaic version of U0 and heterolithic facies (U14). U0, U14 and U15 are vertically stacked in log 13 along the Péribonka river incision. U13 - U13 has been described at the log 12. It consists of well-sorted gravelly sand in 0.3 to 1 m thick beds forming an up to 5 m thick gravelly-sand sheet, 8 km long. Planar cross stratifications (F5b) prevail, accompanied by large-scale trough cross stratifications (F5a). Paleocurrents indicate a mean paleo-direction of flow toward N°230. Occasionally, dm-scale beds including symmetric small-scale laminations in fine sand to silt are interbedded.

Sedimentation in U13 relies to tractional currents that generated migrating bars and dunes. U13 reflects aggradational braided river evolution on a wide even surface attributed to delta plain.

U14 - U14 is erosionally stacked onto U0 (Fig.14A). It is made of 0.01 to 0.05 m thick laminated mud (F1b) beds alternating with 0.05 to 0.15 m thick muddy sand beds including single train of unidirectional small-scale cross laminations (F3a) or rhythmic climbing ripples (F2c). Paleo-directions of flow indicate N°240 to N°260. Occasionally, symmetric small-scale cross-laminations (F3a) affect the top of rhythmic climbing ripples. Paleocurrents direction indicates paleo-direction of flow toward N°220. In other places, symmetric small-scale cross laminations (F3b) correspond to the whole muddy sand bed.

U14 includes tractional deposition from turbulent flow in the form of current and climbing ripples alternating with suspension fallout, in places reworked by wave forming wave

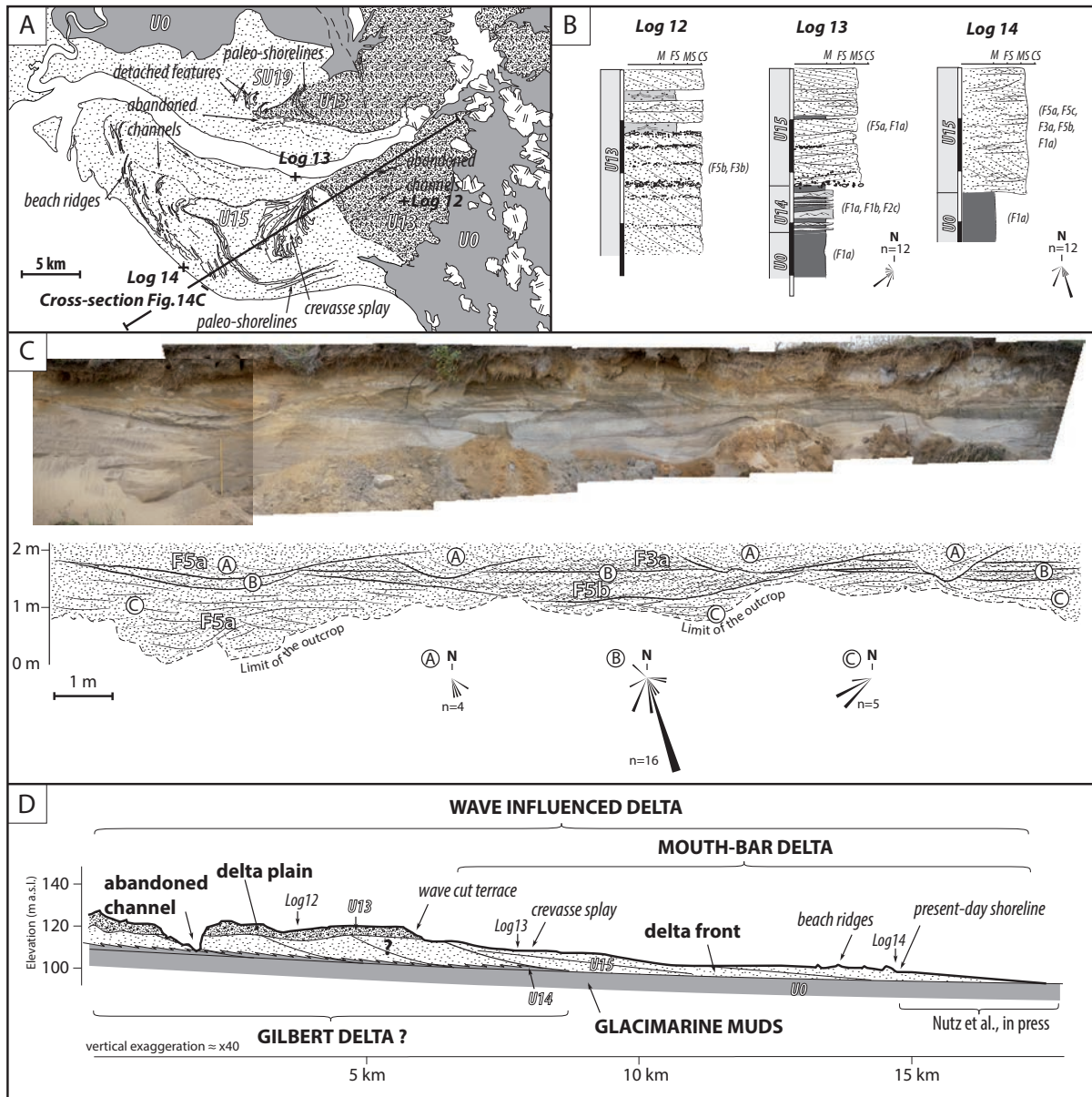


Fig. 13. Sedimentary description and interpretative architecture of the lower eastern part of the Saint-Jean basin (transect 6). A) Simplified geological map (modified from Daigneault et al., 2011) and identified geomorphic features. B) Logs illustrating lithologies and facies from logs 12 to 14 (location Fig. 13A). C) Line-drawn cross-section displaying large-scale internal architectures of U15. First-order pattern is characterized by through cross laminations (F5a) at the base, overlain by small scale unidirectional laminations (F3a). At the top, regular m-scale filled incision rework the succession. D) Interpretative transect 6 displaying a Gilbert delta grading laterally to a wave-dominated mouth-bar delta deposited onto glacial marine to prodeltaic mud.

ripples (Fig. 14B). Paleo-directions of flow toward the southwest allow attributing turbulent flow as originated from river-derived flows. Heterolithic facies of U14 (Fig. 14B) is interpreted as a delta bottomset deposit.

U15 - U15 sharply overlays U14 and corresponds to 4 m thick medium sand unit (Fig. 13B). Also observed in log 14, U15 is made of 0.1 to 0.5 m thick beds including from base to top,

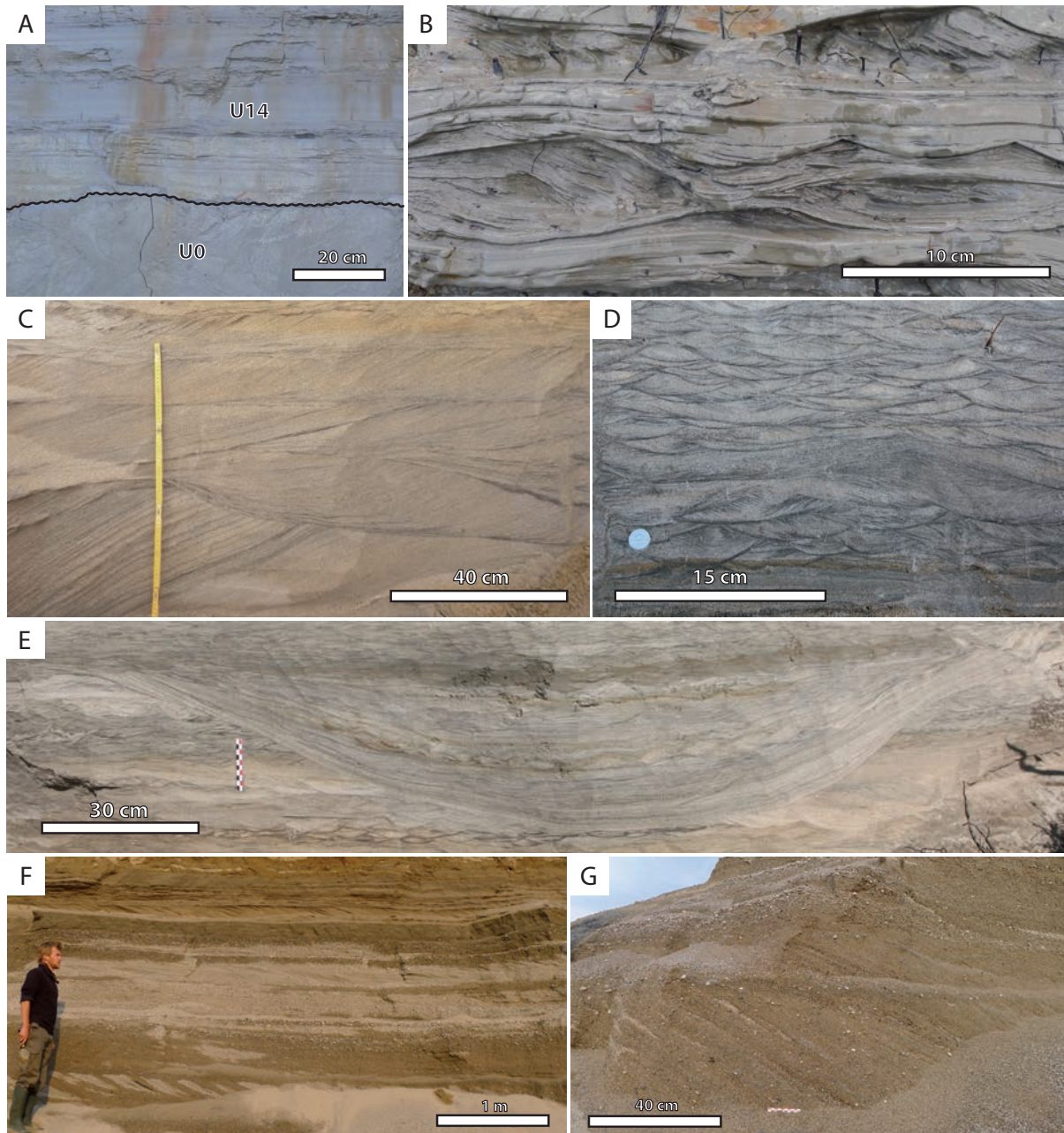


Fig.14. Sedimentary architectures and facies from transect 6. A) U0 erosionally overlain by U14 in log 13. B) Alternation of tractional and suspension fallout deposition occasionally affected by oscillatory current in U15. Facies association represents delta bottomsets. C) Fluvial-derived 3D dunes laminations in the lower part of U15. D) Current ripple laminations in the upper part of U15. E) Scour and fill in U15. F and G) Superimposed gravelly fluvial bars in U13.

trough cross stratifications (F5a) incised by m-scale wide and 0.5 m deep trough shaped scour filled by unidirectional small-scale cross laminations (F3a), planar cross laminations (F5b) and by sigmoidal cross stratifications (F5c). Basal trough cross stratifications are dominated by a mean paleo-directions of flow around N°240. Above, in trough shaped infill, unidirectional small-scale laminations, planar cross stratifications and sigmoidal cross stratifications are widely dispersed even if slightly dominated by paleo-directions of flow around N°130 to N°160

U15 is dominated by tractional deposits from turbulent flow in lower flow regime conditions. 3D dunes, bars and current ripples are prevailing (Fig.14C, and D). Scours (Fig.14E) indicate occasional powerful currents. Paleocurrents in dunes (Fig.14G) suggest genetic relationships with fluvial derived flow. In opposition, paleocurrents in bars and ripples are perpendicular, attributed to another transport process not controlled by fluvial flow. Regarding the preserved paleo-shorelines orientation in the surrounding area (Fig.13A), bars and current ripples rather suggest alongshore migration. U15 represents low-angle delta foresets deposits (Fig.13B) recording alternations of fluvial sediments input and subsequent wave-derived reworking to form wave-influenced delta progradation (Bhattacharya and Walker 1991; Bhattacharya and Giosan 2003). Abandoned channels suggest several distributary channels that should have deposited several mouth lobes likely progressively amalgamated. A preserved crevasse splay landform (Fig.13A) documents occasional river-derived overflowing while the successive paleo-shorelines evidence intense wave action laterally to the fluvial effluent.

All together, U13, U14 and U15 associated with the preserved morphologies suggest large-scale deltaic sedimentation (Fig. 13D). Delta plain (U13) was firstly aggradational from braided river (type A sensu Postma 1990) likely feeding unobserved foresets connected to bottomsets (U14) that characterize a Gilbert delta. Subsequently, modifications in fluvial regime led to fluvial plain incision by closely spaced stable channels (type C sensu Postma 1990) feeding the delta front and generating prograding mouth-lobes (U15). Permanent coastal activity is recorded in the form of wave cut terraces, preserved beach ridges and paleocurrents in mouth lobes evidencing the contribution of coastal currents to form a wave-influenced mouth-bar delta.

SYNOPTIC SECTIONS AND EMPLACEMENT CHRONOLOGY

Three synoptic sections based on surficial sediment map (Daigneault et al., 2011) and transect correlations are proposed (Fig.15). They provide the basin-scale architecture of the Saint-Jean basin in the axial domain and in two adjacent transverse systems. Transects 1 and 2a-b-c have been associated to form a synoptic section of the northern part Saint-Jean basin (Fig.15A) which covers the entire denivelation from the marine limit (220 m a.s.l.) to the present-day lake level (100 m a.s.l.) in the central part of the basin (Fig.15A). This northern section is more or less parallel to the ice-front retreat trajectory and is expected to represent the axial system of the basin. Transect 5 and 6 have been associated to provide a 17 km long eastern section (Fig.15B) which starts at 220 m a.s.l. and interrupts at the present-day lake level (100 m a.s.l.). This section is perpendicular to the reconstructed ice front retreat trajectory; it represents the eastern transverse system. Finally, transect 3 and 4 have been correlated to get the 8 km long

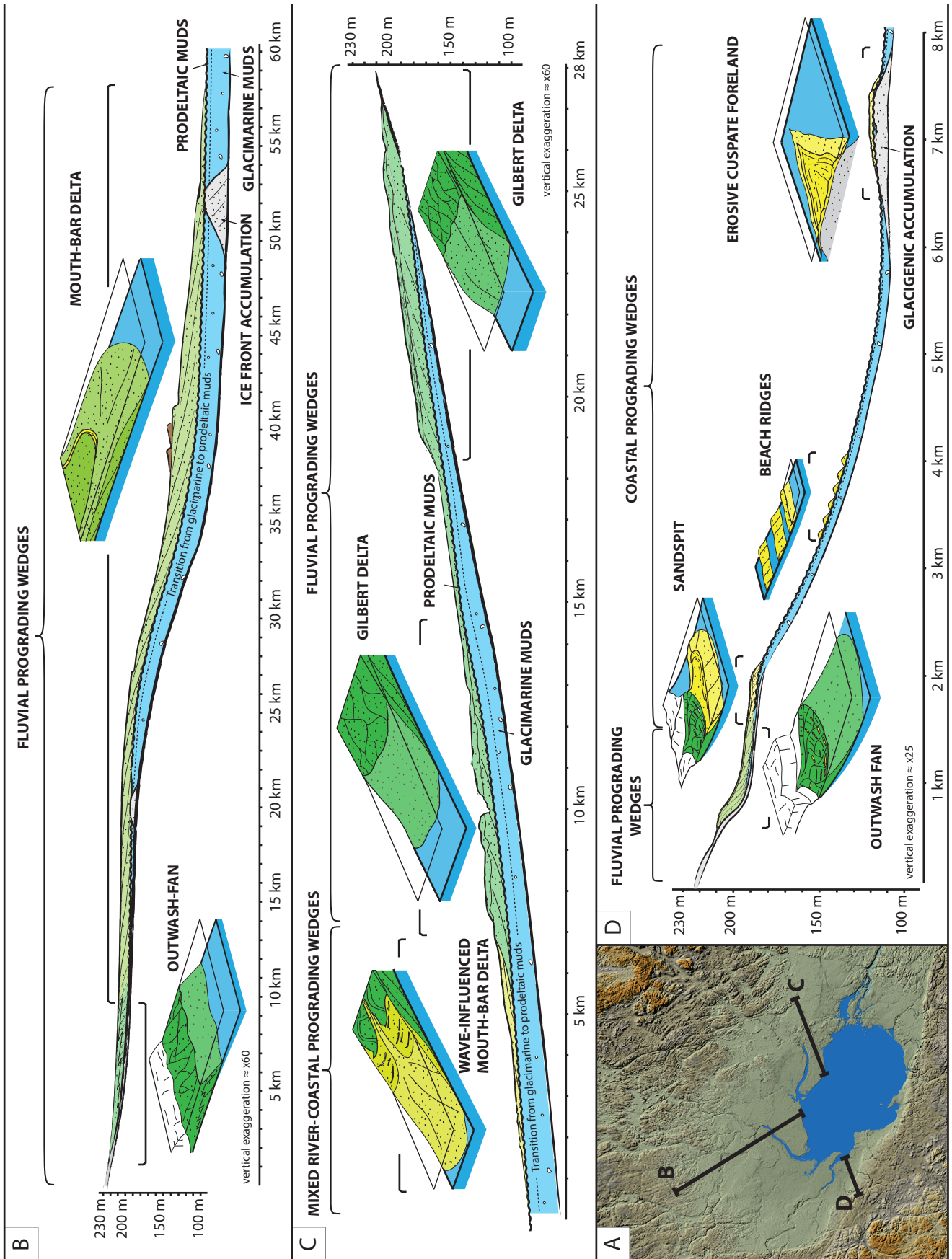


Fig.15. Basin-scale sections of the Saint-Jean basin. Green features represent prograding fluvial constructions while yellow features represent prograding coastal constructions. A) Location map of the three presented sections. B) Section in the axial system of the Saint-Jean basin. Sedimentation is dominated by fluvial progradation from outwash-fan in the early period, rapidly replaced by mouth-bar delta progradation. C) Section in the eastern transverse system. In early period, sedimentation is derived from fluvial activity in the form of «classic» Gilbert delta fed by sandur. Later, mouth-bar delta developed accompanied by the incision of the delta plain. D) Sections in southwestern transverse system. Sedimentation was briefly dominated by fluvial dynamic in the form of outwash-fan. Rapidly, coastal progradations emplaced in the form of sandspit, later successive beach ridges and erosive cusped foreland developed.

southwestern section (Fig.15C), ranging from the marine limit (210 m a.s.l.) to 113 m a.s.l. Orientation is perpendicular to the reconstructed ice front retreat trajectory; it represents the western transverse system. The chronology of the sediment emplacement is derived from absolute datings (table 1) and from correlation to the age of the maximum marine and lacustrine shorelines all around the basin.

Flooding sequence

The lower part of each sections display a similar succession. Directly stacked on the bedrock, sub-glacial sediments (F9) have been occasionally observed (transects 1 and 3) and rely to the late LIS evolution shortly before deglaciation of the study area. Above, isolated sand/conglomerate mounds (transect 2 and 4; U1, U3 and U4) attributed to ice-contact accumulation (F9a, F8, F6a, F4b, F4c, F3a, F1a) have been identified. They relate to ice-front short-term stillstands (Lajeunesse and Allard 2002; Powell and Cooper 2002) during the general retreating trend of the ice sheet and suggest a stepwise deglaciation. Ice front accumulations are then sealed by glaci-marine muds, progressively fining upward to prodeltaic muds (transect 1 – 6) throughout in the Saint-Jean basin. The vertical transition from proximal (F1c) to distal glaci-marine (F1a, F1b) and then prodeltaic (F1a, F1b) sedimentation reflects the progressive retreat of the glaci-marine ice front and the subsequent transition to fluvially derived sedimentation. The extensive mud sheet is referred to as the Laflamme Mud Formation (Laverdière and Mailloux 1956; Daigneault et al., 2011; Nutz et al., in press). Comparable successions, superimposing ice front accumulations and overlying glaci-marine muds, have formed in marine as well as in lacustrine settings related to the LIS evolution (Syvitski and Praeg 1989; Syvitski and Lee 1997; St-Onge et al., 2008; Nutz et al., in press).

Several dates are available to constrain the age of the deglaciation in the Saint-Jean basin. OSL ages have been obtained at the base of the glaci-marine mud (118 m a.s.l., Fig. 9B) and in the higher (195 m a.s.l.; Fig. 6A) (i.e., oldest) beach sediment (Fig.7B) at the western margin of the basin. They are expected to provide the age of the maximum marine flooding at

least in the western part of the basin. Glacimarine mud indicate an age of $14\,600 \pm 1\,200$ yr BP while the age of the beach deposit is $14\,500 \pm 2\,000$ yr BP. In addition, radiocarbon datings provided ages on marine shells. The oldest one collected in the western part of the basin is estimated at $12\,880 \pm 107$ Cal yr BP and provide the minimum age of the marine flooding that will be used in the following part of the manuscript. This is older than previous estimates and will be further discussed.

Above the flooding sequence, each sections display typical prograding wedges that are presented below separately for the axial and the two transverse systems.

Progradation in the axial system

In the axial system, sedimentation overlaying the flooding sequence is fluvially-derived from the ice free of the study area up to the present-day period. It is represented by the marine limit transect then grading to the Mistassini mouth system (Fig. 15B). Section starts northward with outwash fan deposits (F9a, F5a, F3a, F2a). Sandur fed mouth sedimentation in the form of sustained, sediment-laden unchannelized flow depositing successive sand sheets on large-scale oblique bedding plane (Fig.15B). Southward, prograding outwash fans are rapidly replaced by mouth-bar delta through lobes progradation (F5a, F5b, F3a, F6a, F4, F2a, F2c, F1a). Sedimentation takes place alternatively in the proximal or in the intermediate and distal domains. This reflects variations in river discharge (Kneller, 1995) and deposition can be interpreted as the result of alternations of background sedimentation in confined mouth and underflow/hyperpycnal flows (Mulder et al., 2003; Zavala, 2010) that were repeatedly able to plunge and transport sediment up to mouth-lobes (Fig.16). Longitudinal extent of mouth lobes is difficult to estimate from exposure. However, Nutz et al. (in press) show termination of mouth-related deposition up to 7 km off the present-day fluvial mouth, suggesting a probable mean mouth lobes development up to 4 to 5 km long in the downstream water body. In deep part of the Lake Saint-Jean, confined mud lobes have been identified and attributed to distal fluvial derived sedimentation resulting from underflow/hyperpycnal flow sedimentation (Nutz et al., in press). The lack of abandoned channels morphologies onto early emerged mouth lobes suggest the early emplacement of a single, deep incised, stable fluvial channel, in places associated with lateral wave cut terraces (Fig.15B). Downslope, Mistassini and Ashuapmushuan mouth lobes enlarged (Fig. 5A), and coalesced. At the top, eolian deposits mark the transition to terrestrial sedimentation since the mouth emergence.

Although absolute datings are not available, transition from outwash fans to mouth-lobe progradation occurred in early time as suggested by their elevations (Fig. 15D). Considering mouth lobes reaching up to 5 km beyond the fluvial channel termination, the transition from

marine to lacustrine deposit in the axial system is located 5 km downstream of the estimated Mistassini mouth (Fig.1) at the marine to lacustrine transition (Fig.2B). This fits with the transition from elongated to enlarged mouth lobes that suggest elongated mouth lobe development during the marine period and enlargement from the marine to lacustrine transition. Marine to lacustrine transition is estimated at $8\,486 \pm 613$ Cal yr BP (corrected and calibrated from Roy et al., 2011). Consequently, during the marine period (i.e., $\sim 4\,500$ yr), progradation covered ~ 41 km implying an averaged progradation rate of ~ 9.11 m.yr⁻¹. Subsequently, during the lacustrine period (i.e., $\sim 8\,500$ yr), progradation reached up to 22 km recording an averaged progradation rate of ~ 2.5 m.yr⁻¹. Finally, at the top of the succession, OSL age from eolian deposits indicates $4\,300 \pm 300$ yr BP. This provides a minimum age for the mouth lobe emersion.

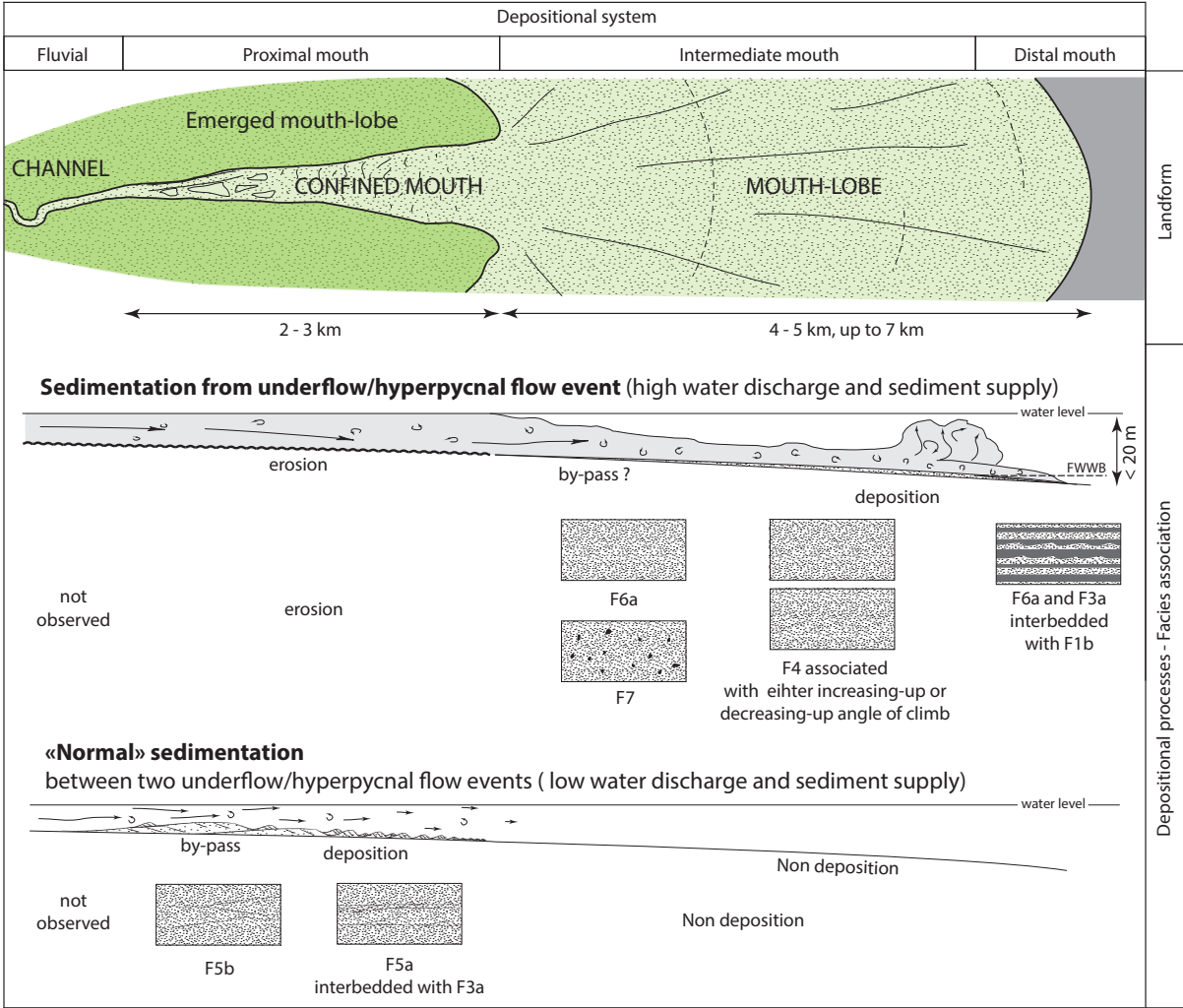


Fig.16. Conceptual depositional model for the mouth-bar delta in U5. Facies associations related to proximal, intermediate and distal locations are attributed to confined mouth, mouth lobe and distal mouth-lobe below the wave-base, respectively. Deposition in confined mouth reflects background sedimentation related to low water discharge and sediment supply. In contrast, deposition in the mouth lobe is genetically related to underflow/hyperpycnal flow events from episodic high water discharge and sediment supply.

Progradation in the eastern system

In the eastern transverse system (Fig. 15C), prograding wedges are firstly fluviially-derived but progressively more influenced by coastal dynamic. Between 190 and 160 m a.s.l., a Gilbert delta (F5a, F6a, F4c, F2a, F3b, F7) built on up to 11 km long fed by braided rivers (F5a, F5b). Downslope, at 130 m a.s.l., another deltaic system is revealed by the aggradation of a delta plain characterized by braided rivers (Fig. 13). Subsequently, the delta plain has been incised and deposition area migrated from the delta plain to mouth environments. Deposition finally involved wave-influenced mouth lobes (F5a, F3a, F5c, F5b, F1a) in front of channels that subsequently have amalgamated to generate a large wave-influenced mouth-bar delta.

In the eastern transverse system, the Gilbert delta is located above the estimated maximum lake limit (Fig. 2B) and consequently attributed to the marine period. In opposition, the aggrading delta plain attributed to a Gilbert delta and the wave influenced mouth-bar delta are located below the estimated maximum lake limit and thus relates to the lacustrine period (i.e., posterior to $8\,486 \pm 613$ cal. yr BP). Transition from the Gilbert delta to the wave-influenced mouth-bar delta illustrates a sudden modification in the fluvial regime. Modification of sediment supply and water discharge may relate to the ice sheet melting out of the Saint-Jean catchment, occurred at 7.5 cal. kyr. It makes sense to consider that at this time, sediment supply as well as water discharge have been drastically reduced resulting in the transition from prevailing gravelly sand to sand sediments. In addition, modification in the sediment supply/water discharge ratio can also be expected. A diminution of the ratio mainly driven by the decrease could have enhanced delta plain incision. Consequently, the melting out of the LIS over the Saint-Jean catchment is considered as the forcing factor for the transition from the aggradational delta plain to the mouth-bar delta emplacement during the lacustrine period.

Progradation in the western system

In the southwestern transverse system, sedimentation overlaying the flooding sequence is firstly fluviially-derived, fastly replaced by coastal deposits (Fig. 15D). This section starts with outwash fan deposits (F6a, F3, F4, F1a, F2b) developed between 200 and 180 m a.s.l. Basinward, it grades to a sand spit system (F5a, F5c, F3a), pinching out at 170 m a.s.l. Transition from outwash fan to sand spit marks the end of glaciofluvial and then fluvio-glacial sedimentation in this part of the basin. Downslope, between 170 and 120 m a.s.l., successive raised beach ridges (Daigneault et al., 2011) directly lie on the glacimarine muds (Fig.11D). Laterally, successive paleo-shorelines underline a triangular positive topography (6 – 13 m high, 5.5 km wide and 1.6 km long) (Fig.15D) that corresponds to a cusplate foreland derived from wave action (Ashton 2009) in coastal domain (Fig.17B, 19). Basinward, at 120 m a.s.l., inherited

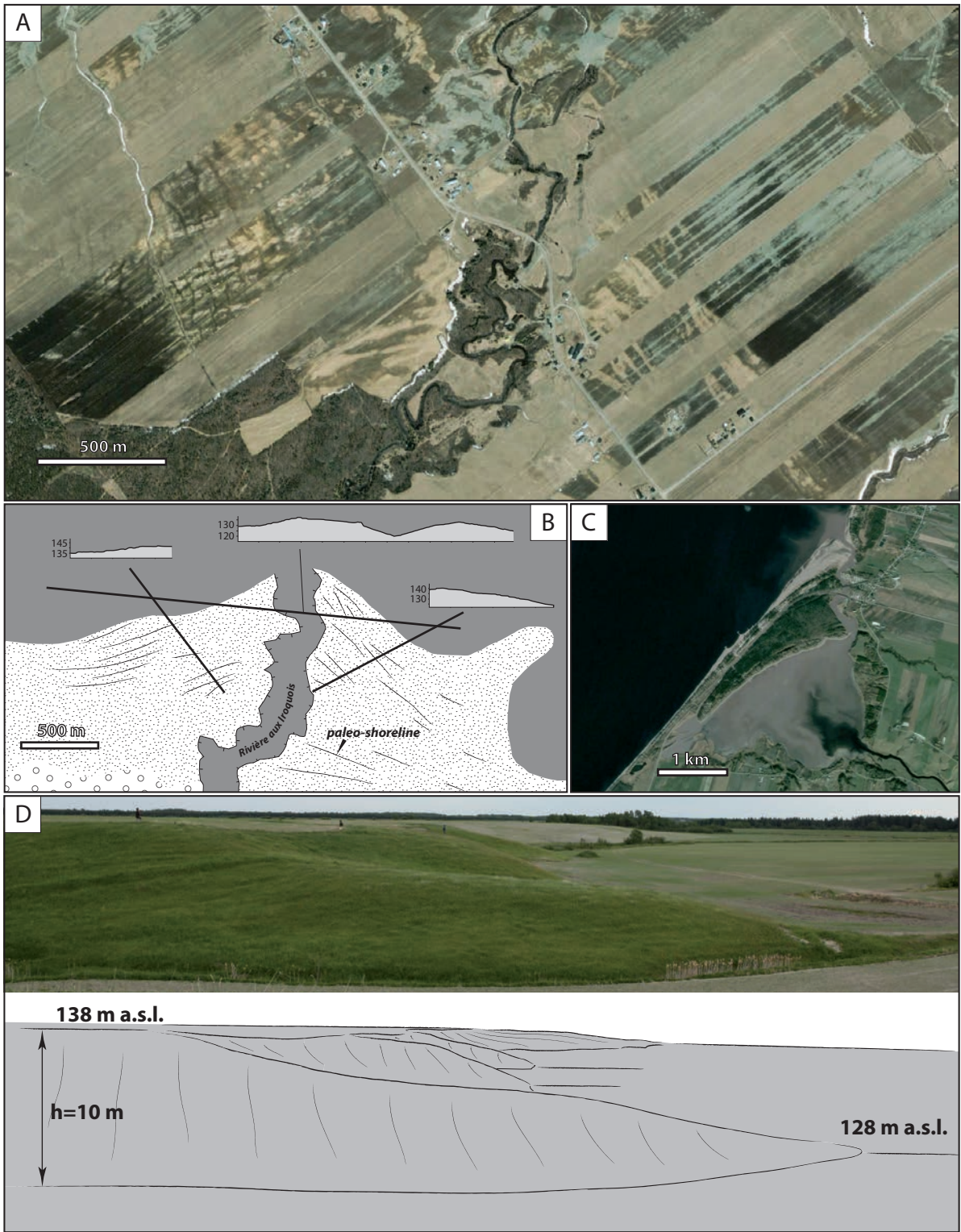


Fig. 17. Geomorphic landforms related to coastal dynamics. A and B) Raw satellite image (googleearth) and interpretation of a fossil cusped foreland in the western part of the basin (location Fig.1A). White areas consist of sand or gravelly sand while grey is mud. Black lineations represent paleo-shorelines. Topographic profiles illustrate the positive triangular landform. C) St-Gédéon sandspit in the southern part of the lake (location Fig.1A). D) Wave-cut terrace marking the Alma threshold emergence in the north-eastern part of the basin.

topography of glacial sand accumulation has been reshaped by wave into an erosive cusped foreland (Fig.17C).

Even if absolute ages are lacking, proglacial outwash fan, sand spit, cusped foreland and raised beach ridges are located above the estimated maximum lake limit. Thus, they emplaced during the marine period of the basin before $8\,486 \pm 613$ cal. yr BP.

DISCUSSION

Implications of new datings for revised paleogeography

New OSL and radiocarbon datings (Table 1) indicate that the post-glacial marine flooding of the Saint-Jean basin occurred, at least, before $12\,880 \pm 107$ cal. yr BP. First, this is more than 700 years older than the age estimated by Dionne (1972) and 2 500 years older than the age estimated by Occhietti et al. (2011). Second, this provides a minimum age that is 500 years younger than the age of the deglaciation at the Saguenay fjord and Saint-Lawrence confluence (Fig.18B), based on the oldest marine shells that indicate $11\,740 \pm 0,080$ ka BP (Dionne and Occhietti, 1996), equivalent to $13\,635 \pm 0,110$ cal. ka BP in the lower part of mud related to the Goldthwait marine flooding. This suggests a high rates of ice-front retreat, estimated between $0,206$ km.a-1 et $0,372$ km.a-1, to reach the northern part of the Saint-Jean basin, 200 km northward, in 972 to 538 years. We argue that the only way to explain this particular configuration is to refer to a rapid ice front retreat from intense calving activity at the ice front into the bay that occupied the Saguenay graben and then the Saint-Jean basin (Fig.18B). This new configuration draws an embayment occupied by marine water over the Saint-Jean basin and bordered by the LIS on surroundings highlands. This is comforted by the northeast basinward orientation of the outwash fans at the southwestern margin of the basin, incompatible with the previously

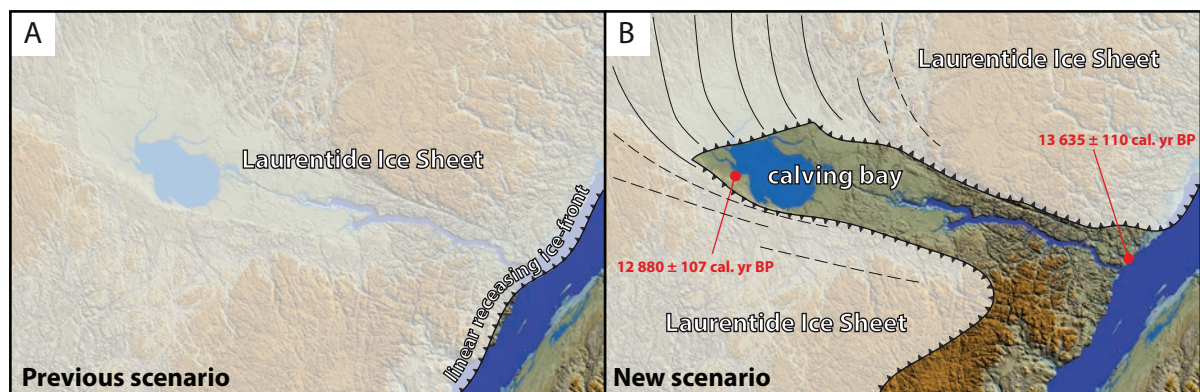


Fig.18. Laurentidian ice sheet south-eastern margin at 12.9 cal. kyr BP in the Saint-Jean basin. A) Estimated configuration in previous studies (Dyke et al., 2004; Occhietti et al., 2011). B) Calving bay configuration based on sedimentologic interpretation and new datings from this study. Dating at the base of the glacimarine muds in the Saint-Jean basin and the age of the oldest marine shell at the downstream end of the Saguenay graben in the Saint-Lawrence estuary are located to indicate minimum ages of the ice-free for the different areas.

assumed northwestward linear retreat of the LIS ice front that should have generated prograding outwash fan in opposite direction. More generally, topography, especially of large valley going from the northwest toward the Saint-Lawrence estuary could have provided preferential rapid ice retreat path during the latest deglaciation.

Controls on sedimentation

The three synoptic sections highlight the sedimentary development in three contrasted parts of the basin (Fig. 15). A variety of fluvial systems have been identified (outwash fans, Gilbert delta, mouth-bar delta, Fig. 19) suggesting spatial and temporal variability in depositional controls. In the following, the impacts of base-level change, fluvial regime and inherited topography on sedimentation are discussed with respect to their particular evolution during deglaciation.

Base level change – The Late Pleistocene and Early Holocene deglaciation led to post-glacial flooding of the overdeepened area of the Saint-Jean basin. This marine flooding is part of a general transgressive trend at the origin of the post-glacial seas in Québec (Dionne 1972; Hillaire-Marcel 1980). In the same time, glacio-isostatic rebound resulting from ice-sheet thinning and deglaciation caused relative sea level fall and rapid forced regression. Rates of base level fall are first very high in the early period, and then progressively decrease from attenuation of the glacio-isostatic uplift (Boulton 1990; Dionne and Occhietti 1996). This strongly differs from the evolution of rate of base level fall related to eustatic forced regression which first slowly increases up to a maximum and then decreases progressively (e.g., Plint and Nummedal 2000; Catuneanu 2002).

In the Saint-Jean basin, large-scale morphology and architecture of prograding systems reflect variable progradation and aggradation configurations that are related to the rate of base level change (Posamentier and Allen 1993; Heller et al., 2001; Ritchie 2004a). In the axial system, during the 4300 years long marine period, shoreline graded from 218 m a.s.l. to 150 a.s.l. that suggest a 1.7 cm.yr^{-1} mean rate of base level fall during the marine period. The associated basinward mean migration rate of the shoreline (9.11 m.yr^{-1}) led to rapid mouth lobes progradation generating elongated mouth-lobes (Fig. 19A; sensu Ritchie, 2004a). As a consequence, fluvial channels have early incised deep valley, inhibiting fluvial lateral migration and promoting wave cut terraces development laterally to the fluvial mouth (Hart and Long 1996; Hellert 2001; Ritchie 2004a). From the transition to lacustrine environment up to present-day (8500 years), shoreline in the axial system graded from 150 m a.s.l. to 100 m a.s.l. reflecting a 0.6 cm.yr^{-1} mean rate of base level fall during the lacustrine period. The associated shoreline migration is largely reduced, estimated at 2.5 m.yr^{-1} , that generated coalescent mouth lobes (Fig. 19A) in the form of a regressive apron sensu Ritchie (2004a).

Although this transition is sudden, related to a local configuration in the Saint-Jean basin case, identical trend but in a more progressive way can be expected in other isostatically-dominated deglaciation sequences experiencing attenuation of glacio-isostatic rebound. The progressive or abrupt transition from forced regressive elongated prograding wedges to more laterally extended forced regressive aprons (Fig.19B) characterizes the evolution of the glacio-isostatic uplift.

Fluvial regime – Sediment supply as well as water discharge are assumed to be closely related to the fluvial regime (Blum and Törnqvist 2000), largely dependent on the LIS evolution in the Saint-Jean basin. During glacial period, sediment supply is expected to be of 10 orders of magnitude higher than during post-glacial related fluvial sedimentation (Church and Ryder, 1972; Ballantyne, 2002). This sediment supply subsequently decreases during relaxation times (10^1 – 10^4 years; Ballantyne 2002) up to the pre-glacial situation feeding paraglacial sedimentation. Strongly related to local configurations (i.e., size and slope gradient of the catchment), relaxation times varies from a basin to another one, but also within a same basin, related to various local fluvial systems fed by various local catchments. In the Saint-Jean basin, sediment supply evolution has been inferred (Nutz et al., in press) from the central part of the basin, based on the fine-grained succession. It is firstly high, progressively reducing since the LIS ice front melting out of the Saint-Jean catchment that marks the glacial to post-glacial transition for the basin. Afterwards, sediment supply is drastically reduced mainly resulting from tills reworking and raised delta incisions to progressively reach the present-day configuration. In peripheral part, sediment supply evolution is expected to have similar trend, from high sediment and water supply in early period to low in late period.

LIS melting led to extreme sediment yields from abundant meltwater overall the basin in the early period. However, the progressive increase of coastal influence on sedimentation in the two transverse systems is considered to reflect the decreasing of fluvial energy during the deglaciation up to the abandonment of several fluvial systems marking the local relaxation time. Duration of relaxation nevertheless strongly varied, especially from axial to transverse systems that were not fed by catchment with similar extent. In addition, reworking from fluvial incision of sediments previously deposited on delta plain or mouth lobes probably lengthens relaxation time. This evolution rapidly occurred after the maximum marine flooding in the western section. In the eastern section, fluvial and coastal influences coexisted while in the axial system, fluvial sedimentation prevailed throughout the basin development. Increasing coastal sedimentation (Fig.17) through time is considered to reflect the decrease of fluvial influence resulting from glacial to post-glacial configuration. This is considered as a characteristic evolution during deglaciation period.

Secondly, the transition from unstable bedload channels characterizing early feeder systems to stable incised channel characterizing the late feeder systems, reflects the progressive attenuation of sediment supply (Postma 1990; Blum and Törnqvist 2000). Although channel incision is related to the base level fall, part of the process can also be related to the evolution of the sediment supply in comparison with the transport capacity of water discharge. High sediment supply exceeding transport capacity of water discharge tend to force aggradation of fluvial channels and when sediment supply is deficient relative to transport capacity of the water discharge, fluvial channel tend to degrade (Blum and Törnqvist 2000). Thus, evolution from delta systems progressively grading from braided delta plain to channelized stream flows is considered to reflect progressive attenuation of sediment supply.

Decrease in sediment supply during deglaciation is well-recorded in the prograding wedges by the way of the progressive organization of fluvial tributaries (Fig. 19B) and the progressively increasing influence of coastal processes.

Inherited topography – Channel/basin depth ratio (sensu Jopling, 1965; Postma, 1990; Eilertsen et al., 2011) is an appropriate index to examine the various deltaic architectures in the Saint-Jean basin, especially regarding thickness of prograding wedges and the development of steep foresets in opposition to low angle foresets. First member of this ratio corresponds to the depth of channel incising the delta plain. In the Saint-Jean basin, evolution of base level fall and sediment supply led to the evolution from delta plains characterized by unstable braided channels grading through time to deep incised stable channels reflecting progressive channel depths increase through time. The second member of this ratio relates to the basin physiography. It is claimed as an important forcings on prograding architectures (Ritchie 2004b) because it drives accommodation in front of river mouth and controls the height of delta foreset. In the Saint-Jean basin, physiography is derived from subglacial overdeepened topography, attenuated by the subsequent deposition of thick draping glacial marine mud during ice front retreat and progressively enhanced by prodeltaic mud during progradations development. This led to the generation of a shallow basin configuration characterized by relative gentle mean slopes that correspond to 0.2% in the axial system, 0.4% in the southwestern transverse system and 0.3% in the eastern transverse system. Accommodation in front of river mouth was consequently low, except in some localized areas where local slopes are higher.

In the axial system, prograding mouth lobes display deep fluvial incisions, currently downcutting the entire mouth bodies up to the pre-delta sediment (Fig. 5B). This led to a high channel/basin depth ratio (> 1) that generated low-angle mouth progradations. In this case, fluvial water entering the shallow water body remained constrained in vertical dimension and could only deconfined horizontally. Thus, sedimentation takes the form of friction-dominated

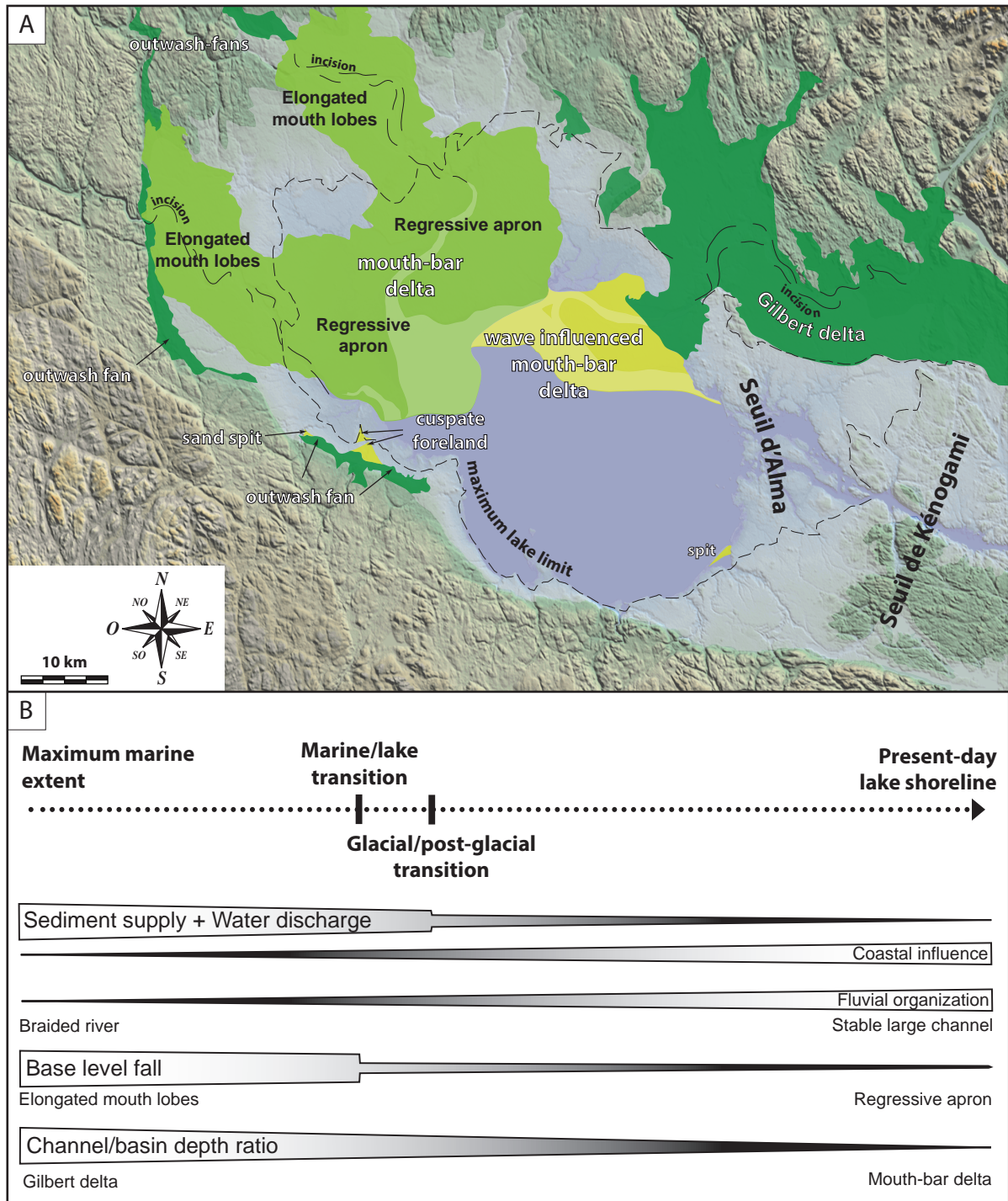


Fig.19. Fluvial and coastal prograding wedges distribution and evolution of their sedimentation controls. A) Synthetic map representing the extent of the Laflamme mud Formation and the spatial distribution of the fluvial and coastal prograding wedges identified in the Saint-Jean basin. B) Controlling factors at the origin of their variability are related to the marine to lacustrine and to the glacial to post-glacial transitions that strongly modified sediment supply, base level fall and the channel/basin depth ratio.

river mouths (Wright 1977).

In the eastern transverse system, the outwash Gilbert delta displays well-developed steep foresets while the downslope wave-influenced mouth-bar delta is characterized by low angle foresets. Gilbert delta was fed by braided rivers characterized by very low channel depth entering in an up to 15 m deep basin. This led to a very low channel/depth ratio generating steep foresets. In opposition, the wave-dominated delta was early incised by deep channels (i.e., up to 5 m deep) entering a less than 10 m deep basin. The channel /depth ratio is at most 0.5, below the 0.6 ratio value estimated as the threshold value to grade from steep to low-angle foresets (Eilertsen 2011), that favored the absence of well defined foresets and the predominance of mouth sediment wedges. In agreement with the channel morphology through time and the basin physiography related to post-glacial basin, a general trend is proposed. We argue that isostatically-dominated deglaciation succession leads to the development of steep delta slope progressively grading to low angle delta slope. Basin slopes being relatively low, basin depths in front of river were relatively low. Thus, evolution of the fluvial channels organization on delta plain mainly drives the channel/basin depth ratio and then the morphology of the prograding wedges. Progressive transition from shallow to deep incised channels led to the transition from steep to low-angle foresets that is interpreted to reflect transition from late-glacial to post-glacial settings (Fig.19B).

Sequence stratigraphy

In the Saint-Jean basin, first-order lithofacies succession shows from base to top: sand and coarse-grained sediments sealed by marine and then lacustrine muds, overlain by thick fluvio-deltaic sand. This succession has deposited in previously flexured basin that are considered to be uplifted through glacio-isostatic rebound since the ice thickness of the overlaying ice sheet started to decrease, before the establishment of ice free conditions. This resulted in glacio-isostatic rebound largely exceeding eustatic sea level rise leading to a continuous fall of the base level during sedimentation that classically define a falling stage system tract succession (Posamentier et al., 1992; Hunt and Tucker 1992, 1995; Plint and Nummedal 2000; Catuneanu et al., 2002).

However, classical interpretation for similar first order lithofacies succession (i.e., sand-mud-sand) would result in interpretation of a transgressive-regressive cycle resulting from rise of base level, highstand and subsequently fall (Fig. 20A). This reveals that classical sequence interpretation does not express the correct base level evolution in glacial environment. Some sequence interpretations for comparable glacial successions nevertheless well-adapted this classical view considering either more or less constant base level (Powell and Cooper 2002), or

the continuous base level fall during deposition (Corner 2006), defining systems tract through facies compositions. Powell and Cooper 2002 delineate glacial maximum (GMaST), retreat (GRST), minimum (GMiST) and advance (GAST) system tracts to reflect glacial advance/retreat cycles in sedimentary successions without any necessary change in eustatic sea level. This makes this model adapted for stratigraphy of glacial periods, but not really suited for transition from glacial to postglacial periods during which the base level is rapidly falling and obviously influences the sedimentation. The model of Corner (2006) describes the emplacement of three distinguished system tracts during the fall of the base level referred to as a deglacial-TST in the form of subaqueous ice front deposits overlain by glacimarine mud; a deglacial-HST made of early deltaic progradations sustained by glacial sediment supply and; a postglacial forced-regressive systems tract (PRST) coeval to the late deltaic progradations. Furthermore, these package subdivisions all emplaced during the fall of the base level and consequently are not adapted for the classical usage of system tracts whose identification aims at reconstructing long-lasting base level variations in fossil successions. Consequently, in this paper we propose to include all the succession, except subglacial deposits, in a single Falling Stage System Tract dedicated to late-glacial period that reflects sedimentation during a durable base level fall (Fig. 20B) resulting from the effect of glacio-isostatic rebound in glacio-isostatically dominated succession.

Main issue is now to propose strict description to allow further identification of FSST related to late glacial period in isostatically dominated succession and to avoid confusions with transgressive-regressive cycle or forced regressive wedges related to glacio-eustatism. Based on the Saint-Jean basin (Fig. 20B), such FSST succession can reaches tens of meters thick and extend one hundred kilometers long. Classical stratigraphic surfaces (BSFR; SU) have been located to limit the system tract in addition to two other reflecting internal system tract processes (pseudo-MFS, RSME). The basal surface of forced regression (BSFR) coincides with the bedrock or basal tills upper boundaries. It underlies the subaqueous ice front accumulations (ice contact fan) or directly the glacimarine muds (Fig.15). Above, glacimarine muds are fining upward up to the pseudo-MFS that reflects the transition from marine to terrestrial ice-fronts and then the end of glacimarine sedimentation coevally to the maximum water body extent. Deposits included between the BSFR and the pseudo-MFS corresponds to the deglacial-TST of Corner (2006) (Fig. 20B). Above the pseudo-MFS, coarsening-up prodeltaic muds are deposited reflecting the laterally associated basinward progradation of fluvial systems from the margin of the basin. The regressive surface of marine erosion (RSME) and then of lacustrine erosion (RSLE sensu Nutz et al., in press) tops the prodeltaic muds (Fig. 20B) and bottoms the overlying fluvial and coastal-derived prograding wedges. RSME emplaces when

bathymetry is reduced enough to allow wave action or bottom currents in the lower shoreface to upper offshore. Overlying the RSME, fluvial prograding wedges are sharply stacked or display heterolithic facies attribute to the prograding wedges bottomsets (Fig. 20B). They show variable facies and architecture however following some common trends. In the axial system, fluvial wedges grade laterally from Gilbert (outwash fans) to mouth-bar deltas firstly forming elongated systems and then regressive apron. In transverses systems, coastal influence in sedimentation increase basinward in prograding wedges (Fig.17), up to be prevalent, related to the progressive attenuation of fluvial energy. In coastal prograding wedges, erosional surfaces corresponding to surf diastem (Swift et al., 2003) in places separates a shoreface regressive system (i.e., spit platform) from a strandplain regressive system (i.e., beach) (Figs.6C and 15). Finally, a subaerial unconformity (SU) tops the falling stage system tract and corresponds to the aerial ground surface.

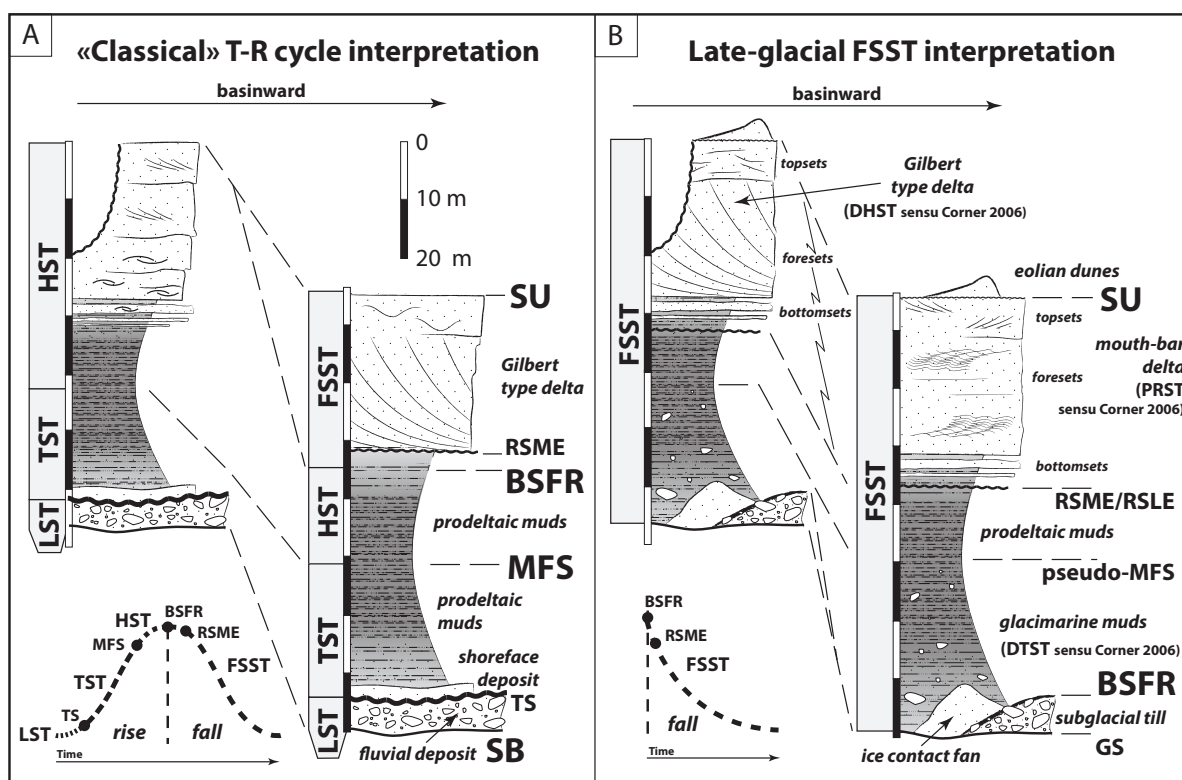


Fig. 20. Sequence stratigraphic interpretations for sand-mud-sand lithofacies superimposition comparable to the Saint-Jean succession. A) «Classical» transgressive-regressive cycle succession, characteristic stratigraphic surfaces and resulting interpreted base level variations. B) Synoptic Saint-Jean basin Falling Stage System Tract succession, characteristic stratigraphic surfaces and associated base level evolution.

CONCLUSION

This study documents the architectures and facies of the Late-Pleistocene to Holocene Saint-Jean basin succession. Three basin-scale sections comprehensively illustrate the isostatically-

dominated deglaciation sequence recorded in the Saint-Jean infill.

Overall the basin, deglaciation and subsequent flooding are recorded by isolated sandy ice front accumulations deposited above the bedrock (igneous Proterozoic or Ordovician sedimentary rocks) or sub-glacial till, overlain by fining-upward glacial marine muds. This succession reflects deglaciation through a glacial marine front that rapidly retreated from the southeast to the northwest, in the form of retreating calving bay before ~13 kyr BP. Above, the axial system as well as the two transverse systems display outwash fans and then fluvial progradations which follow the progressive basinward shoreline migration driven by the base-level fall. In early periods, fluvial wedges generated prodeltaic muds deposition in the central part of the basin, progressively coarsening-up from the basinward progradation, up to be overlain by sandy prograding wedges in late periods. In the axial system, progradation is exclusively fluvially-derived up to present-day. It consists of outwash fans rapidly replaced by mouth-bar deltas. In transverse systems, progradation was firstly fluvially-derived in the form of outwash fans or Gilbert deltas, subsequently replaced by coastal progradation from sand spits, cusped spits, beach ridges or wave influenced mouth-bar delta.

An interpretative sequence stratigraphic model of FSST is proposed including the complete Saint-Jean basin succession. Dedicated to deglacial related FSST, some diagnostic criteria are listed based on the lithofacies succession and the impact of deglaciation on sediment supply, base-level change and basin physiography that strongly influenced prograding wedges development. FSST lithofacies correspond to sand and conglomerate at the base, sealed by fining-up glacial marine muds, coarsening-up prodeltaic muds and then fluvial or coastal prograding wedges. The two general evolutions through time of the rate of base level fall and the fluvial regime strongly dependent of deglaciation led to four general lateral evolution in the prograding wedges: (1) coastal sedimentation progressively increase relatively to the fluvial sedimentation, (2) fluvial tributaries progressively graded from braided rivers to stable large channels; (3) the width of fluvial prograding wedges graded from elongated to apron; (4) delta grade progressively from well-developed steep delta slopes to low angle delta slopes. The presented sequence type for the axial system as well as for the transverse systems is considered as representative for the sedimentological evolution of other forced regressive deglaciation sequence. Identification in the fossil rock record is now the step beyond.

IV.C. MODÈLE DE MISE EN PLACE ET D'ÉVOLUTION DU SYSTÈME DELTAÏQUE DE LA RIVIÈRE PÉRIBONKA : ENREGISTREMENT DE LA TRANSITION GLACIAIRE-POSTGLACIAIRE

Au sein du système transverse Est, un système deltaïque lacustre (IV.B, Fig. 13) a été construit par la rivière Péribonka depuis plus de 8 000 ans. Ce système sédimentaire est issu, au premier ordre, de deux phases distinctes correspondantes premièrement à la mise en place d'une plaine deltaïque aggradante vers 120-130 m d'altitude (cf. IV.B, Figs. 13, U13; Fig. IV-13) associée à un delta Gilbert, et deuxièmement au développement d'un delta de barres d'embouchure influencé vague (cf. IV.B, Figs. 13, U15; Fig. IV-14) après l'interruption du développement de la plaine deltaïque et le début de son incision (IV.B, Fig.13). Cette modification rapide est considérée comme la conséquence de la disparition de l'inlandsis laurentidien du bassin versant du lac Saint-Jean (cf. IV.B). En effet, cet événement est associé à une diminution de la quantité d'eau et de sédiments apportés dans le bassin considérée comme l'origine d'un changement de régime fluvial se traduisant par une modification majeure de la nature des systèmes deltaïques (cf. IV.B). La localisation des paléo-fronts glaciaires de l'inlandsis laurentidien estimée par Occhietti et al. (2011) (Fig. II-10) suggère une sortie de l'inlandsis laurentidien du bassin versant du lac Saint-Jean vers 7 ka BP/7,5 cal. ka indiquant l'âge de la transition glaciaire/post-glaciaire. La datation d'un fragment de bois (échantillon SacA33145, Table II-2) collecté au sein des dépôts d'embouchure de ce système indique un âge de cette transition nécessairement postérieur à 7,9 ka BP/8,8 cal. ka BP, cohérent avec l'âge considéré.

Ce système sédimentaire particulier s'avère donc adéquat pour permettre de zoomer sur la transition glaciaire/post-glaciaire, d'en décomposer les étapes et d'approcher le temps de réponse du système deltaïque à cette modification. De plus, le delta de la rivière Péribonka est le seul delta lacustre du bassin du lac Saint-Jean à avoir enregistré une dynamique de vague significative (cf. Fig. IV-14; IV.B, Figs 13 et 14). Il correspond donc aussi à un exemple de système sédimentaire montrant les interactions entre les dynamiques fluviales et littorales dans un bassin WWB.

IV.C.1. Cartographie des morphologies préservées

La combinaison de photographies aériennes et du modèle numérique de terrain SRTM3 (Fig. IV- 44) a permis une cartographie détaillée des morphologies associées au système deltaïque de la rivière Péribonka (Fig. IV- 45). L'analyse géomorphologique s'est focalisée sur les deux unités sédimentaires qui composent la surface du système deltaïque (cf. IV.B, Fig. 13, U13 et U15; Fig. IV-45B). Ces deux unités correspondent à la plaine deltaïque (U13) et aux dépôts d'embouchure (U15). L'autre unité (U14) n'affleurant pas en surface, n'a pu être étudiée.

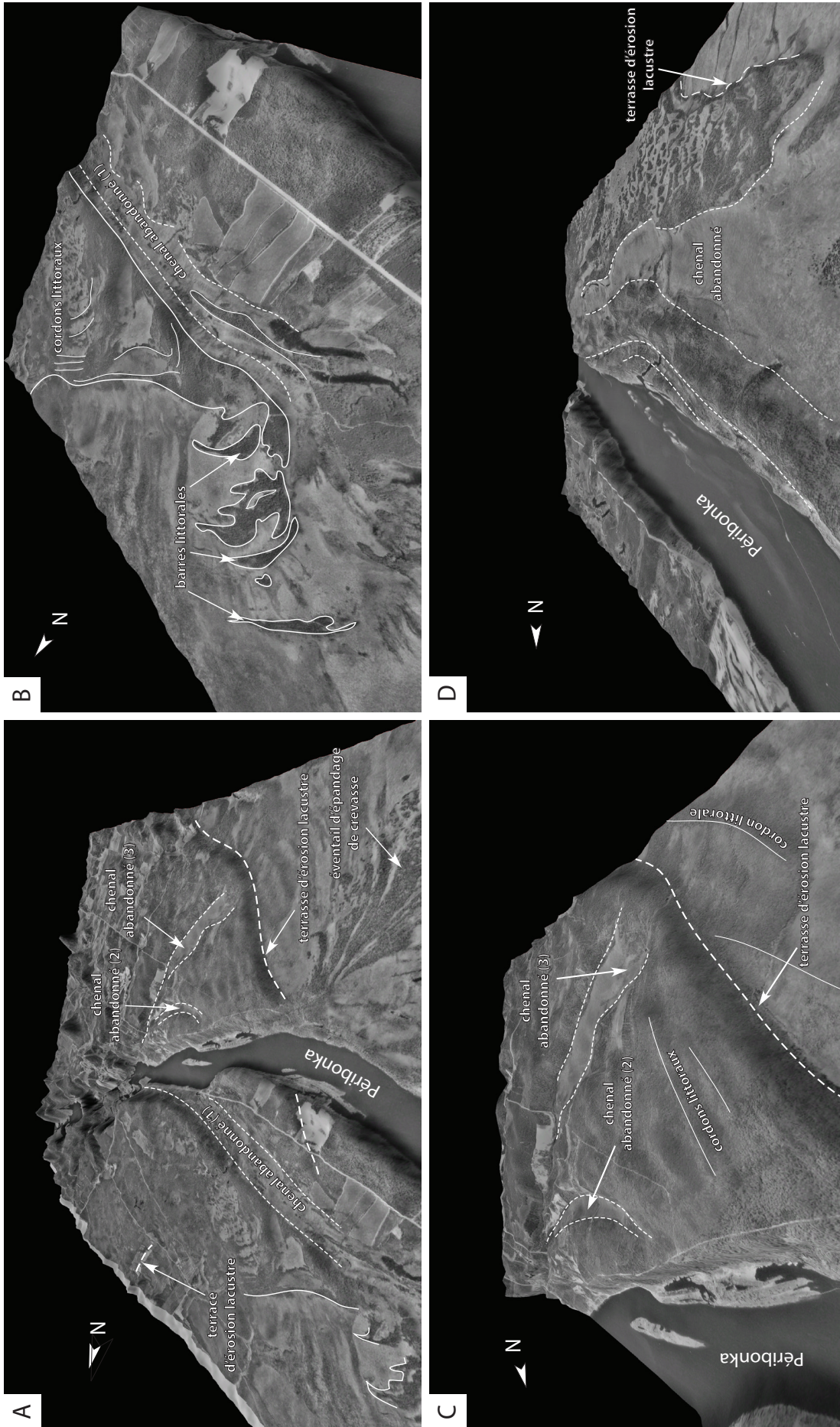


Fig. IV-44. Photographie aérienne combinée au modèle numérique de terrain SRTM3 (exagération verticale X40) fournissant des zooms 3D du système deltaïque de la rivière Péribonka. La localisation des blocs 3D est donnée Fig. IV-45A. A) Vue aval de la plaine deltaïque incisée par les chenaux abandonnés 1, 2 et 3 et par le chenal actuel de la rivière Péribonka (~ 600 m de large à cet endroit). La limite aval de la plaine deltaïque est marquée par la terrasse lacustre. B) Zoom sur la partie nord de la plaine deltaïque montrant les cordons littoraux et les barres littorales à son extrémité. L'incision par le chenal 1 est visible. C) Zoom sur la partie sud de la plaine deltaïque incisée par les chenaux 2 et 3 et bordée par la terrasse lacustre. D) Chenal abandonné dans l'unité des dépôts d'embouchure dont le débouché passe latéralement à une terrasse d'érosion lacustre.

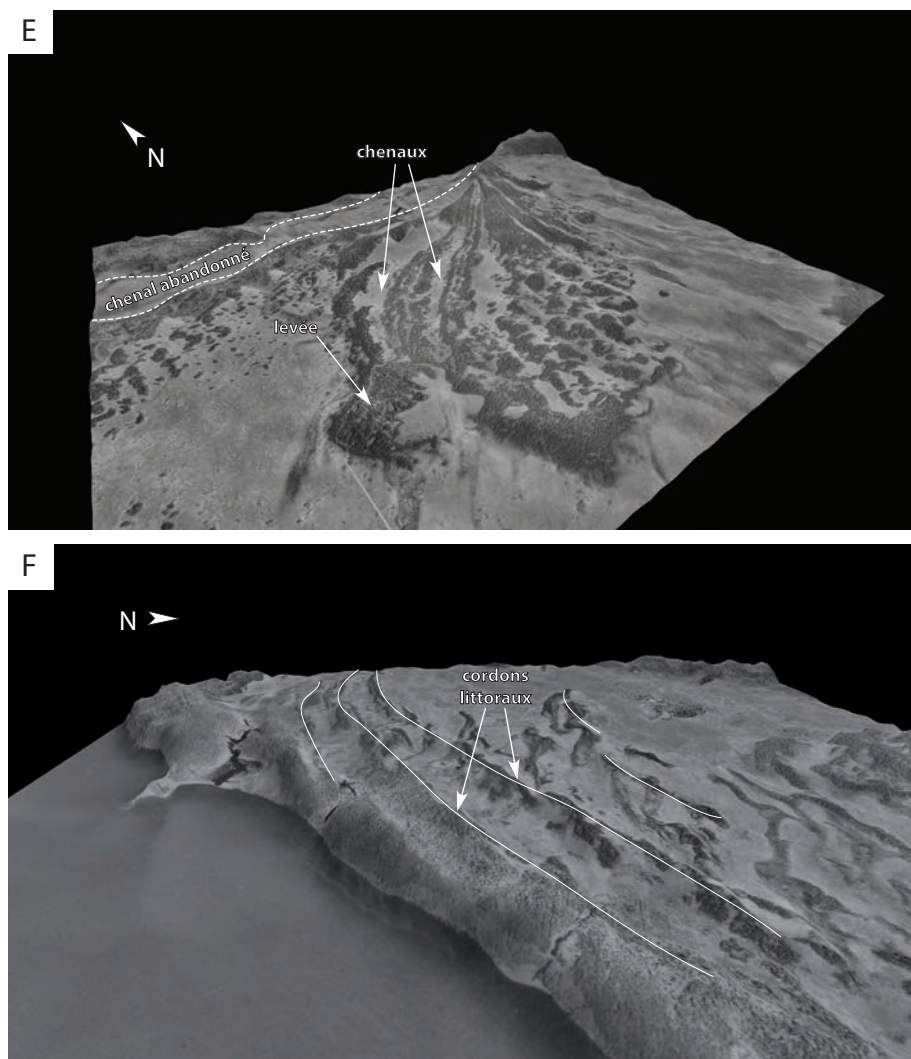


Fig. IV-44. (suite) E) Vue oblique du chenal percé et de l'éventail de débordement de berge associé, montrant une alternance de levées et de chenaux. F) Vue oblique sur des cordons littoraux abandonnés à proximité du trait de côte actuel.

La plaine deltaïque (IV.B, Figs. 13, U13), composée de sables graveleux, correspond à une surface légèrement inclinée vers l'OSO sur une distance d'environ 6 km, passant d'une altitude de 130 m à l'amont à 120 m à l'aval lui conférant une pente moyenne d'environ 0,16%. Elle est incisée par trois chenaux abandonnés, (numérotés de 1 à 3; Fig. IV-45B) dont les largeurs sont comprises entre 200 et 400 mètres, et par le chenal actuel de la rivière Péribonka (Figs. IV-44A, B et IV-45B). Dans la partie Ouest (aval), plusieurs linéations sont interprétées comme des cordons littoraux (Figs. IV-44B, 45B). La bordure Ouest de cette plaine deltaïque est marquée par une terrasse d'érosion lacustre (Fig. IV-44A et C, 45B), elle s'estompe latéralement vers le nord remplacée par des constructions de barres littorales (Fig. IV-44A et B 45B).

Les dépôts d'embouchure, situés en aval de la plaine deltaïque (Fig. IV-45B), sont composés de sables moyens (Fig. IV-7, IV-14). Leur sommet correspond aussi à une surface légèrement inclinée, passant de 118 m à 100 m sur une distance comprise entre 5 et 9

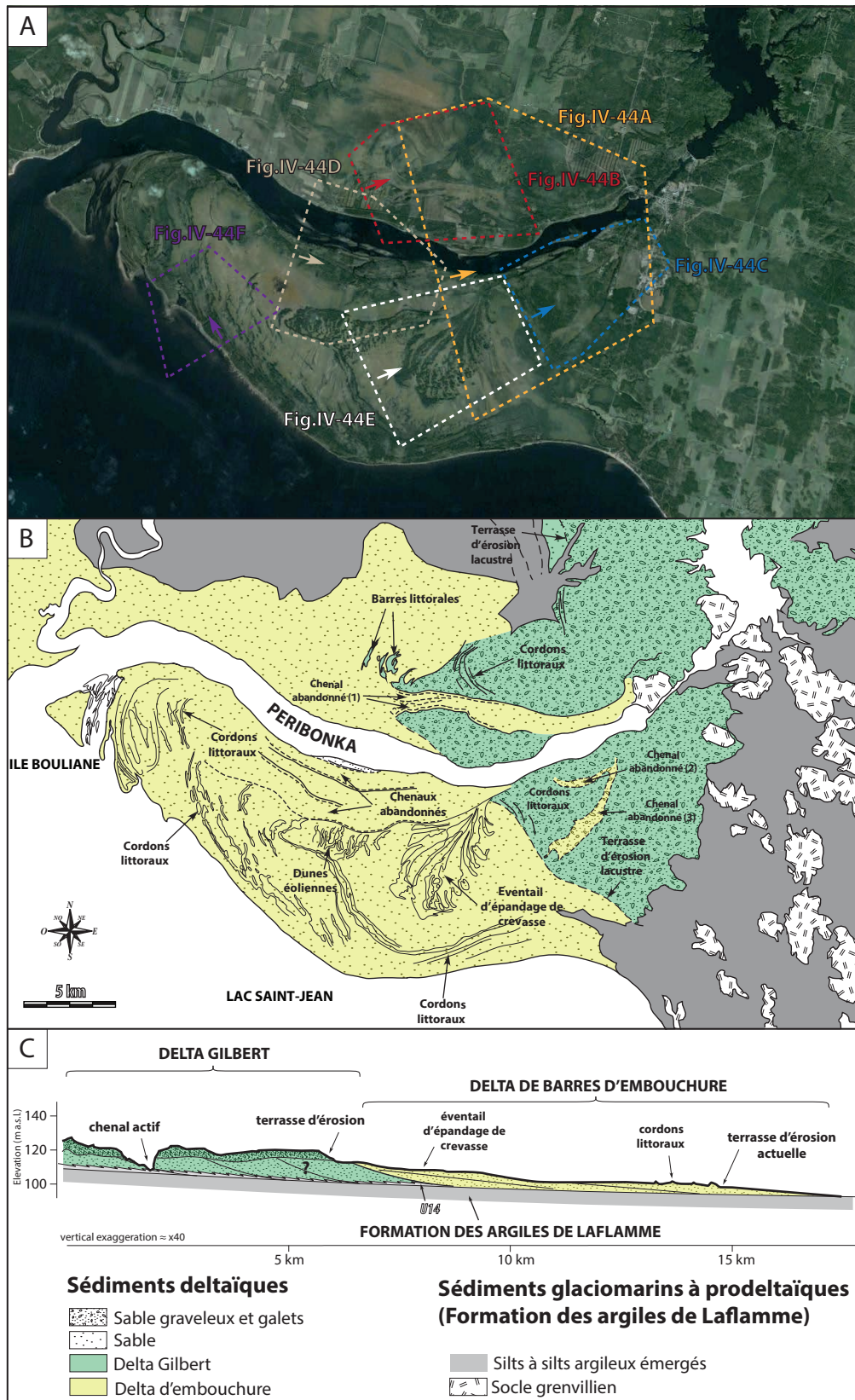


Fig. IV-45. Le système de dépôt deltaïque de la Pointe-Taillon. A) Image satellite (Googlearth) de la zone considérée et localisation des zooms présentés dans la figure IV-44. B) Cartographie des morphologies préservées et localisation des deltas Gilbert et de barres d'embouchure d'après l'interprétation des successions sédimentaires associées (cf. IV.B). C) Transect 2D du système deltaïque de la rivière Péribonka (cf. IV.B, Fig. 13, 14).

km indiquant des pentes moyennes comprises entre 0,2 et 0,36%. L'ensemble de la surface montre une succession de linéations, plus ou moins parallèles au littoral actuel, interprétées soit comme des cordons littoraux soulevés, soit comme des terrasses d'érosion lacustres. Deux chenaux abandonnés ont aussi été identifiés au sein de cette unité. Cependant, ils ne montrent aucune relation directe avec ceux décrit précédemment, incisant la plaine deltaïque. L'un d'entre eux est bordé latéralement par une structure en éventail interprétée comme un éventail d'épandage de crevasse (crevasse splay). La limite visible de cette unité correspond au Nord à la ligne de délimitation des sables d'après Daigneault et al. (2011). Au Sud, elle correspond au trait de côte du lac Saint-Jean. Cependant, les interprétations des profils sismiques ont permis d'estimer la limite sous-aquatique des sables (cf. III.A, Fig.12) marquant la terminaison aval du système deltaïque.

IV.C.2. Modèle de mise en place du système deltaïque de la rivière Péribonka

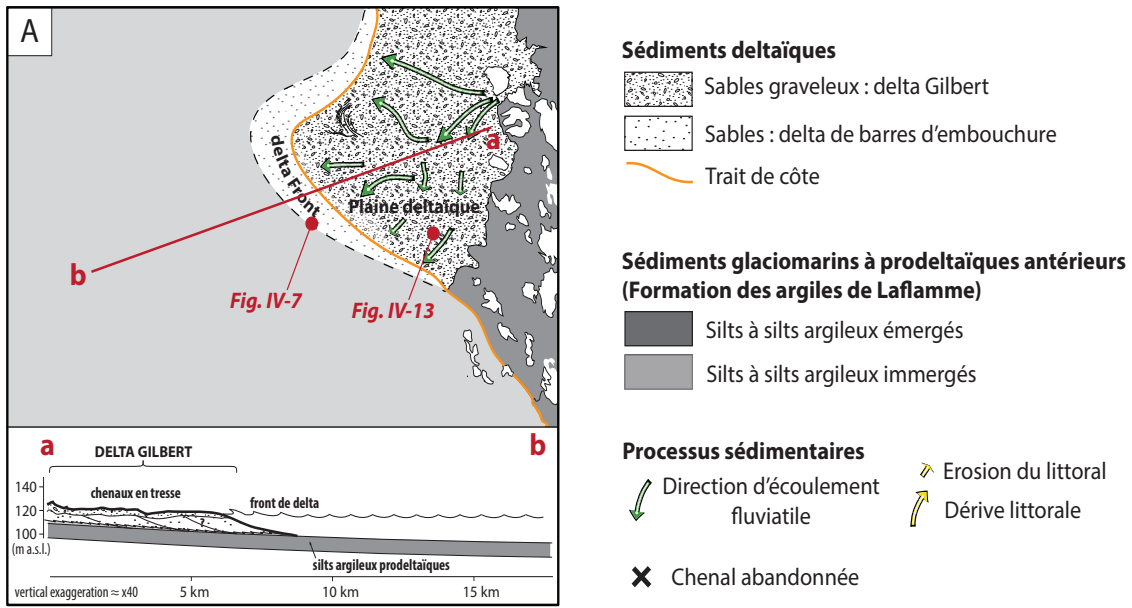
A partir des observations géomorphologiques associées aux données faciologiques (Figs. IV-7, 13 et 14; IV.A, Figs. 13 et 14), un modèle d'évolution est proposé représentant la dynamique sédimentaire du secteur au cours de la phase tardi-glaciaire, de la phase de transition et de la phase post-glaciaire. Ces périodes marquent plusieurs étapes de la mise en place de l'ensemble du système deltaïque de la rivière Péribonka qui sont présentées Fig. IV-46.

Période tardi-glaciaire

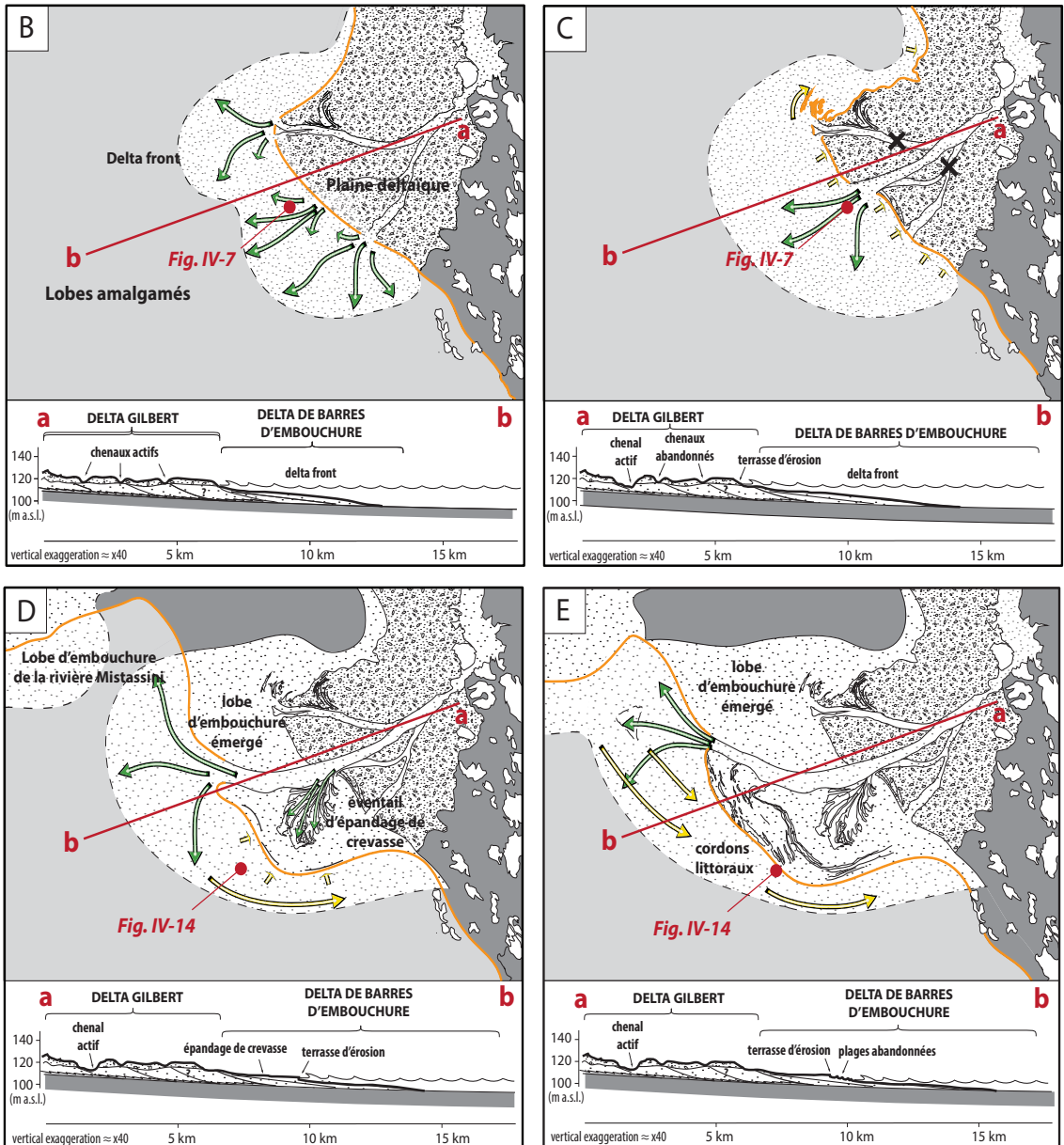
L'aggradation de la plaine deltaïque qui forme la partie amont du système s'est mise en place en réponse à la progradation rapide du front du delta. Les faciès de barres et de mégarides (IV.B, Fig.14; Fig. IV-13) dans les sédiments sablo-graveleux sont interprétés comme des dépôts de chenaux en tresse qui ont nourri le delta pendant toute la période tardi-glaciaire. Ce système indique une charge sédimentaire importante attribuée à l'influence glaciaire encore prépondérante dans cette partie du bassin, à ce moment-là.

Période de transition

L'analyse géomorphologique indique que la plaine deltaïque précédemment déposée est incisée par trois distributaires dont les largeurs varient entre 200 et 400 m (Fig. IV-44A, B et C; Fig. IV-46B). Précédemment en aggradation, la plaine deltaïque devient une zone en érosion, associée à une zone de sédimentation décalée vers le bassin sous la forme de lobes d'embouchure qui progressivement se sont amalgamés pour former un front deltaïque plus ou moins régulier (Fig. IV- 46B). Les écoulements des trois tributaires ont ensuite rapidement



..... Disparition de la calotte laurentienne du bassin versant



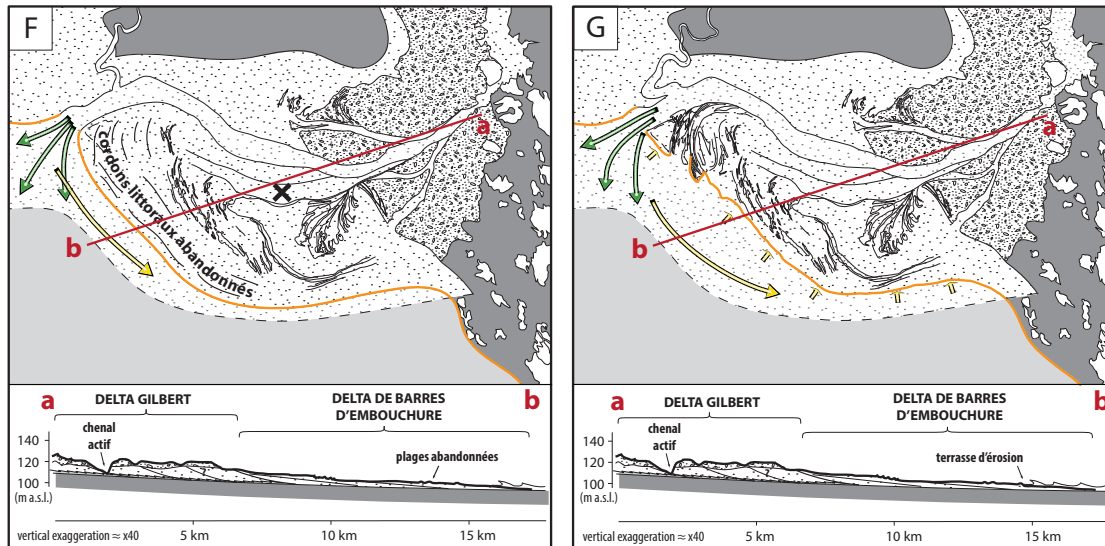


Fig. IV-46. Modèle d'évolution du système deltaïque. A) Mise en place de la plaine aggrado-progradante interprétée comme les topsets d'un Gilbert delta. L'écoulement fluvial s'effectue sous la forme de chenaux en tresse qui viennent nourrir un front de delta peu étendu. B) Transition vers un delta de barres d'embouchure, la plaine deltaïque est maintenant incisée par trois chenaux qui débouchent sur plusieurs lobes qui progressivement se sont amalgamés. C) Abandon des trois chenaux précédemment utilisés et capture de l'écoulement au sein d'un chenal unique. Latéralement, une phase érosive du littoral engendre une terrasse lacustre. Simultanément, la dynamique littorale remobilise les sédiments de la plaine deltaïque pour générer des barres, détachées de la plaine deltaïque. D) Progradation du delta et progressive émergence des dépôts antérieurs. Latéralement au débouché de la rivière, la dynamique littorale alterne entre dépôt et érosion en créant successivement des cordons littoraux et des terrasses lacustres ensuite abandonnés suite à la chute du niveau de base. Une dérive littorale remobilise les sédiments du lobe d'embouchure vers le Sud-Est (paléocourants, cf. IV.B, Fig. 13). Un éventail d'épandage de crevasse s'est précédemment déposé suggérant des épisodes occasionnels de crue. E) Poursuite de la progradation du delta affecté latéralement par une dynamique purement littorale toujours à l'origine de plages successives. F) Abandon du chenal précédent et mise en place du chenal actuel de la rivière Péribonka. Poursuite de la progradation de l'embouchure latéralement accompagnée de la mise en place de morphostructures littorales, successivement abandonnées jusqu'en 1926 qui marque l'extension maximale du système deltaïque. G) Configuration actuelle indiquant la poursuite de la sédimentation d'embouchure associée latéralement à une phase littorale érosive suite au rehaussement du niveau d'eau faisant régresser le trait de côte.

été capturés au sein d'un chenal unique, plus ou moins à l'endroit de l'actuelle Péribonka (Fig. IV-46D). Cette dernière modification marque la fin de l'évolution de l'organisation du réseau hydrographique et le passage à la période post-glaciaire. Pendant cette phase de transition, plusieurs plages et terrasses d'érosion lacustres (Fig. IV-45A, C) indiquent une dynamique littorale déjà active. Elle a été érosive sur une large partie du delta, associée à une dérive littorale vers le Nord-Est au Nord du delta qui a mené à la construction de barres littorales (Fig. IV-44B; Fig. IV-46C). Cette dynamique littorale a progressivement remodelé les limites de la plaine deltaïque (Fig. IV-46C) pour lui conférer ses caractéristiques actuelles.

Une seule datation absolue étant disponible, au sein des sédiments d'embouchure,

l'estimation de la durée de cette transition ne peut être qu'indirecte, basée sur l'utilisation du taux de chute moyen du niveau de base estimé autour de $0,5 \text{ cm.a}^{-1}$ pendant la période lacustre (cf. IV.B). La chute du niveau de base est d'environ 2 m entre la fin de l'aggradation de la plaine deltaïque (Fig. IV-A) et la fin de la mise en place de la terrasse lacustre qui borde la plaine deltaïque et affecte les chenaux abandonnés. Ces deux mètres de chute du niveau de base sont interprétés comme recouvrant la période enregistrant la fin de la mise en place de la plaine deltaïque (Fig. IV-46A), son incision par trois chenaux (Fig. IV-46B), puis enfin leur abandon et la mise en place du chenal unique (Fig. IV-46C). Ils représentent une durée d'environ 400 ans, considérée comme une estimation réaliste de la durée de la phase de transition.

Période post-glaciaire

A la fin de la phase de transition, un chenal unique s'est mis en place plus ou moins à l'endroit de l'actuelle rivière Péribonka (Fig. IV-46D). La sédimentation s'effectue au sein d'un unique lobe d'embouchure, associé à un dépôt plus en amont généré par un ou plusieurs épisodes de crue qui a ou ont percé les berges du chenal pour former un éventail d'épandage de crevasse (Fig. IV-44E, IV-45B, IV-46D). A chaque étape, la chute du niveau de base fait émerger les lobes d'embouchure déposés précédemment, simultanément à leur incision par le cours d'eau. Progressivement, le lobe d'embouchure de la rivière Péribonka devient coalescent avec les sédiments d'embouchure venant du système axial (Fig. IV-46E; IV.B, Fig. 19), amenés par la rivière Mistassini. Malgré une nouvelle avulsion menant à la mise en place d'un nouveau chenal et à l'abandon du précédent dans la partie aval du système (Fig. IV-44D; Fig. IV-46F), cette dynamique s'est poursuivie, toujours contrôlée par la chute du niveau de base, jusqu'à 1926 (Fig. IV-46F) et le rehaussement du niveau d'eau (cf. II.A, Fig.2).

Depuis le début de la période post-glaciaire (Fig. IV-46E), la migration du littoral associée à la chute du niveau de base est accompagnée de la mise en place d'abondantes morphologies littorales encore actuellement préservées sur la Pointe-Taillon (Fig. IV-44, IV-45F, IV-46E et F). Elles suggèrent une dynamique littorale pérenne au cours de cette période. Latéralement au débouché du chenal, la dynamique de vague a toujours été forte, engendrant la formation d'une terrasse lacustre (Fig. IV-45E) et de cordons littoraux successivement abandonnés et préservés dans la topographie (Fig. IV-46E et F). De plus, l'analyse de faciès montre une famille de paléo-courants (IV.B, Fig.13) au sein des faciès d'embouchure (Fig. IV-14) orientée Sud-Sud-Est, parallèle au paléo-littoraux, interprétée comme la signature d'une dérive littorale qui a redistribué les sédiments vers le Sud-Est (cf. IV.B). Cette dynamique littorale semble se poursuivre actuellement comme l'atteste l'orientation des courants simulés le long de la Pointe-Taillon (cf. III.B, Fig. 5). Finalement, la dernière étape (Fig. IV-46G) montre

la configuration actuelle du delta. Le rehaussement du niveau d'eau a isolé l'île Bouliane et le trait de côte est en recul comme le montre actuellement une érosion importante.

CONCLUSION

L'analyse détaillée du système deltaïque de la rivière Péribonka permet de caractériser les effets de la transition glaciaire/post-glaciaire, au moins dans cette partie du bassin. Il s'avère que la réponse sédimentaire à la modification du régime fluvial associée à la disparition de l'inlandsis du bassin versant du lac Saint-Jean est très rapide, de l'ordre de quelques centaines d'années puisqu'elle prend place pendant une chute du niveau lacustre de seulement quelques mètres. De plus, dans le cas du lac Saint-Jean, suite à cette modification de régime, l'influence de la dynamique glaciaire est très vite remplacée par l'influence de la dynamique littorale. Il en résulte la mise en place d'un delta influencé vague, pouvant être considéré comme un nouveau type de structure potentiellement associé aux systèmes WWB.

SYNTHÈSE

Dans ce chapitre, la dynamique sédimentaire du bassin du lac Saint-Jean a été analysée à partir des architectures stratigraphiques déduites des données de terrain. Trois sections sont présentées : une dans le système axial du bassin et deux dans les systèmes transversaux. Le remplissage sédimentaire y est caractérisé par une partie basale composée d'accumulations glaciogéniques, scellées par les silts glacio-marins et prodeltaïques de la Formation des argiles de Laflamme. Cette succession a déjà été identifiée dans la partie centrale du bassin (cf. III.A), elle représente de la base au sommet les dépôts associés au retrait glaciaire et à l'ennoiement marin tardi-glaciaire puis lacustres. Au-dessus, un certain nombre de systèmes fluviaux de type delta glacio-fluvial (*outwash fan*), delta *Gilbert*, delta de barres d'embouchure (*mouth-bar delta*), delta de barres d'embouchure influencé vague (*wave-influenced mouth-bar delta*) et de systèmes littoraux de type flèche sableuse (*spit*), chevron littoral constructif ou érosif (*cusped spit*) et plages (*beach ridges*) se sont développés depuis les périodes les plus précoces jusqu'à maintenant. Bien que des différences importantes d'architectures et de faciès existent, notamment entre le système axial et les systèmes transversaux, chacune des sections présentent des tendances d'évolution similaires qui sont considérées comme la signature des cortèges de régression forcée fini-glaciaires. Depuis la période tardi-glaciaire jusqu'à la période post-glaciaire, (i) les systèmes fluviaux progradants passent de systèmes allongés à des systèmes étalés latéralement (ii) l'influence de la dynamique littorale augmente relativement à celle de la dynamique fluviale dans la sédimentation, (iii) les réseaux hydrographiques s'organisent et (iv) les systèmes deltaïques évoluent de type Gilbert vers des types embouchure.

Les morphostructures littorales développées sur les pourtours du Golfe de Laflamme et du lac Saint-Jean sont étonnamment bien développées et suggèrent l'existence d'une dynamique littorale pendant toute l'évolution du bassin bien qu'elle a été dans un premier temps subordonnée à la dynamique fluviale.

Dans le chapitre suivant, la chronologie de mise en place de cette succession est discutée pour permettre l'élaboration d'un modèle d'évolution paléogéographique, depuis la phase de déglaciation jusqu'à la mise en place du système WWB actuel.



CHAPITRE V

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU BASSIN DU LAC SAINT-JEAN : MIS EN PLACE D'UN SYSTÈME *WIND-DRIVEN WATER BODY*

INTRODUCTION

Les chapitres III et IV de ce manuscrit ont détaillé respectivement l'évolution sédimentaire du domaine profond du bassin dans sa partie centrale, et l'évolution des systèmes progredants fluviatiles et littoraux qui traduisent la dynamique de régression forcée dans les parties émergées périphériques. A chaque fois, la succession sédimentaire tardi-wisconsinienne et holocène est illustrée et les processus de dépôt ont été identifiés permettant l'interprétation des systèmes de dépôt. Dans ce chapitre, ces interprétations sont combinées spatialement pour établir une reconstitution paléogéographique du bassin du lac Saint-Jean depuis le début de la déglaciation jusqu'à la période récente (1926). Cette reconstruction est basée sur deux sections représentatives de l'architecture globale du bassin, la première orientée NO-SE et l'autre SO-NE (Fig. V-1), obtenues par la combinaison des interprétations présentées au sein des chapitres III et IV (Fig. V-2). La configuration locale de la déglaciation est illustrée, ainsi que les étapes de mise en place des différents systèmes sédimentaires identifiés.

Dans un second temps, ces reconstitutions permettent d'estimer l'évolution de l'indice I_{WWB} (cf. I.B) au cours du temps dans le bassin du lac Saint-Jean. Sa signification par rapport aux données sédimentologiques est particulièrement regardée. Enfin, le rôle de l'héritage de la déglaciation dans la mise en place du système WWB actuel du lac Saint-Jean est discuté.

V.A. - LE BASSIN DU LAC SAINT-JEAN DEPUIS LE RETRAIT DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN

L'ensemble de la succession sédimentaire tardi-wisconsinienne et holocène du bassin du lac Saint-Jean est attribué à un cortège de régression forcée résultant de l'effet du rebond glacio-isostatique issu de la dernière déglaciation. La dynamique sédimentaire en action au sein de ce cortège de régression forcée a connu plusieurs modifications résultantes de changements environnementaux majeurs, qui *in fine*, ont conduit à l'expression d'un système Wind-driven Water Body.

Six périodes ont été choisies pour rendre compte de l'évolution sédimentaire du bassin du lac Saint-Jean. Les trois premières sont contemporaines (1) du front glaciaire de St-Gédéon caractérisant le début de la déglaciation du bassin lors du retrait général de l'inlandsis laurentidien, (2) du front glaciaire de Dolbeau marquant une déglaciation partielle du bassin et (3) de l'extension marine maximum du Golfe de Laflamme indiquant la déglaciation complète du bassin. Ensuite est représenté l'état du système (4) à la transition mer/lac qui marque la fin de la période marine et la mise en place du lac Saint-Jean, (5) à la transition glaciaire/post-glaciaire suite à la disparition de l'inlandsis laurentidien du bassin versant du lac Saint-Jean qui indique la fin de la période lacustre tardi-glaciaire et (6) en 1926, avant les modifications d'origine anthropique marquant la fin de la période lacustre post-glaciaire considérée dans cette

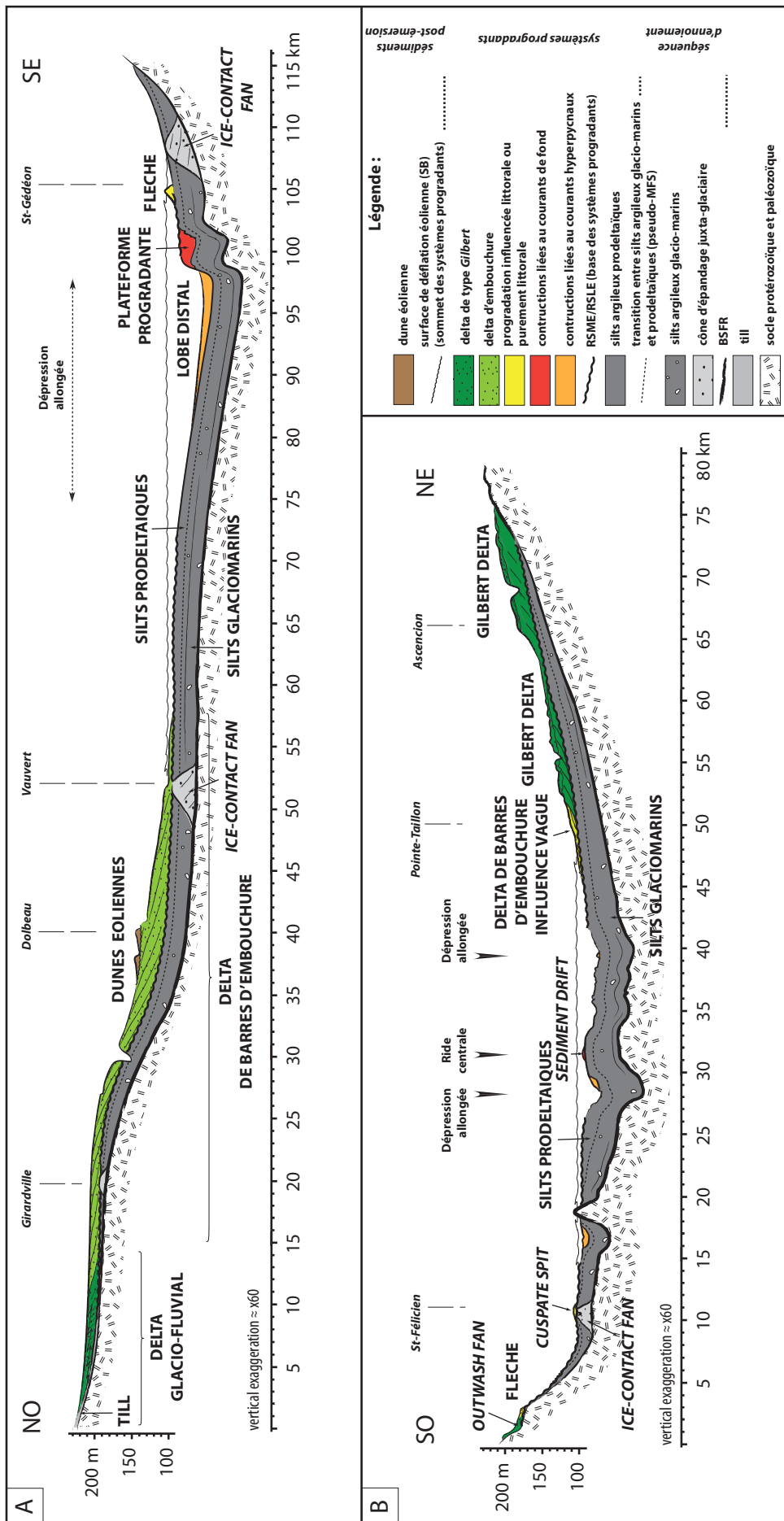


Fig. V-1. Sections du bassin du lac Saint-Jean combinant les architectures interprétées à terre et celles identifiées au fond du lac. A) Section parallèle au système axial passant par une des deux dépressions allongées du fond du lac (cf. III.A, Fig. 1; III.B, Fig. 1) et. B) Section incluant les deux systèmes transversaux coupant perpendiculairement les deux dépressions allongées et la ride centrale du fond du lac.

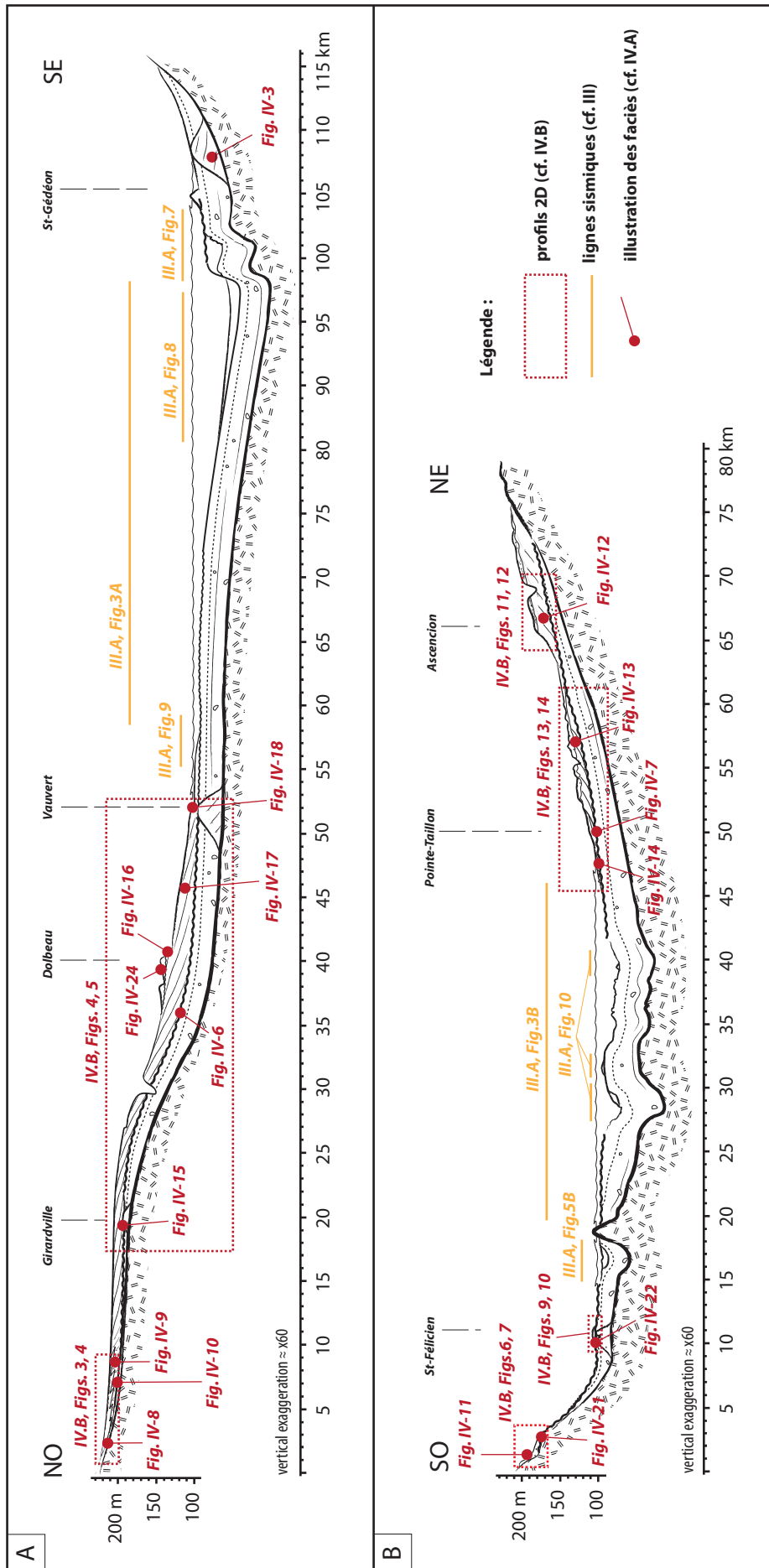


Fig. V-2. Synthèse des données ayant permis la reconstruction des deux sections de la figure V-1.

	Côte de l'étendu d'eau (m a.s.l.)				Age (en ka)				Explication		
	N-O	S-E	N-E	S-O	Littérature		Cette étude			Considéré pour l'élaboration du modèle (cal ka BP)	
					¹⁴ C	¹⁴ C calibré	¹⁴ C	OSL			
Stade glaciaire St-Gédéon	X	170	X	X	9,5	10,8	> 11,42 ± 0,60	> 12,88 ± 0,107	> 14,6 ± 1,2 > 14,5 ± 2	entre 13,635 ± 0,110 et 12,88 ± 0,107 (13,1 ± 0,1)	Intervalle de temps entre l'âge de la base des argiles prodeltaïques déposées à Tadoussac (estuaire St-Laurent) lorsque le bassin du Saint-Jean était encore sous la glace et l'âge du front glaciaire de Dolbeau
Stade glaciaire de Dolbeau	X	167	200	195	9	10	11,42 ± 0,60	12,88 ± 0,107	14,6 ± 1,2 14,5 ± 2	entre 12,987 et 12,773	Intervalle de temps commun aux âges OSL et au plus vieux âge ¹⁴ C calibré de coquille marine.
Maximum marin	218	165	195	190	?	?	?	?	?	12,8 et 12,4	Basé sur les taux de vitesse moyenne de retrait de l'inlandsis laurentien estimés entre Tadoussac et Dolbeau
Transition mer/lac	150	125	165	120	8 ± 0,64	8,5 ± 0,6	< 9,39 ± 0,05	< 10,12 ± 0,13	?	entre 7,9 et 9,1	Issu de la littérature, confirmé par l'âge de la plus jeune coquille marine datée dans cette étude qui est supérieur à cette valeur (cf. Table II-2)
Transition glaciaire/post-glaciaire	?	?	120	?	7	7,5	< 7,89 ± 0,05	< 8,77 ± 0,12	?	7,5	Issu de la littérature

Table V-1. Cote de l'étendu d'eau pour chaque période, elles correspondent aux valeurs considérées par la suite dans l'élaboration du modèle. Les âges interprétés pour chacune des périodes sont précisés. En noir, les valeurs issues de la littérature, en noir épais, les valeurs apportées par cette étude.

étude. Pour chacune de ces périodes, un âge ou un intervalle de temps est discuté (Table V-1) sur la base des datations existantes dans la littérature et celles apportées par cette étude (Table II-2). De plus, lorsque cela est possible, les paléo-cotes du plan d'eau pour les secteurs Nord-Est, Nord-Ouest, Sud-Ouest et Sud-Est sont spécifiées, basées sur les reconstructions effectuées dans le chapitre III (cf. III.B, Fig.2). Ces cotes reflètent les paléo-extensions de l'étendue d'eau pour chacune des périodes considérées (Table V-1). Enfin, les différents systèmes sédimentaires actifs pour chaque période sont détaillés.

V.A.1. Le front glaciaire de St-Gédéon (Fig. V-3)

Le front glaciaire de St-Gédéon marque une phase de stabilité de l'inlandsis à l'entrée du bassin du lac Saint-Jean, lors du retrait général de l'inlandsis laurentidien. Il a été identifié par Tremblay (1971) sous la forme d'un dépôt de delta proglaciaire localisé entre les communes de Métabetchouan et de St-Gédéon. Il a été interprété plus précisément dans cette étude comme un cône d'épandage juxta-glaciaire sous-aquatique (*ice-contact fan*; Fig. IV-3, Fig. V-1).

V.A.1.1. Age

Ce front glaciaire est corrélé avec un front glaciaire identifié par Occhietti et al. (2011), marquant la limite Sud-Est de l'inlandsis laurentidien à un âge estimé selon ces auteurs autour de 9,5 ka BP/ 10,8 cal ka BP (Fig. II-10). Cependant dans cette étude, au moins deux âges OSL considérés comme fiables, trois âges ^{14}C sur coquilles marines en plus de quatre autres compilés de la littérature (Table II-2) indiquent des âges antérieurs qui signifieraient une déglaciation au moins partielle du bassin antérieure à cette date. Aucune datation n'étant directement issue du cône d'épandage juxta-glaciaire de St-Gédéon, l'âge de ce front glaciaire ne peut être qu'indirectement estimé (Table V-1). Cet âge est compris entre l'âge de la déglaciation à Tadoussac (estuaire du Saint-Laurent) et l'âge du front glaciaire de Dolbeau (cf. V.A.2) dans le bassin du Saint-Jean. Dionne et Occhietti (1996) suggère un âge de 11,1 ka BP (corrigé de l'effet réservoir mondial) comme âge de l'invasion précoce de la mer de Goldthwait à Tadoussac. Cependant, plusieurs échantillons plus anciens (échantillons TO-2890; TO-2889 et UL-1029) suggèrent une déglaciation légèrement plus précoce, avant $11,7 \pm 0,1$ ka BP ($13,6 \pm 0,1$ cal. ka BP), âge de la coquille marine la plus ancienne (cf. IV.B, Table 1, UL-1029) identifiée dans le secteur de Tadoussac. Comme l'âge du front glaciaire de Dolbeau est estimé entre 12,8 et 13,0 cal. ka BP (cf. sous section suivante), l'âge du front glaciaire de St-Gédéon est estimé entre $13,6 \pm 0,1$ et $12,9 \pm 0,1$ cal. ka BP. En considérant que le front glaciaire ait couvert 75 % de la distance entre Tadoussac et Dolbeau à une vitesse moyenne constante, l'âge du front glaciaire de St-Gédéon est estimé à environ $13,1 \pm 0,1$ cal ka BP.

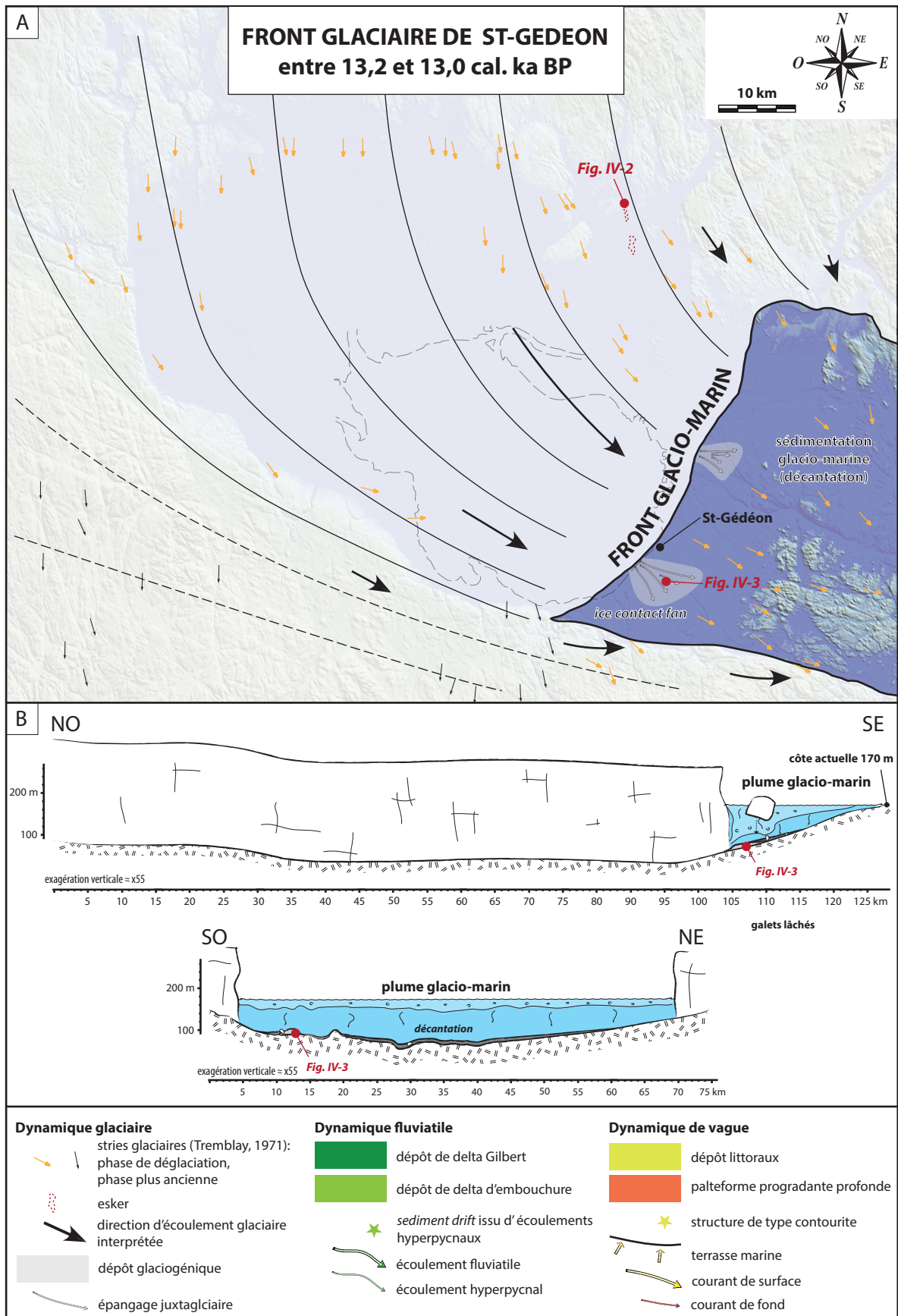


Fig. V-3. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean contemporains du front glaciaire de St-Gédéon, entre 13,2 et 13,0 cal. ka BP. A) Distribution des systèmes sédimentaires développés ou en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant les processus en cours et les architectures résultantes.

V.A.1.2. Dynamique de l'écoulement glaciaire et paléo-extension de l'étendue d'eau

Un nombre important d'indices glaciaires (i.e., stries glaciaires, orientation des eskers; Tremblay, 1971) permet de reconstituer les directions préférentielles de l'écoulement glaciaire dans le bassin du lac Saint-Jean et sur les hautes-terres bordières. Deux régimes d'écoulement sont identifiés. Le premier se traduit par des stries glaciaires qui suivent la dépression du bassin du lac Saint-Jean d'abord vers le Sud puis qui oblique vers le Sud-Est dans une direction principale parallèle au graben du Saguenay (Fig. II-4) suggérant un écoulement glaciaire fortement contrôlé par la topographie du bassin. Le second est visible par l'intermédiaire d'autres stries glaciaires ne suivant pas la topographie (Fig. V-3, noir), observées sur les Laurentides ou en bordures du bassin du lac Saint-Jean et attribuées à un régime d'écoulement antérieur, lorsque l'inlandsis était trop épais pour être notablement influencé par la topographie. Lors du front glaciaire de St-Gédéon, la partie déglacée du bassin est occupée par une baie de vèlage entourée d'un front glacio-marin. Le paléo-rivage le plus haut (i.e., le plus ancien) identifié dans cette partie du bassin (170 m; Roy et al. 2011) est considéré comme contemporain de cette période.

V.A.1.3. Sédimentation

Le front glacio-marin contemporain du front glaciaire de St-Gédéon a généré au moins une accumulation sableuse kilométrique isolée, interprétée comme un cône d'épandage juxta-glaciaire sous-aquatique (Fig. IV-3). Simultanément, des sédiments silto-sableux sont apportés au front de l'inlandsis par les eaux sous-glaciaires et génèrent des plumes hypopycnaux turbides s'étendant sur l'ensemble de la surface de la baie. Leur décantation est à l'origine de la fraction silto-sableuse des faciès de la base de la Formation des argiles de Laflamme (Figs. IV-4G et H). Les galets lâchés sont issus d'icebergs qui fondent progressivement en s'éloignant du front glaciaire et libèrent les galets et blocs transportés.

V.A.2. Le front glaciaire de Dolbeau (Fig. V-4)

Le front glaciaire de Dolbeau implique une déglaciation de la moitié sud du bassin du lac Saint-Jean. Les systèmes de deltas glacio-fluviaux (*outwash fans*; Fig. IV-11; IV.B, Figs. 6, 7) développés sur la bordure Sud-Ouest, montrant des progradations vers le centre du bassin, indiquent que les hautes-terres environnantes, notamment les Laurentides, sont encore sous la glace impliquant l'existence d'une large baie entourée de glace à l'endroit du bassin du lac Saint-Jean. Aucun dépôt associé à cette phase de stabilité du front glaciaire n'a pu être directement observé sur le terrain. Cependant, à la base du forage 4 (cf. IV.B, Fig.5C), une

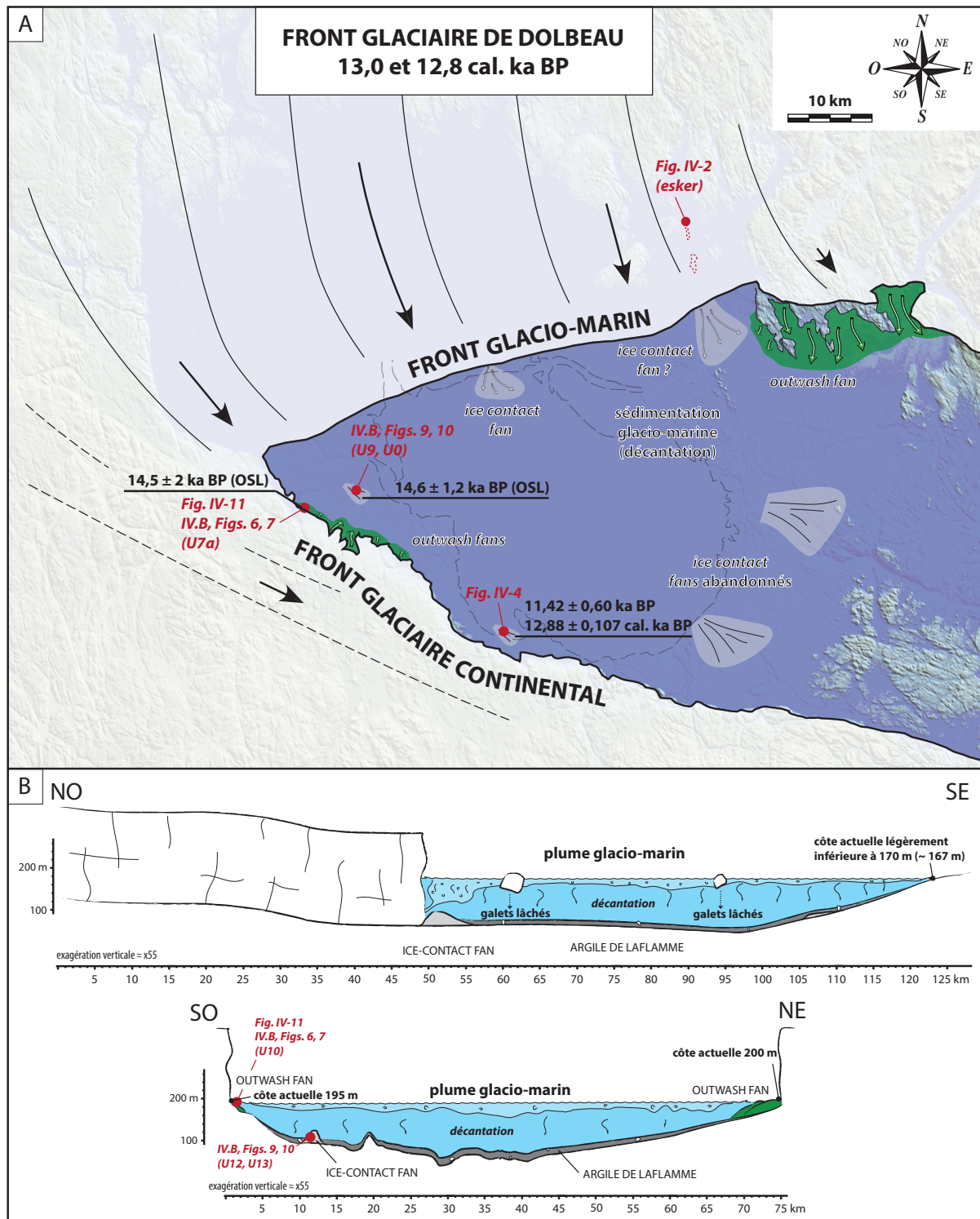


Fig. V-4. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean contemporains du front glaciaire de Dolbeau, entre 13,0 et 12,8 cal. ka BP. A) Distribution des systèmes sédimentaires développés ou en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant les processus en cours et les architectures résultantes.

accumulation de sable supérieure à 30 m d'épaisseur (IV.B, Fig.5D) pourrait correspondre à un dépôt de cône d'épandage juxta-glaciaire localisant une nouvelle phase de stabilité du front glaciaire.

V.A.2.1. Age

Le front glaciaire de Dolbeau est corrélé à un front glaciaire identifié par Occhietti et al. (2011) qui marque la limite Sud-Est de l'inlandsis laurentidien autour de 9 ka BP/ 10 cal. ka BP toujours d'après ces auteurs. Cependant, dans cette étude, de nouvelles datations fournissent deux âges OSL et deux âges ^{14}C fournissent un âge sensiblement plus ancien que celui estimé par Occhietti et al. (2011) pour ce même front glaciaire. Un premier âge OSL issu de la base des argiles glacio-marines (IV.B, Fig.9; Fig.V-4) indique $14,6 \pm 1,2$ ka BP. Un second âge OSL issu de la plage la plus haute identifiée sur la bordure Ouest du bassin indique $14,5 \pm 2$ ka BP (Fig. V-11). Concernant les âges radiocarbone, l'âge ^{14}C le plus ancien (Table II-2, SacA33149) a été obtenu sur fragment de bois et indique $11,8 \pm 0,1$ ka BP ($13,8 \pm 0,1$ cal. ka BP), alors que l'âge de la coquille marine la plus ancienne (Table II-2, Poz-45112) indique $11 \pm 0,1$ ka BP ($12,9 \pm 0,1$ cal. ka BP). Cependant pour plus de prudence, l'âge du front glaciaire de Dolbeau est estimé comme postérieur à l'âge de la déglaciation à Tadoussac ($13,6 \pm 0,1$ cal ka BP), pour cela il est donc basé sur l'intervalle de temps recouvert par les âges OSL et l'âge radiocarbone calibré de la plus vieille coquille marine. Cet intervalle correspond à la période comprise entre 13,0 et 12,8 cal. ka BP (Table V-1).

V.A.2.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau

Les paléo-rivages contemporains de cette période sont corrélés, dans les secteurs S-O et N-E du bassin qui viennent d'être déglacés, aux niveaux marins maximums identifiés par Roy et al. (2011) localisés respectivement à 195 et 200 m d'altitude. Dans le secteur S-E, le niveau maximum a été atteint lors du front glaciaire de St-Gédéon (170 m). Lors de la mise en place du front glaciaire de Dolbeau, l'effet de la chute du niveau de base issue du rebond glacio-isostatique, en activité depuis le début de la fonte de l'inlandsis laurentidien et la diminution de l'épaisseur de glace, a déjà abaissé cette limite à une valeur inférieure au niveau du maximum marin. D'une valeur inconnue, elle est cependant probablement relativement proche du maximum marin, au regard du cours laps de temps qui sépare les deux fronts glaciaires (200 ans). En considérant le taux de chute moyen estimé au sein du chapitre V pour la période marine ($1,5$ à $2 \text{ cm}\cdot\text{a}^{-1}$), la cote du paléo-rivage Sud-Est contemporain du front glaciaire de Dolbeau doit être abaissée d'environ 3 m par rapport au mximum marin de la zone. Il est estimée autour de 167 m.

V.A.2.3. *Sédimentation*

Contemporain de la dynamique du retrait glaciaire entre les fronts glaciaires de St-Gédéon et de Dolbeau, deux cônes d'épandage juxta-glaciaires sous-aquatiques ont été identifiés. Le premier a été observé à la Pointe aux Pins (Fig. IV-4), le second au Sud-Ouest de St-Félicien (IV.B, Figs. 9, 10, U9). Ils indiquent d'autres phases de stabilité du front glaciaire entre le front de St-Gédéon et celui de Dolbeau et suggèrent un retrait intermittent. Lors de la mise en place du front glaciaire de Dolbeau, il est encore glacio-marin dans le système axial. Associée à la mise en place de cônes d'épandages juxta-glaciaires sous-aquatiques, des sédiments sablo-silteux et argileux continuent de se déposer suite à la mise en place de plumes glacio-marins hypopycnaux (IV.B, Figs. 9, 10, U0). Par conséquent, dans la partie centrale du bassin, la sédimentation reste associée au faciès glaciomarins distaux de la base de la Formation des argiles de Laflamme. Dans les systèmes latéraux, le front glaciaire est en cours de continentalisation avec la mise en place de deltas glacio-fluviaux, suite au retrait de l'inlandsis au-delà de la limite marine maximum. Ils sont à l'origine de la mise en place localement d'une sédimentation silteuse prodeltaïque même si à l'échelle de la baie, la sédimentation prédominante est encore glacio-marine.

V.A.3. *Le maximum marin (Fig. V-5)*

Le maximum marin correspond à la période où l'ensemble des fronts glaciaires passent au-delà de la limite marine maximale, suite au retrait de l'inlandsis laurentidien. Il marque l'extension maximale du Golfe de Laflamme.

V.A.3.1. *Age*

L'âge de cette période est assez mal contraint puisqu'aucune datation n'a été effectuée sur des échantillons provenant de dépôts marquant directement ce maximum marin dans le Nord du bassin. Cependant, l'estimation de l'âge du front glaciaire de Dolbeau permet d'approximer indirectement l'âge du maximum marin. En considérant un retrait du front glaciaire qui a couvert environ 200 km, depuis Tadoussac jusqu'à Dolbeau, sur des périodes estimées entre 900 (i.e., entre 13,7 et 12,8 cal. ka BP) et 500 (i.e., entre 13,5 et 13,0) ans, la vitesse moyenne de retrait est comprise entre 0,206 km.a⁻¹ et 0,372 km.a⁻¹. Ces deux valeurs sont comparables aux vitesses de 0,240 et 0,340 km.a⁻¹, estimées pour le retrait de certains courants glaciaires associés à l'inlandsis Fennoscandien pendant l'Holocène précoce (Mangerud et al. 2013). Pour couvrir la distance de 55 km séparant le front de Dolbeau et la limite marine maximum, cette vitesse moyenne de retrait suggère une durée comprise entre 150 et 300 ans. L'âge du maximum marin est alors estimé à 12,7 ± 0,1 cal. ka BP (Table V-1). Le maximum marin marque

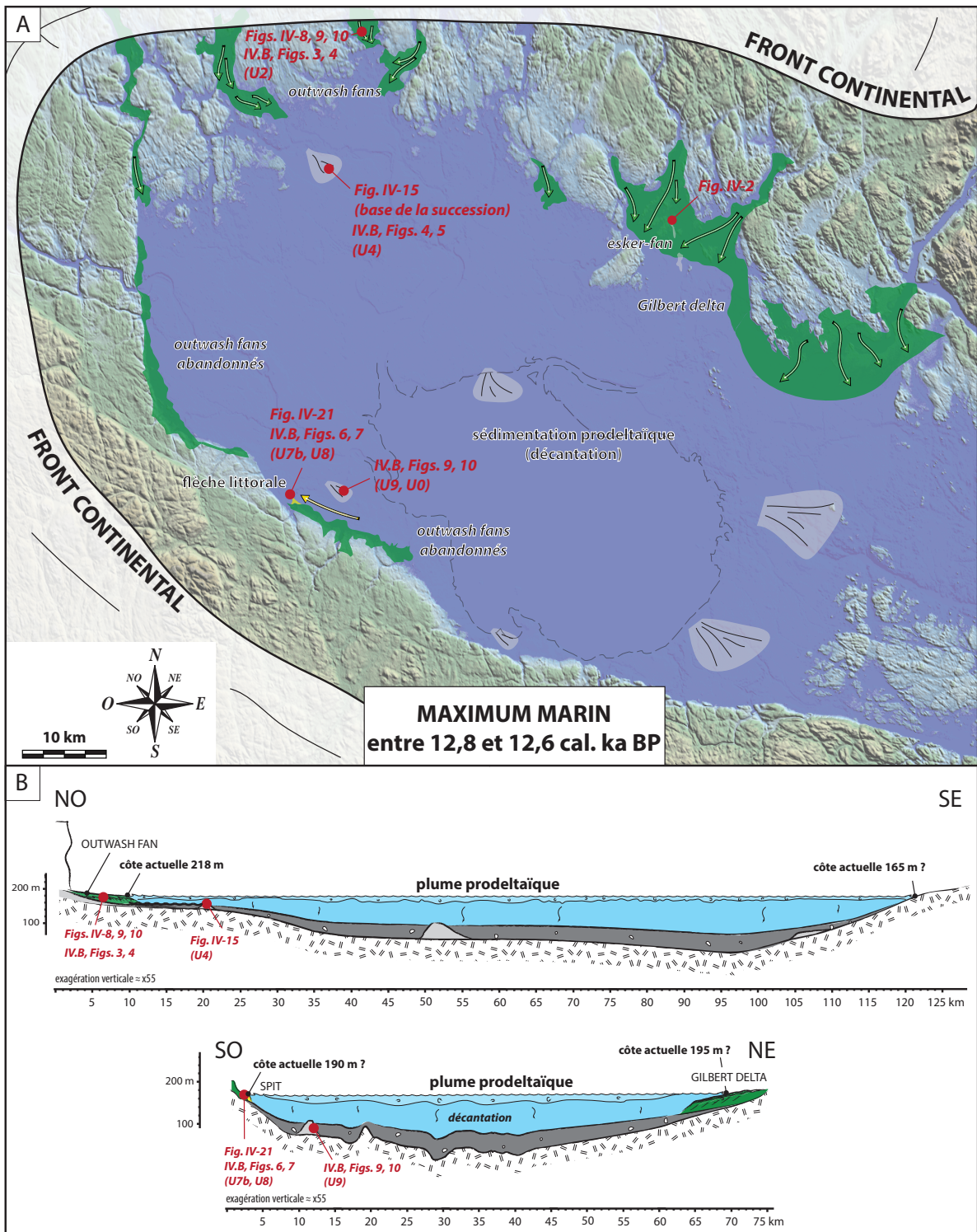


Fig. V-5. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean au maximum marin, à 12,7 cal. ka BP. Paléo-extension du Golfe de Laflamme reconstruite en incluant l'effet de rebond glacio-isostatique (cf. IV.B, Fig. 2A). A) Distribution des systèmes sédimentaires développés ou en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant les processus en cours et les architectures résultantes. Le niveau du plan d'eau a déjà été abaissé au SO, au SE et au NE par rapport aux plages les plus hautes (limites marines maximums diachrones du NO au SE).

la fin de la période de déglaciation du bassin et le début de la période marine tardi-glaciaire.

V.A.3.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau

La localisation des paléo-rivages du maximum marin est basée sur la reconstruction de la paléo-extension du niveau d'eau effectuée au sein du chapitre IV (cf. IV.B, Fig.2A). Quatre cotes, réparties au N-O, N-E, S-E et S-O du bassin, ont été utilisées pour cette reconstruction. La cote N-O est à 200 m, en accord avec les sédiments d'embouchure les plus hauts ayant été identifiés, au Nord de Notre Dame de Lorette (Fig. IV-9 et IV-10; IV.B, Figs. 3, 4). Les trois autres cotes sont à environ 195 m dans la partie N-E, 165 m dans la partie S-E et 190 m dans la partie S-O, toutes légèrement inférieures au maximum marin estimés pour chacun des secteurs pour rendre compte de la chute du niveau de base qui a eu cours à un taux moyen de 1,5 à 2 cm.a⁻¹ (cf. IV.B) pendant le retrait de l'inlandsis sur le bassin (i.e., maximum 600 ans) avant le maximum marin. L'étendue marine résultante dépasse 95 km dans la direction N-O/S-E, elle atteint respectivement 90 et 50 km dans les directions O/E et S-O/N-E (Fig.V-9).

V.A.3.3. Sédimentation fluviale

Le front glaciaire devient continental sur l'ensemble du bassin du lac Saint-Jean. Dans le système axial, un certain nombre de systèmes de deltas glacio-fluviaux se sont confinés au sein des vallées héritées du socle (IV.B, Fig. 3, 4; Figs IV-8, 9 et 10). Dans le système transverse Est, les systèmes de deltas glacio-fluviaux déjà initiés depuis la période précédente restent actifs et continuent de prograder vers le bassin. Dans le système transverse Ouest, le développement des systèmes de deltas glacio-fluviaux est interrompu par la disparition de l'inlandsis de leurs bassins versants. Dans la partie centrale du bassin, la disparition du front glacio-marin met un terme définitif à la sédimentation glacio-marine. L'ensemble des nouveaux systèmes glacio-fluviaux latéraux apportent des sédiments fins silteux et argileux dans le bassin maintenant sous la forme de dépôts prodeltaïques issus de plumes turbides hypopycnaux. Ces dépôts amorcent la mise en place de la partie supérieure de la Formation des argiles de Laflamme.

V.A.3.4. Sédimentation induite par le vent

Les premières évidences d'une dynamique sédimentaire induite par le vent ont pris la forme de constructions sédimentaires littorales dans les dépôts contemporains du maximum marin. Les systèmes de deltas glacio-fluviaux de la partie Ouest du bassin sont, au moins localement, remaniés par les vagues pour former des plages associées au moins une fois à la formation d'une flèche littorale sableuse (Fig. IV-21; IV.B, Figs. 6 et 7, U7b). Même si son expression

est modeste dans la sédimentation, elle indique que l'influence du vent est présente dès les périodes les plus précoces du Golfe de Laflamme.

V.A.4. La transition Golfe de Laflamme/lac Saint-Jean (Fig. V-6)

Par l'action du rebond glacio-isostatique, le niveau d'eau du Golfe de Laflamme a progressivement diminué depuis le maximum marin, jusqu'à l'émergence du seuil de Kénogami qui a conduit à la déconnection du bassin du lac Saint-Jean du fjord du Saguenay et par extension du domaine marin de la mer de Goldthwait. Cet événement marque la transition de la période marine tardi-glaciaire à la période lacustre tardi-glaciaire.

V.A.4.1. Age

L'âge de la transition du Golfe de Laflamme au lac Saint-Jean a été estimé par Roy et al. (2011) en considérant l'âge du plus jeune fossile marin (8,6 ka BP) trouvé dans le bassin du lac Saint-Jean et l'âge d'émergence d'une zone considérée comme ennoyée au maximum lacustre (tourbe, 7,3 ka BP). L'âge estimé par ces auteurs est donc de $8,0 \pm 0,6$ ka BP, équivalent à $8,5 \pm 0,7$ cal. ka BP (INTCAL09, Reimer et al. 2009). Cet âge proposé est en accord avec l'âge du plus jeune fossile marin apporté par cette étude qui est de $8,9 \pm 0,1$ a BP équivalent à $10,1 \pm 0,1$ cal. ka BP. Par conséquent, l'âge proposé par Roy et al. (2011) est celui qui est utilisé dans cette étude pour l'âge de la transition mer/lac (Table V-1).

V.A.4.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau

La localisation des paléo-rivages du maximum lacustre est basée, comme celle du maximum marin, sur la reconstruction de la paléo-extension du niveau d'eau (cf. IV.B, Fig.2B). Le paléo-niveau d'eau associé à la transition mer/lac est contemporain à l'émergence du seuil de Kénogami, alors que le seuil d'Alma est encore immergé (cf. IV.B, Fig. 2B). Basé sur ce paléo-niveau, les dimensions de l'étendue d'eau à la transition mer/lac étaient de 60 km dans la direction N-O/S-E, 70 km dans la direction O/E et 45 km dans la direction S-O/N-E (Fig.V-9).

V.A.4.3. Sédimentation fluviale

Dans le domaine axial, les deltas glacio-fluviaux ont été remplacés par des deltas de barres d'embouchure, prenant la forme de lobes très allongés et rapidement incisés en réponse à des taux de chute du niveau de base rapides qui ont empêché la migration latérale des structures (cf. IV.B, Fig. 19). Les deltas glacio-fluviaux du système transverse Est ne sont plus actifs comme l'atteste la formation de terrasses littorales. Seule la zone au droit de la future rivière

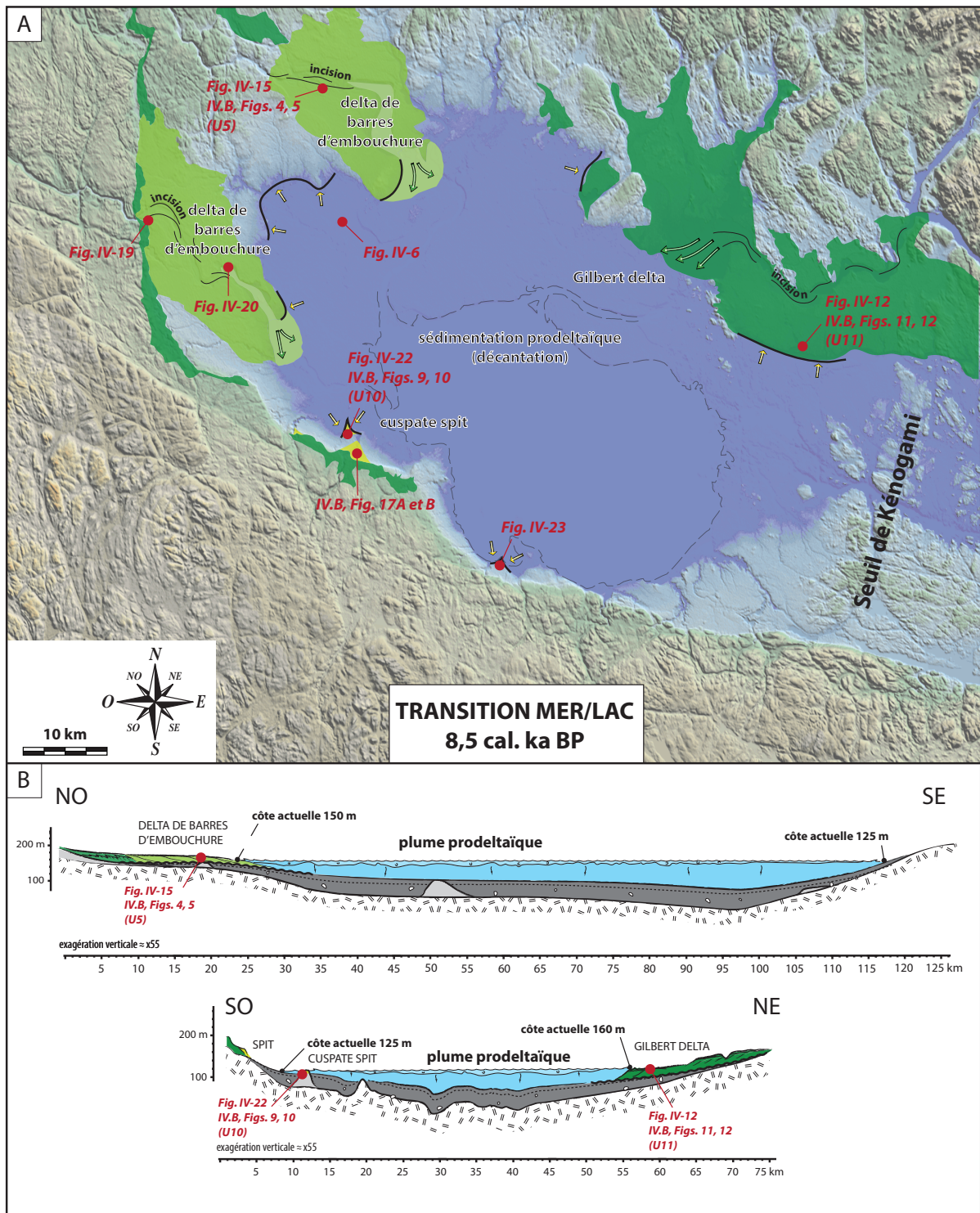


Fig. V-6. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean à la transition mer/lac, à environ 8,5 cal. ka BP. Paléo-extension du Lac Saint-Jean reconstruite en incluant l'effet du rebond glacio-isostatique (cf. IV.B, Fig. 2) A) Distribution des systèmes sédimentaires développés ou en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant les processus en cours et les architectures résultantes.

Peribonka est encore soumise à la progradation d'un système deltaïque. Les systèmes amont abandonnés commencent progressivement à être incisés, annonçant la progressive organisation du cours d'eau. Au sein du système transverse Ouest, aucun écoulement glaciaire ou fluvial n'a persisté, la sédimentation n'est plus fluviale. Au centre du bassin, la sédimentation prodeltaïque se poursuit. La diminution de la salinité suite au passage en environnement lacustre a réduit le potentiel de floculation et probablement les taux de sédimentation associés. Simultanément, la diminution de la salinité favorise la mise en place d'écoulements hyperpycnaux, nourris par les épisodes de crues associées au régime fluvio-glaciaire des cours d'eaux. Les premiers sédiments sont amenés dans les parties les plus profondes du lac pour initier la formation des lobes confinés (III.A, Fig.8).

V.A.4.4. Sédimentation induite par le vent

Plusieurs structures témoignent de l'augmentation de l'influence littorale dans le bassin depuis le maximum marin jusqu'à la transition mer/lac. Dans le système transverse Ouest, la sédimentation est contrôlée par la dynamique littorale depuis le maximum marin. Elle est à l'origine de plusieurs morphostructures successives, depuis 180 à 120 m d'altitude, correspondantes à une flèche littorale, un chevron littoral, des paléo-rivages et enfin un chevron littoral érosif, juste au-dessus du trait de cote attribué à la transition mer/lac. Enfin, la fermeture du bassin marque la fin de l'influence des processus tidaux. Elle accentue l'influence de la circulation interne générée par le vent lors des épisodes de tempêtes et l'initiation des morphostructures associées comme les structures de type *sediment drifts* (III.A, Fig. 10; III.B, Fig. 3) ou la plateforme progradante profonde (*sedimentary shelf*; III.A, Figs. 6 et 7; III.B, Fig.2).

V.A.5. La fin de l'influence glaciaire (Fig. V-7)

La disparition de l'inlandsis laurentidien du bassin versant du lac Saint-Jean marque la fin de l'influence glaciaire sur la sédimentation. Suite à cet événement, les tributaires du bassin sont passés d'un régime fluvio-glaciaire à un régime fluvial qui a probablement réduit les volumes d'eau et de sédiments apportés au bassin. Il signe la transition de la période lacustre tardi-glaciaire à la période lacustre post-glaciaire.

V.A.5.1. Age

L'âge de cet événement est estimé à environ 7 ka BP (7,5 cal. ka BP), correspondant à l'âge du premier front glaciaire identifié complètement à l'extérieur du bassin versant du lac Saint-Jean d'après les limites successives de l'inlandsis laurentidien estimées et datées par Oc-

chietti et al. (2011) (cf. II-10). Aucune autre donnée n'étant disponible pour déterminer l'âge de cet événement, l'âge de la transition glaciaire/post-glaciaire considérée dans cette étude est estimé à 7 ka BP et 7,5 cal. ka BP.

V.A.5.2. Paléo-extension de l'étendue d'eau

La paléo-extension du lac Saint-Jean au moment de la disparition de l'inlandsis du bassin versant du lac Saint-Jean est mal contrainte. Une cote dans le secteur Est à 120 m d'altitude est donnée par la transition d'un delta Gilbert vers un delta de barres d'embouchure (cf. IV.C). Elle est très proche de la cote 125 m, associée à la terrasse relative à l'émergence du seuil d'Alma dans cette partie du bassin (IV.B, Fig. 2C). Ailleurs dans le bassin, le niveau d'eau associé à cet événement est inconnu. Par conséquent, pour cette étape, la paléo-extension de l'étendue d'eau est représentée (Fig.V-7) de manière identique à celle contemporaine de l'émergence du seuil d'Alma (Fig. IV.B, Fig. 2C). Elle est probablement légèrement surestimée par rapport à l'étendue d'eau réelle lors de la transition glaciaire/post-glaciaire.

V.A.5.3. Sédimentation fluviale

Depuis la transition mer/lac, en réponse à la diminution du taux de chute du niveau de base depuis le début de la période lacustre, les deltas d'embouchure du système axial ont pu largement migrer latéralement générant des systèmes lobés amalgamés, aussi larges que longs (regressive aprons sensu Ritchie 2004). Cependant, la fin de l'influence glaciaire n'a pas modifié de manière visible la sédimentation de ces deltas d'embouchure. Dans le système transverse Ouest, l'absence d'activité fluviale n'a pas permis d'enregistrer l'influence de la transition glaciaire/post-glaciaire. Seul le système transverse Est enregistre la fin de l'influence glaciaire par une modification de son régime sédimentaire (cf. IV.C). Depuis la transition mer/lac, un delta Gilbert attribué à la rivière Péribonka avait continué de prograder générant une large plaine deltaïque (Fig. IV-13). Lors de la disparition de l'inlandsis du bassin versant, la charge sédimentaire de la rivière Péribonka a été drastiquement réduite, comme le montre la ré-organisation du réseau hydrographique et l'incision de la plaine deltaïque précédemment mis en place. Ces incisions sont issues de la capture des écoulements antérieurs au sein d'un chenal unique qui a modifié la nature du système deltaïque de la Péribonka pour évoluer vers un delta de barres d'embouchure. Dans la partie centrale du bassin, la diminution des apports sédimentaires a pu induire une baisse de la fréquence des écoulements hyperpycnaux (cf. III.A). Enfin, à ce moment-là, le dépôt de la Formation des argiles de Laflamme est interrompu.

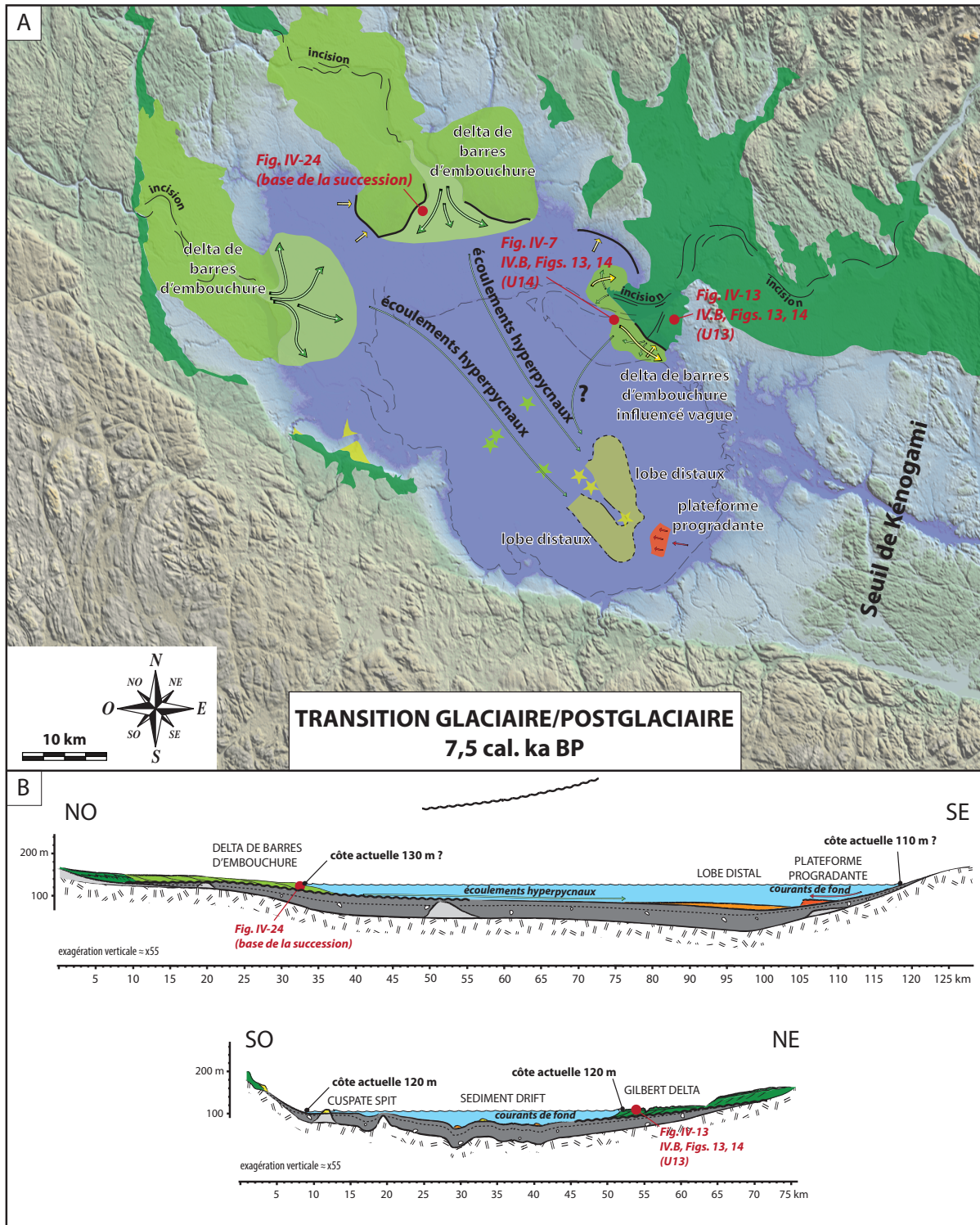


Fig. V-7. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean autour de 7,5 cal. ka BP, lors de la disparition de l'inlandsis laurentidien du bassin versant. A) Distribution des systèmes sédimentaires développés ou en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant les processus en cours et les architectures résultantes.

V.A.5.4. Sédimentation induite par le vent

La réduction des apports fluviaux entraîne la progressive intensification des processus littoraux. Au sein du système transverse Est, la transition du système de Gilbert delta vers un delta de barres d'embouchure s'accompagne de la mise en place de structures littorales au front de la plaine deltaïque (IV.C, Figs. 44B; 45B). Par la suite, le développement des systèmes d'embouchures est marqué par un remaniement littoral important indiquant une dynamique de delta influencé vague (cf. IV.B; IV-C, Fig. 46) et par la mise en place de cordons et de terrasses lacustres successives. La baisse des apports sédimentaires a également pu favoriser l'expression de la circulation interne au lac. Les morphostructures du fond du lac (sediment drift et plateforme progradante), associées à la circulation interne induite par les vagues au cours d'épisodes de tempête sont en cours de formation (sediment drifts, III.A, Fig. 10 et III.B, Fig. 3; plateforme progradante profonde III.A, Figs. 6 et 7; III.B, Fig. 2). Le remaniement des sédiments de la Formation des argiles de Laflamme se généralise.

V.A.6. La période récente (pré-1926) (Fig. V-8)

L'année 1926 marque le début de la régulation du lac Saint-Jean par la construction à l'exutoire du barrage de l'Isle Maligne. Le rehaussement du niveau d'eau qui s'en est suivi marque le point de départ d'un nouveau changement d'évolution sédimentaire et la fin de la période lacustre post-glaciaire considérée dans cette étude.

V.A.6.1. Paléo-extension de l'étendue d'eau

Le niveau moyen du lac, pendant la saison déglacée, était environ 2,5 m plus bas qu'aujourd'hui (Fig. II-2). La paléo-extension du lac a donc été reconstruite en considérant la ligne bathymétrique à -2,5 m comme représentant le pourtour du lac en 1926. Les dimensions de l'étendue d'eau étaient de 41 km dans la direction N-O/S-E, 32 km dans la direction O/E et 33 km dans la direction S-O/N-E (Fig.V-9).

V.A.6.2. Sédimentation fluviale

Depuis l'entrée dans la phase lacustre post-glaciaire, les deltas d'embouchure du système axial ont continué à se développer jusqu'à devenir coalescents suite à la diminution de la vitesse de chute du niveau de base qui a permis leur migration latérale. Dans le système transverse Est, le développement du delta de barres d'embouchure influencé vague s'est poursuivi. L'ensemble de ces systèmes fluviaux génère, au moins occasionnellement, des

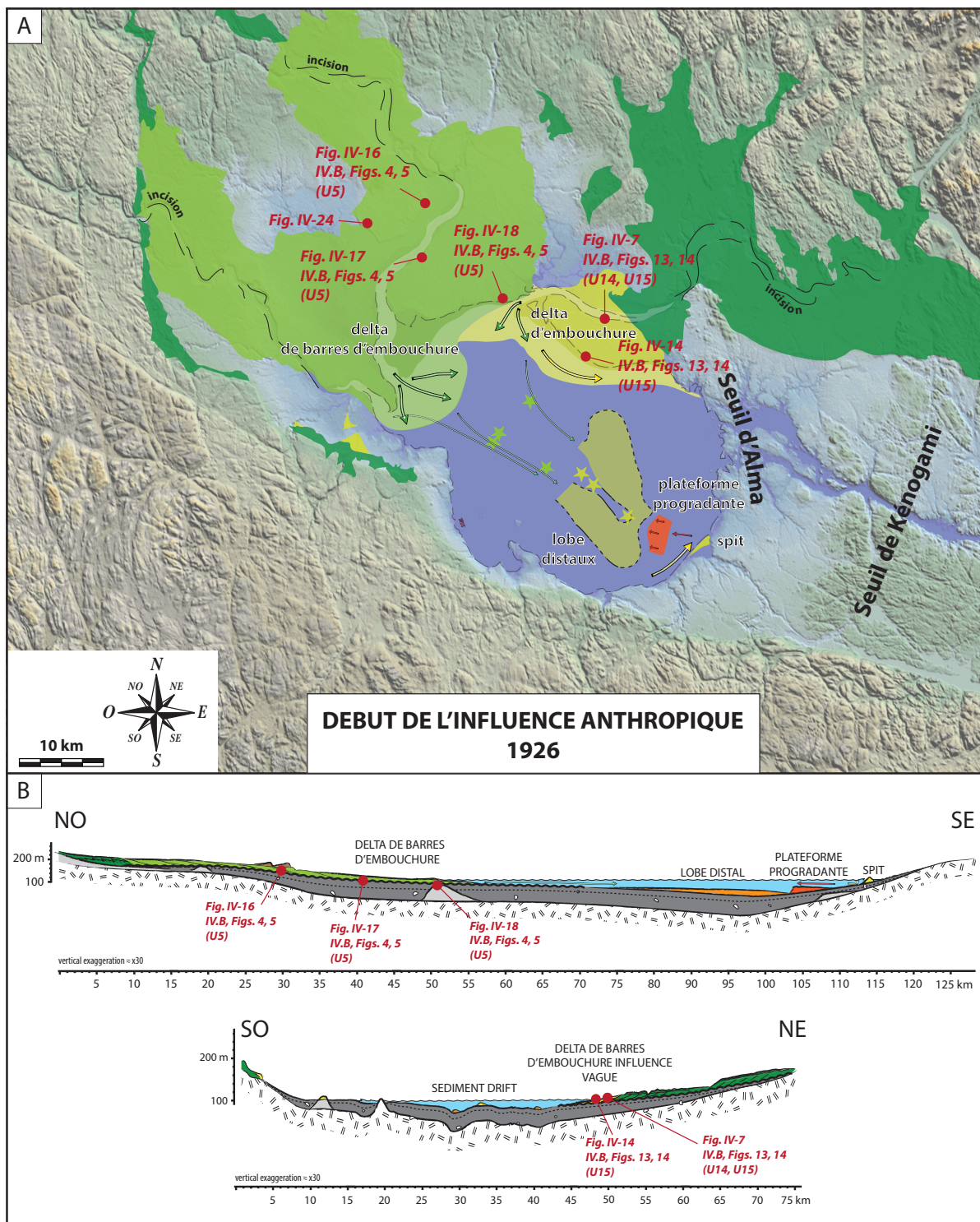


Fig. V-8. Paléogéographie, processus et systèmes sédimentaires actifs au sein du bassin du lac Saint-Jean en 1926, avant la mise en réservoir du lac Saint-Jean. A) Distribution des systèmes sédimentaires développés en cours de développement. B) Sections NO-SE et SO-NE illustrant processus en cours et les architectures résultantes.

écoulements hyperpycnaux transportant les sédiments fins dans les parties les plus profondes du lac formant des accumulations silto-argileuses au sein de lobes confinés (III.A, Fig.8).

V.A.6.3. Sédimentation induite par le vent

L'influence littorale dans le bassin du lac Saint-Jean a fortement augmenté. Depuis l'étape précédente, le delta de la rivière Péribonka (i.e., section Est) montre une influence importante des vagues (cf. IV.C) dans la sédimentation sous la forme d'une redistribution par la dérive littorale des sédiments fluviaux. Au Sud du bassin, une flèche sableuse s'est développée isolant une lagune (St-Gédéon, Figs. II-1, III.A, Fig. 1; III.B, Fig. 1). Cette dynamique littorale issue du vent est associée à une circulation profonde lors de tempêtes importantes générant des courants de fonds qui maintiennent le développement de surfaces d'érosions profondes (III.A, Figs. 3 et 4), des structures de *sediments drifts* (III.A, Fig. 10; III.B, Fig. 5) et de la plateforme progradante profonde (III.A, Figs. 6 et 7; III.B, Fig. 5).

CONCLUSION

Au premier ordre, l'évolution sédimentaire du bassin du lac Saint-Jean montre une phase dominée par les effets du retrait du front glaciaire sur le bassin grossièrement entre 13,2 et 12,5 ka BP, jusqu'au maximum marin. Ensuite, la sédimentation est fortement contrôlée par les processus glacio-fluviaux issus des eaux de fonte et des sédiments disponibles suite à la déglaciation de la zone. Cette influence glacio-fluvial s'estompe progressivement jusqu'à la transition glaciaire/post-glaciaire où elle laisse la place à une sédimentation fluviale associée à une sédimentation contrôlée par le vent générant des processus littoraux et profonds. Cette évolution sédimentaire suggère la progressive expression d'un système *Wind driven Water Body* dans le bassin du lac Saint-Jean.

V.B. - MISE EN PLACE PROGRESSIVE D'UN SYSTÈME WWB

V. B. 1. L'évolution de l'indice I_{WWB}

L'indice I_{WWB} a été défini pour rendre compte de la capacité d'un système fermé à se comporter comme un WWB (cf. I.B). Plus l'indice est important, plus le fetch est grand par rapport à la profondeur du système, et plus les possibilités d'appliquer au bassin une dynamique de vague et une circulation interne générée par le vent sera grande. Dans le bassin du lac Saint-Jean, la surface et la profondeur de l'étendue d'eau n'ont cessé de diminuer depuis la déglaciation de la zone par l'effet du rebond glacio-isostatique. L'indice I_{WWB} a donc très probablement varié

au cours du temps. Dans le but de rendre compte de la progressive expression d'un système WWB dans le bassin du lac Saint-Jean, sa valeur est estimée pour trois différentes périodes de l'évolution du bassin : (1) la période du maximum marin, (2) la transition mer/lac et (3) 1926 (avant la mise en place du barrage à l'exutoire).

V.B.1.1. Estimation des variables de l'indice

La reconstruction de l'indice I_{WWB} pour des systèmes sédimentaires fossiles nécessite trois variables indispensables qui sont la direction principale des paléo-vents, la longueur de l'éten due d'eau dans cette direction (i.e., *fetch* représentatif; Fm) et une estimation de la profondeur moyenne (Dm).

Fm – Dans le bassin du lac Saint-Jean, le régime de vent actuel est assez bien contraint grâce aux mesures récentes compilées par les stations météorologiques présentes dans le bassin. En ce qui concerne les périodes plus anciennes, depuis la maximum marin jusqu'à des périodes récentes, la direction principale des paléo-vents est estimée par l'orientation des dunes éoliennes fossiles identifiées dans le bassin (Fig. II-3B, C et D). Au final, sur la période Holocène, les vents sont considérés comme soufflant de manière prédominante depuis le N-O vers le S-E. Pour la période récente, les directions de vent mesurées depuis trente ans indiquent des vents dominants soufflant à parts égales depuis le N-O, l'O et le S-O (Fig. II-3A, III.B, Fig. 1C). Ces directions de vent ont été mises en relation avec les reconstructions des paléo-étendues d'eau au maximum marin, lors de la transition mer/lac et en 1926 (cf. IV.B, Fig. 2; Fig.V-9A). Une longueur de fetch maximum (Fm) est donnée pour chaque période, dans les trois directions de vent sur l'ensemble de la période, N-O, O et S-O (Table V-2).

		Maximum marin	Transition Mer-Lac	1926
Fm	N-O	95 km	60 km	41 km
	O	90 km	70 km	32 km
	S-O	50 km	45 km	33 km

Table V-2. Compilation des valeurs de fetch maximum (Fm) en km, dans les directions N-O, O et S-O correspondantes aux directions de vents dominantes durant l'évolution holocène du bassin du lac Saint-Jean, pour les périodes du maximum marin, de la transition mer/lac et 1926, avant la mise en service du barrage à l'exutoire.

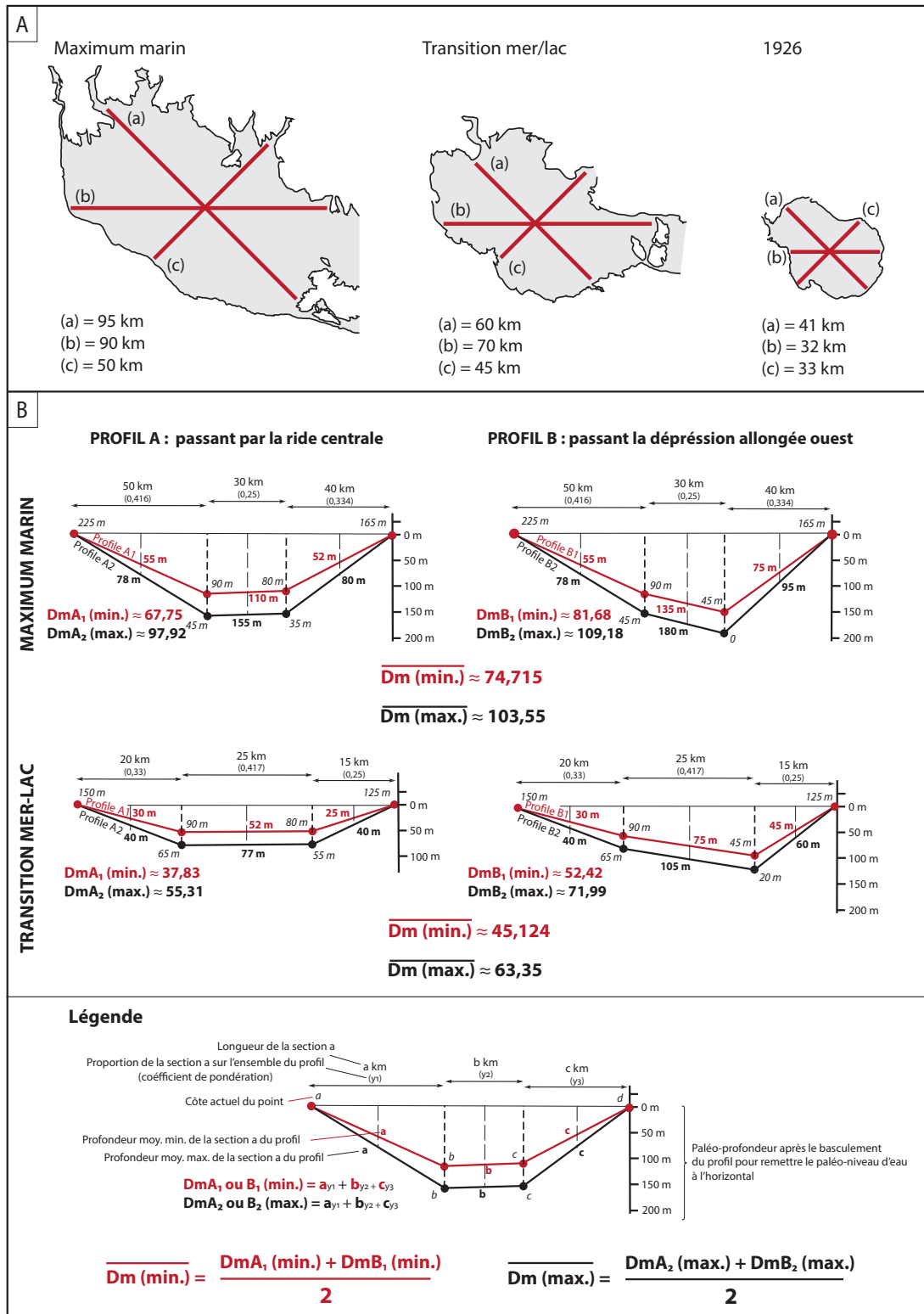


Fig. V-9. Caractéristiques physiographiques du Golfe de Laflamme entre 12,8 et 12,6 cal. ka BP lors de son extension maximale et du lac Saint-Jean entre 9,2 et 7,8 cal Ka BP, à la transition mer/lac. A) Pourtours reconstruits du maximum marin, du lac Saint-Jean à la transition mer/lac et du lac Saint-Jean en 1926. Les longueurs maximales dans les trois directions des vents dominants (Fm) sont données pour chaque période. B) Reconstruction des paléo-profondeurs moyennes pour la période du maximum marin et de la transition mer/lac. Elles sont basées sur l'estimation de profils bathymétriques recoupant la ride centrale (profil A) et la dépression allongée Ouest (profil B). Pour chacune de ces configurations, un profil est basé sur une épaisseur importante de sédiments antérieurement déposés

(profil A1 et B1) ou une épaisseur de sédiments déjà déposés faible (profil A2 et B2). Pour le maximum marin, la profondeur moyenne maximale est basée sur l'absence de silt déjà déposée alors que la profondeur moyenne minimale est basée sur l'hypothèse que l'ensemble des silts est considéré comme déjà déposé. Ceci implique une différence de 45 m de profondeur au centre du bassin entre les profondeurs moyennes maximales et minimales. A la transition mer/lac, la profondeur moyenne minimale se base sur une Formation des argiles de Laflamme déjà complète, alors que la profondeur moyenne maximale se base sur une épaisseur de 20 m de silts déjà déposés. Une différence de 25 m de profondeur au centre du bassin définit la différence entre la profondeur moyenne maximale et minimale. Une fois les profils reconstitués, la profondeur moyenne est estimée graphiquement. Pour chaque période, les profils A1 et B1 sont moyennés ainsi que les profils A2 et B2 pour fournir une profondeur moyenne minimale et une profondeur moyenne maximale.

Dm – La reconstruction des profondeurs moyennes est la variable la plus délicate à appréhender.

Pour 1926 (avant la mise en place du barrage à l'exutoire), le niveau d'eau était en moyenne, sur la période annuelle déglacée, 2,5 m plus bas qu'aujourd'hui (Fig.II-2). Cette valeur a donc été retranchée de la profondeur moyenne actuelle estimée à 11,6 m (Roy et al. 2011) pour obtenir une profondeur moyenne d'environ 9,1 m en 1926. Cette valeur se base sur une physiographie du fond du lac en 1926 qui était identique à l'actuel, cohérent au regard de la durée courte qui sépare la période actuelle à 1926 menant à un volume de sédiments déposé pendant ce laps de temps probablement limité.

Les profils reconstruits (Fig. V-9) pour les périodes du maximum marin et de la transition mer/lac sont basés sur quatre points. Deux d'entre eux forment les extrémités du profil. Variables pour chaque période (maximum marin, transition mer/lac et 1926), ils correspondent aux cotes estimées (Table V-1) grâce à la reconstruction des paléo-extensions du niveau d'eau (cf. V.A). Les deux autres points ont été choisis au centre du bassin, à des endroits où la bathymétrie du toit de la Formation des argiles de Laflamme était connue. Pour chaque période, deux profils A (A1 et A2) (Fig. V-9) ont été reconstruits en recoupant la ride centrale (III.A, Fig. 3; central ridge) et deux profils B (B1 et B2) (Fig. V-9) en recoupant la dépression allongée Ouest (III.A, Fig. 3; western trough) permettant de reconstituer respectivement une profondeur moyenne minimale (i.e., sur la ride centrale) et maximale (i.e., dans la dépression

		Maximum marine	Transition Mer/Lac	1926
Dm	Max	103,55 m	63,65 m	9,1 m
	Min	74,715 m	45,124 m	

Table V-3. Compilation des valeurs de paléo-profondeur estimées pour les périodes du maximum marin, de la transition mer/lac et de la période récente de 1926. Les profondeurs moyennes maximales et minimales sont associées à des épaisseurs différentes de la Formation des argiles de Laflamme à chaque période considérée.

allongée). Ensuite, les profils A1 et A2, puis B1 et B2 sont proposés pour chaque configuration A (i.e., ride centrale) et B (i.e., dépression allongée) respectivement, variant uniquement par rapport à l'épaisseur de la Formation des argiles de Laflamme considérée comme ayant déjà été déposée pour chaque période.

V.B.1.2. Calcul de l'indice pour les différentes périodes

Une fois les valeurs de Fm et Dm estimées pour chacune des périodes, les indices I_{WWB} ont été calculés pour chaque période, dans les trois directions de vent N-O, O et S-O, d'abord en utilisant la profondeur moyenne minimale, pour générer des indices maximums et ensuite en utilisant la profondeur moyenne maximale pour fournir des indices minimums (Table V-4). Enfin, un indice I_{WWB} moyen est proposé pour chaque orientation de vent en moyennant les indices minimums et maximums (Table V-4).

		Maximum marine	Transition Mer-Lac	1926
lwwb (max)	N-O	1271	1330	
	O	1205	1551	
	S-O	669	997	
lwwb (min)	N-O	917	943	
	O	869	1100	
	S-O	483	707	
lwwb (moy.)	N-O	1094	1136	4505
	O	1037	1325	3516
	S-O	576	852	3626

Table V-4. Compilation des valeurs de l'indice I_{WWB} ($I_{WWB} = Fm/Dm$) estimés pour les différentes configurations du bassin du Saint-Jean. $I_{WWB} (max) = Fm/Dm (min)$ alors que $I_{WWB} (min) = Fm/Dm (max)$. Une moyenne des deux est présentée fournissant un indice moyen pour chacune des périodes considérées.

V.B.1.3. Confrontation des indices I_{WWB} aux données sédimentologiques

Les valeurs des indices I_{WWB} de bassin WWB caractéristiques sont variables, comprises entre 1000 et plus de 40 000 (cf. I.B, Fig. 1) menant à la considération d'une valeur seuil de mise en place estimée autour de 1000. En confrontant les valeurs d'indice I_{WWB} estimées pour différentes périodes de l'évolution du bassin du lac Saint-Jean aux données sédimentologiques, il est possible d'associer une valeur d'indice I_{WWB} au développement de certaines morphostructures caractéristiques et donc de rendre prédictible la présence de certaines constructions sédimentaires par rapport à la physiographie.

Lors de la période récente (1926), le lac Saint-Jean possède un indice I_{WWB} compris entre 3300 et 4300 (Table V-4). Cet intervalle est comparable à celui de bassins fermés clai-

rement considérés comme des systèmes Wind-driven Water Bodies (e.g. Lac Turkana; cf. I.B, Fig. 1). Associé à ces valeurs d'indices, le lac Saint-Jean montre le développement de constructions et d'érosions littorales par l'action des vagues générées par le vent. Il est aussi associé à des constructions sédimentaires de type *sediments drifts* et plateforme progradante profonde, mais aussi à des érosions généralisées en domaine profond issues d'une circulation interne générée par le vent.

Lors de l'extension maximale du Golfe de Laflamme, l'indice I_{WWB} se situe entre 1000 et 1100 pour deux des trois directions de vent considérées, dans un bassin à connexion restreinte avec le domaine marin ouvert. La sédimentation est largement contrôlée par la dynamique fluviatile entretenue par la déglaciation et les processus liés à l'action du vent semblent largement marginaux, même si une flèche littorale (Fig. IV-11; IV.B, Figs.6, 7) a été identifiée et associée à cette période. Aucun processus tractif n'a été associé à cette période dans la partie centrale, dominée par des processus de décantation. A ce moment de l'histoire du bassin, l'influence du vent par l'intermédiaire d'une dynamique de vague ne semble pas prépondérante impliquant que le système WWB s'exprime très peu dans la sédimentation.

A la transition mer/lac, les indices I_{WWB} sont compris entre 1100 et 1350 dans un bassin complètement fermé. La sédimentation fluviatile est encore prédominante dans les secteurs drainés par des cours d'eau maintenant organisés. Cependant, latéralement aux systèmes fluviatiles, la dynamique littorale est largement exprimée sous la forme de flèche et de chevron littoraux mais aussi de structures érosives comme des terrasses d'érosion. Dans la partie centrale, les morphostructures associées aux courants de fonds se développent. La transition mer/lac marque la transition d'un système combinant une dynamique fluviatile dominante avec une dynamique littorale peu efficace vers un système à dynamiques littorale et profonde significatives.

Malgré les incertitudes sur les estimations des longueurs des paléo-étendues d'eau, des directions dominantes de vents et surtout des profondeurs moyennes, une tendance générale se dégage de la relation entre la valeur de l'indice I_{WWB} et la sédimentation associée. L'intervalle 1100 - 1300 semble correspondre au seuil qui indique la transition entre un système qui ne se comporte pas comme un WWB (inférieur à 1100) et un système qui a les caractéristiques d'un WWB (supérieur à 1300). Cette phase de transition est caractérisée par le développement d'une dynamique littorale par les vagues mais qui ne se répercute pas en profondeur. Elle est attribuée à une nouvelle configuration mentionnée sous le terme de «proto-WWB». Au dessus d'un indice de 1300, les morphostructures profondes semblent commencer à se développer, largement renforcées lorsque l'indice devient supérieur. Cependant, les valeurs de l'indice très proches entre le maximum marin et la transition mer/lac, représentant

un système WWB non exprimé et un proto-WWB, suggèrent que d'autres caractéristiques entrent en jeu dans l'expression sédimentaire des WWB. Les forçages locaux, comme l'impact de la déglaciation inhibant l'expression de la dynamique de vague, et la nature non complètement fermée du Golfe de Laflamme, ont probablement eu un effet sur la mise en place ou non des morphostructures propres aux systèmes WWB. Un bassin présentant une physiographie favorable (i.e., indice élevé) ne développera probablement pas les caractéristiques d'un WWB si un forçage local favorise la dynamique fluviale (i.e., déglaciation, climat, tectonique) au dépend de la dynamique de vague. De plus, l'indice I_{WWB} nécessaire à l'expression d'un WWB n'est probablement pas identique en fonction de la nature fermée ou partiellement fermée du bassin. Pour un bassin partiellement fermé, un indice I_{WWB} plus important est peut-être nécessaire à la mise en place des morphostructures caractéristiques.

V.B.2. Le rôle de l'héritage glaciaire dans l'expression du système WWB du lac Saint-Jean.

L'évolution de la physiographie du bassin reflétée par l'évolution de l'indice I_{WWB} semble bien rendre compte de la mise en place progressive du système WWB actuel du lac Saint-Jean. Il apparaît que l'héritage glaciaire en soit la cause principale. Ses effets sur la sédimentation sont nombreux ainsi que sur les valeurs des I_{WWB} .

La majeure partie des systèmes fermés d'origine glaciaire prennent place au sein de dépressions creusées par érosion sous-glaciaire dont les exemples les plus emblématiques sont les Grands Lacs d'Amérique du Nord (lacs Supérieur, Huron, Michigan, Érié et Ontario). La physiographie de ces dépressions est intimement liée aux processus d'érosion glaciaires qui engendrent généralement des dépressions de faible profondeur mais d'extension très importante. Les Grands Lacs ont tous une profondeur moyenne inférieure à 100 m, excepté le Lac Supérieur dont la profondeur moyenne est de 150 m. Leurs extensions couvrent des centaines de kilomètres engendrant des I_{WWB} potentiellement très importants. Les lacs d'origine glaciaire apparaissent donc comme favorables à une évolution en système WWB puisque l'héritage glaciaire influence directement la physiographie du bassin.

Mais, l'environnement glaciaire influence aussi très fortement la source sédimentaire et la nature des sédiments qui arrivent dans le bassin. Dans le bassin du lac Saint-Jean, le matériel glaciaire est principalement composé d'éléments fins allant des silts aux sables. Disponibles en quantité importante, ces sédiments ont été pris en charge par les eaux de fonte sous la forme d'écoulements pro- à fluvioglaciale menant à la genèse de constructions fluviales d'embouchure. La nature sableuse de ces constructions favorise un remaniement par l'action des vagues (Orton et Reading 1993) et ces sédiments sont donc facilement mobilisables pour

construire des morphostructures typiquement littorales.

Par conséquent, l'héritage glaciaire contrôle fortement l'expression d'un système WWB. Dans le cas du bassin du lac Saint-Jean, l'espace créé pour la sédimentation ainsi que la nature du matériel, directement hérités de la dynamique glaciaire, ont favorisé le développement d'un système WWB. Plus généralement, il apparaît donc que l'expression d'un WWB est premièrement contrôlé par l'héritage physiographique et la nature du matériel disponible. Lorsque ces deux facteurs ne sont pas favorables, une dynamique de vague prédominante au sein d'un système WWB (i.e., $I_{\text{WWB}} > 1000$) ne sera pas suffisante pour développer les morphostructures qui les caractérisent. Leur identification sera donc impossible sans données bathymétriques pour les systèmes actuels à sub-actuels ou sans données paléo-géographiques et paleo-bathymétriques pour les systèmes anciens.

SYNTHÈSE

La transition depuis une dynamique glaciaire à une dynamique post-glaciaire est à l'origine d'une évolution de la dynamique sédimentaire dans le bassin du lac Saint-Jean sur les 13 000 dernières années. Quatre périodes peuvent être distinguées : la période de déglaciation, la période marine tardi-glaciaire, la période lacustre tardi-glaciaire et la période lacustre post-glaciaire.

La période de déglaciation (Fig.V-3 et 4) se caractérise par le retrait du front glaciaire sur le bassin du lac Saint-Jean. Elle s'étend entre $13,6 \pm 0,1$ et $12,6 \pm 0,2$ ka BP (Fig.V-5). Elle est dominée par une sédimentation principalement glacio-marine, progressivement accompagnée des premiers dépôts proglaciaires dans les systèmes transversaux.

Pendant la période marine tardi-glaciaire, entre $12,6 \pm 0,2$ (Fig.V-5) et $8,5 \pm 0,7$ cal. ka BP (Fig.V-6), même si le front glaciaire s'éloigne progressivement loin vers le Nord, l'influence de la déglaciation est encore prédominante. Les systèmes fluviaux sont nourris par des eaux de fonte abondantes et une charge sédimentaire importante. Une ceinture de deltas glacio-fluviaux caractérise la bordure du bassin. Même si plusieurs constructions littorales ont été identifiées. A ce moment-là, le bassin du lac Saint-Jean est dominé par les processus fluviaux et bien que l'indice reconstitué indique un système WWB, il ne s'exprime pas dans l'enregistrement sédimentaire. C'est la fermeture du Golfe de Laflamme, à la fin de cette période qui marque la transition vers un WWB exprimé.

Au cours de la période lacustre tardi-glaciaire, entre $8,5$ (Fig.V-6) et $7,5$ cal. ka BP (Fig.V-7), les systèmes fluviaux s'organisent, menant à la mise en place de trois systèmes deltaïques (i.e., embouchures des rivières Mistassini et Ashuapmushuan et delta de la rivière Péribonka). Ailleurs, entre ces systèmes fluviaux, la dynamique de vague est devenue prépondérante et a permis le développement généralisé de morphostructures littorales (plages et terrasses) sur les pourtours du lac. La circulation interne au lac, développée occasionnellement lors d'épisodes de vent fort, devient progressivement capable d'affecter le fond du lac Saint-Jean et initie la formation des morphostructures profondes indiquant la progressive mise en place d'un WWB mature.

Au cours de la période lacustre post-glaciaire, après $7,5$ cal. ka BP (Fig.V-7), les systèmes deltaïques évoluent tous vers des deltas d'embouchure. La baisse des apports sédimentaires suite à la disparition de l'inlandsis du bassin versant, probablement associée à une profondeur du lac plus faible, permet de renforcer l'expression de la circulation interne au sein du lac. Le développement généralisé de morphostructures littorales et profondes marque la poursuite de l'évolution du bassin en système WWB mature.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'analyse sédimentologique du bassin du lac Saint-Jean, depuis la structure sédimentaire jusqu'aux architectures kilométriques, a permis de dégager un certain nombre d'interprétations ayant attiré (1) aux systèmes WWB, (2) aux séquences de déglaciation en domaine précédemment englacé et (3) aux modalités de la déglaciation du Sud du Québec.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES SYSTÈMES WIND-DRIVEN WATER BODIES : PROCESSUS SÉDIMENTAIRES ET INVENTAIRE DES MORPHOSTRUCTURES ASSOCIÉES

Après avoir proposé et discuté le concept de *Wind driven Water Body*, ce travail de thèse avait pour objectif principal de contraindre, par une étude sédimentologique intégrée du bassin du lac Saint-Jean (Québec, Canada), la signature sédimentaire de tels systèmes par l'intermédiaire d'une caractérisation des processus sédimentaires qui y ont cours et des morphostructures résultantes. L'interprétation des différents types de données montre que la sédimentation s'est articulée autour de deux forçages dominants qui sont l'activité fluviatile contrôlée par les paramètres locaux (i.e., héritage glaciaire, climat) et le vent, commun à l'ensemble des systèmes WWB.

- L'activité fluviatile est à l'origine de plusieurs systèmes deltaïques importants sur les pourtours du lac actuel. Elle a généré des écoulements hyperpycnaux épisodiques, mais récurrents, identifiés sous la forme d'incisions chenalisées profondes en zone proximale aux embouchures et de lobes confinés en zone distale.

- L'influence du vent a provoqué, après la fermeture du bassin, l'expression d'une dynamique littorale importante, occasionnellement associée à une circulation interne générant des courants de fond lors d'épisodes de vents forts à temps de retour annuels mais plus certainement pluri-annuels. Les morphostructures sédimentaires associées sont des profils de plage haute énergie accompagnés localement de la mise en place de constructions de type *infralittorale prograding wedge*, des terrasses d'érosion lacustres, des flèches sableuses littorales, des érosions en domaine profond, des structures de type *sediment drifts* et la mise en place d'une plateforme progradante profonde (*sedimentary shelf*) lacustre.

- L'interaction de ces deux forçages est à l'origine de la mise en place d'un delta influencé vague correspondant au système deltaïque de la rivière Péribonka.

L'évolution sédimentaire tardi-wisconsinienne et holocène du bassin du lac Saint-Jean confirme

que la mise en place d'un système WWB se traduit par une évolution croissante de son indice I_{WWB} . Le passage d'un bassin WWB non exprimé ($I_{\text{WWB}} < 1100$) vers un bassin WWB mature passe par une phase de transition où le système est défini comme un proto-WWB ($I_{\text{WWB}} 1100-1300$), associé au développement de morphostructures littorales mais sans morphostructures profondes. L'estimation de l'indice pourrait donc devenir prédictive quant à l'apparition de certaines morphostructures caractéristiques des WWB, notamment en domaine profond.

En perspective, il conviendrait de confronter ces résultats avec d'autres exemples de bassin WWB. Même si un nombre important de morphostructures inventorié dans le bassin du lac Saint-Jean est associé à un forçage du vent et donc potentiellement à une dynamique propre aux systèmes sédimentaires de type WWB, la généralisation d'un modèle conceptuel de dépôt (Fig. CG-1) ne peut passer que par son application à d'autres exemples actuels à sub-actuels. Dans un second temps, un des enjeux majeurs est de confronter la dynamique sédimentaire associée aux systèmes WWB à leur enregistrement dans les séries anciennes. Seul l'identification et l'étude de systèmes WWB anciens permettront d'appréhender leur potentiel de préservation. Cette approche permettrait de valider l'existence de ces systèmes dans les série anciennes, qui *a priori*, n'ont aucune raison de ne pas être préservés dans certains contextes favorables.

CONTRIBUTION À LA CARACTÉRISATION ET À L'IDENTIFICATION DES SÉQUENCES DE DÉGLACIATION :

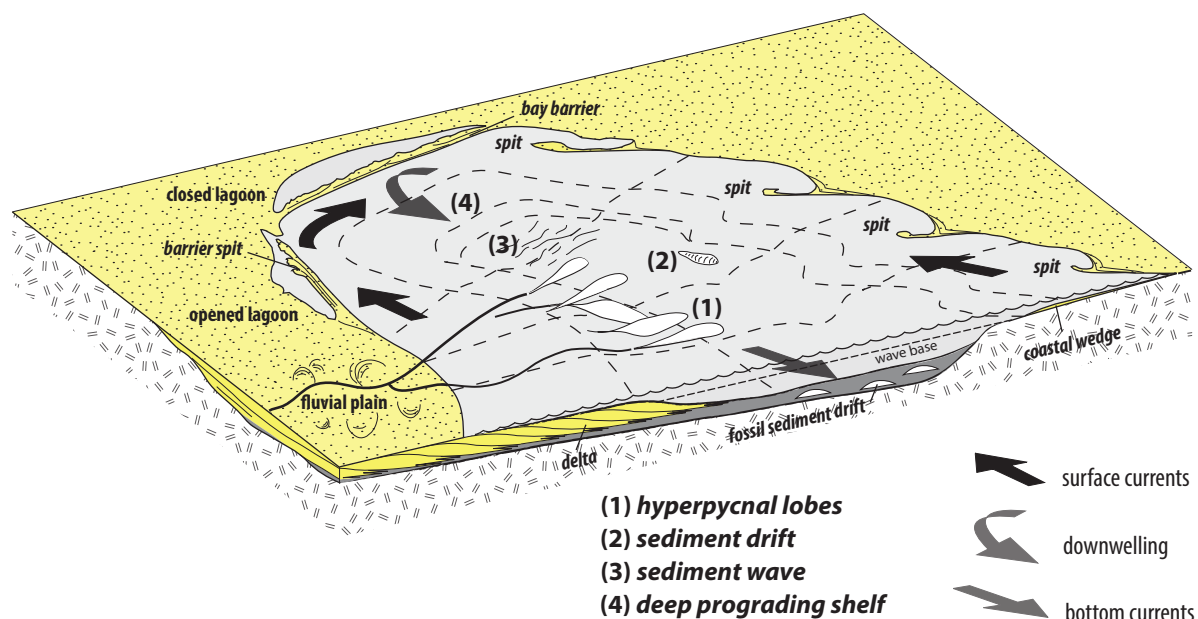


Fig. CG.1. Modèle conceptuel hydrosédimentaire des systèmes Wind-driven Water Bodies intégrant les morphostructures identifiées au sein du bassin du lac Saint-Jean et disséminées dans d'autres bassins WWB.

PROPOSITION D'UN MODÈLE STRATIGRAPHIQUE DE CORTÈGE DE RÉGRESSION FORCÉE PROPRE AUX PÉRIODES FINI-GLACIAIRES.

L'influence de la déglaciation sur la sédimentation est prépondérante à l'échelle du cortège sédimentaire dès lors que l'on considère son architecture stratigraphique. Les impacts du rebond glacio-isostatique et du régime d'apport sédimentaire ont fortement influencés l'ensemble de la succession.

- Le modèle de cortège de régression forcée basé sur la succession du bassin du lac Saint-Jean inclut une partie basale composée de dépôts glaciogéniques (cônes d'épandages juxta-glaciaires sous-aquatiques) disséminés au sein du bassin et scellés par une succession de silts argileux glaciomarins grano-décroissants enregistrant le retrait du front glaciaire. Vers le haut, les silts glaciomarins passent à des silts prodeltaïques associés latéralement au développement des cortèges fluviaux progradants à trajectoires descendantes originaires de la chute du niveau de base. Enfin, les dépôts éoliens marquent l'émersion au sommet de la succession.

- Les cortèges progradants montrent plusieurs évolutions considérées comme des critères diagnostics à l'identification des cortèges de régression forcée fini-glaciaires. Dans le système axial, les systèmes fluviaux progradants (i) passent de systèmes allongés vers des systèmes plus étalés latéralement (*regressive apron*), (ii) enregistrent une progressive organisation des réseaux hydrographiques et (iii) montrent une transition de deltas à foresets fortement inclinés (*Gilbert delta*) vers des deltas à foresets faiblement inclinés (*mouth-bar delta*). Dans les systèmes transverses, les mêmes évolutions ont été identifiées se poursuivant jusqu'à une atténuation de la dynamique fluviale allant parfois jusqu'à sa complète interruption, générant une augmentation corrélative de l'influence littorale et des morphostructures associées.

L'identification de ce type de cortège de régression forcée dans les séries anciennes pourrait avoir de larges implications en termes d'interprétations séquentielles globales et par extension en termes d'enregistrement des variations globales du niveau marin et de reconstructions paléogéographiques. Dans un premier temps, il conviendrait de valider l'existence de ces cortèges particuliers par leur identification au sein de séquences de déglaciation clairement identifiées. Ensuite, ce type de succession pourrait devenir un outil intéressant pour l'identification de nouvelles séquences de déglaciation anciennes.

CONTRIBUTIONS À LA GÉOLOGIE RÉGIONALE : MODALITÉS ET CHRONOLOGIE DU RETRAIT DE L'INLANDSIS

LAURENTIDIEN LORS DE LA DÉGLACIATION DANS LE SUD DU QUÉBEC.

Les différentes approches mises en œuvre dans ce travail ont permis de compléter les connaissances régionales d'abord sur l'âge de la déglaciation, puis sur le passage du Golfe de Laflamme au lac Saint-Jean.

- D'après les résultats de cette étude, la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean s'est étalée entre $13,1 \pm 0,1$ et $12,7 \pm 0,1$ cal. ka BP. Ainsi, ce travail recule de près de 2 000 ans l'âge précédemment estimé par Occhietti et al. (2004; 2011). L'influence de la topographie a été très importante lors de la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean. Le graben du Saguenay ayant correspondu à un axe préférentiel de retrait rapide pendant la déglaciation expliquant cette précocité par rapport aux zones alentours.

- Une nouvelle paléo-extension du maximum lacustre est proposée. La transition du Golfe de Laflamme au lac Saint-Jean, précédemment associée à l'émergence du seuil d'Alma, est maintenant associée à l'émergence du seuil de Kénogami.

D'un point de vue régional, la configuration particulière de la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean nécessite maintenant d'être intégrée à la configuration plus générale de la déglaciation du Sud du Québec. Les corrélations entre les fronts glaciaires identifiés dans le bassin du lac Saint-Jean et ceux notamment identifiés sur les Laurentides ou sur la côte Nord ne sont pas triviales, nécessitant probablement des investigations complémentaires.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

- ADAMS, K.D. & WESNOUSKY, S.G. 1998. Shoreline processes and the age of the Lahontan highstand in the Jessup embayment, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 110, 1318-1332.
- ADAMS, K.D. 2007. Late Holocene sedimentary environments and lake-level fluctuations at Walker Lake, Nevada, USA. *Geological Society of America Bulletin* 119, 126-139.
- ALLAN, J.C. & KIRK, R.M. 2000. Wind wave characteristics at Lake Dunstan, South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34, 573-591.
- ALLEY, N. 1998. Cenozoic stratigraphy, palaeoenvironments and geological evolution of the Lake Eyre Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 239-263.
- AMBROSE, W.A., MENDEZ, M., SALEEM AKHTER, M., WANG, F.P. & ALVAREZ, R. 1998. Geological controls on remaining oil in Miocene fluvial and shoreface reservoirs in the Miocene Norte area, Lake Maracaibo, Venezuela. *Petroleum Geoscience* 4, 363-376.
- ANDERSON, T.W., MATTHEWS, J.V., MOTT, R.J. & RICHARD, S.H. 1990. The Sangamonian Pointe-Fortune Site, Ontario-Québec Border. *Géographie physique et Quaternaire* 44(3), 271-287.
- ASHLEY, G.M., SOUTHARD, J.B. & BOOTHROYD, J.C. 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29, 67-79.
- ASHTON, A.D., MURRAY, A.B., LITTLEWOOD, R., LEWIS, D.A. & HONG, P. 2011. Fetch-limited self-organization of elongate water bodies. *Geology* 37, 187-190.
- ASPLER, L.B., CHIARENZELLI, J.R. & BURSEY, T., 1994. Ripple marks in quartz arenites of the Hurwitz Group, northwest territories, Canada: evidence for sedimentation in a vast, early Proterozoic, shallow, fresh-water lake. *Journal of Sedimentary Research* A64, 282-298.
- BÁDENAS, B., POMAR, L., AURELL, M. & MORSILLI, M. 2012. A facies model for internalites (internal waves deposits) on a gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). *Sedimentary Geology* 271-272, 44-57.
- BALLANTYNE, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, 1935-2017.
- BARNES, R.S.K. 1980. Coastal Lagoons. Cambridge University Press. Cambridge. 106 p.
- BASILICI, G., 2000. Pliocene Lacustrine Deposits of the Tiberino Basin (Umbria, Central Italy). In: Lake basins through space and time (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 505-514.
- BATES, R.L & JACKSON, J.A. 1980. Glossary of Geology. Second Edition, American Geological Institute. Falls Church. 749 p.
- BELLAIR, P. 1971. Deglaciation, glacioeustatisme, isostasie : les mers du Post-glaciaire Canadien. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 8, 51-55.
- BERNATCHEZ, P. & DUBOIS, J-M. 2004. Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. *Géographie physique et Quaternaire* 58, 45-71.
- BHATTACHARYA, J.P. & WALKER, R.G. 1991. River- and wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. *Bulletin of Canadian*

Petroleum Geology 39, 165-191.

- BHATTACHARYA, J.P. & GIOSAN, L. 2003. Wave-dominated deltas: geomorphological implications for facies reconstructions. *Sedimentology* 50, 187-210.
- BIRD, E. 2008. Coastal Geomorphology: an introduction. Second Edition, John Wiley and sons. Chichester. 411 p.
- BJÖRCK, S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary International* 27, 19-40.
- BLAIR, T.C. 1999. Sedimentology of gravelly Lake Lahontan highstand shoreline deposits, Churchill Butte, Nevada, USA. *Sedimentary Geology* 123, 199-218.
- BLUM, M.D. & TÖRNQVIST, T.E. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2-48.
- BOHACS, K.M., CARROLL, A.R., NEAL, J.E. & MANKIEWICZ, P.J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated-sequence-stratigraphic-geochemical framework. In: Lake basins through space and time (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 3-34.
- BOHACS, K.M., NEAL, J.E., GRABOWSKI, G.J.JR, REYNOLDS, D.J. & CARROLL, A.R. 2002. Controls on Sequence Architecture in Lacustrine Basins - Insights for Sequence Stratigraphy in General. 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference, 403-423.
- BOHACS, K.M., CARROLL, A.R. & NEAL, J.E. 2003. Lessons from large lake systems - Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. *Geological Society of America Special Paper* 370, 75-90.
- BOOMER, I., ALADIN, N., PLOTNIKOV, I. & WHATLEY, R. 2000. The palaeolimnology of the Aral Sea: a review. *Quaternary Science Reviews* 19, 1259-1278.
- BORNHOLD, B.D. & PRIOR, D.B. 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology* 36, 1053-1076.
- BORNHOLD, B.D., REN, P. & PRIOR, D.B. 1994. High-frequency turbidity currents in British Columbia fjords. *Geo-Marine Letters*, 14, 238-243.
- BOTTE, V. & KAY, A. 2002. A model of the wind-driven circulation in Lake Baikal. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 35, 131-152.
- BOUCHETTE, F., SEGURET, M. & MOUSSINE-POUCHKINE, A. 2001. Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic-South-East Basin, France). *Sedimentology* 48, 767-789.
- BOUCHETTE, F., SCHUSTER, M., GHIENNE, J-F., DENAMIEL, C., ROQUIN, C., MOUSSA, A., MARSALEIX, P. & DURINGER, Ph. 2010. Hydrodynamics in Holocene Lake Mega-Chad. *Quaternary Research* 73, 226-236.
- BOUFFARD, J., VIGNUDELLI, S., HERMANN, M., LYARD, F., MARSALEIX, P., MÉNARD, Y. & CIPOLLINI, P. 2008. Comparison of ocean dynamics with a regional circulation model and improved altimetry in

- the north-western Mediterranean. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 1-19.
- BOULILA, S., GALBRUN, B., MILLER, K.G., PEKAR, S.F., BROWNING, J.V., LASKAR, J. & WRIGHT, J.D. 2011. On the origin of Cenozoic and Mesozoic "third-order" eustatic sequences. *Earth-Science Reviews* 109, 94-112.
- BOULTON, G.S. 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture. In: *Glacial Marine Environments: Processes and Sediments* (J.A. Dowdeswell, & J.D. Scourse, eds). *Geological Society, London, Special Publication* 53, 15-52.
- BOURQUIN, S., ESCHARD, R. & HAMOUCHE, B. 2010. High-resolution sequence stratigraphy of Upper Triassic succession (Carnian-Rhaetian) of the Zarzaitine outcrops (Algeria): A model of fluvio-lacustrine deposits. *Journal of African Earth Sciences* 58, 365-386.
- BRANSTRATOR, D.K., 2009. Origins of Types of Lake Basins. In: *Encyclopedia of Inland Waters* (G.E. Likens eds). Volume 1. 613-624.
- BRENNAND, T.A. 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. *Geomorphology* 32, 263-293.
- BRODEUR, D. & ALLARD, M. 1985. Stratigraphie et Quaternaire de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 39(2), 183-197.
- CARROLL, A.R. & BOHACS K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27, 99-102.
- CARVALHO, M.D., PRAÇA, A.C., DA SILVA-TELLES, A.C., JAHNERT, R.J. & DIAS, J.L. 2000. Bioclastic Carbonate Lacustrine Facies Models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 245-256.
- CATTANEO, A. & STEEL, R.J. 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews* 62, 187-228.
- CATUNEANU, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35, 1-43.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.St.C., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIAL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E. & WINCKER, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1-33.
- CERAMICOLA, S., REBESCO, M., DE BATIST, M. & KHLYSTOV, O. 2001. Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baïkal (Russia). *Marine Geophysical Researches* 22, 445-464.
- CERTAIN, R., TESSIER, B., COURP, T., BARUSSEAU, J.P. & BAUC, H. 2004. Very high resolution seismic investigation of the sedimentary infill of the Leucate lagoon (Aude and Pyrenees-Orientales - SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 35-48.

-
- CHANGSONG, L., ERIKSSON, K., SITIAN, L., YONGXIAN, W., JIANYE, R. & YANMEI, Z. 2001. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlian basin, northeast China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 2017-2043.
- CHEN, Q., LI, W., GAO, Y., GUO, Y., FENG, J., ZHANG, D., CAO, H. & LIANG, J. 2007. The deep-lake deposit in the Upper Triassic Yanchang Formation in Ordos Basin, China and its significance for oil-gas accumulation. *Science in China Series D: Earth Sciences* 50, 47-58.
- CHURCH, M. & RYDER, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059-3072.
- CLAYTON, L. & MORAN, S.R. 1982. Chronology of Late Wisconsinan Glaciation in Middle North America. *Quaternary Science Reviews* 1, 55-82.
- CLET, M. & OCCHIETTI, S. 1994. Palynologie et paléoenvironnements des épisodes du Sable de Lotbinière et des Varves de Deschaillons (Pléistocène supérieur) de la vallée du Saint-Laurent. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 31(9), 1474-1485.
- CLET, M. & OCCHIETTI, S. 1995. Palynologie des sédiments de la fin de l'optimum climatique de l'interglaciaire sangamonien, île aux Coudres, estuaire du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 49(2), 291-304.
- CLET, M. & OCCHIETTI, S. 1996. La sous-séquence des sédiments de Saint-Pierre - rythmites du Saint-Maurice - Sables des Vieilles-Forges, Pléistocènes supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50(3), 287-310.
- CLET-PELLERIN, M. & OCCHIETTI, S. 2000. Pleistocene palynostratigraphy in the St. Lawrence Valley and middle Estuary. *Quaternary International* 68-71, 39-57.
- CLIFTON, H.E., HUNTER, R.E. & PHILLIPS, L. 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology* 41, 651-670.
- COHEN, A.D. 1990. Tectono-Stratigraphic Model for Sedimentation in Lake Tanganyika, Africa. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 50, 137- 150
- COHEN, A.S. 2003. *Paleolimnology. The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, New York, 528 pp.
- COJAN, I. 1993. Alternating fluvial and lacustrine sedimentation: tectonic and climatic controls (Provence Basin, S. France, Upper Cretaceous/Paleocene). *International Association of Sedimentologists Special Publication* 17, 425-438.
- COJAN, I. 2000. Late Cretaceous and Early Paleocene Lacustrine Episodes in the Provence Basin, Southern France. In: Lake basins through space and time (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 317-322.
- CORNER, G.D. 2006. A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls. Special Publication - Society for Sedimentary Geology, 85, 161-178.
- CÔTÉ, D., DUBOIS, J-M. & NADEAU, L. 1990. Les dunes du Québec méridionale : contribution à l'étude des vents dominants durant l'Holocène. *The Canadian Geographer* 34, 49-62.

- COUSINEAU, P.A. & LONGUÉPÉE, H. 2003. Lower Paleozoic configuration of the Quebec reentrant based on improved along-strike paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 207-219.
- CRONIN, T.M. 1977. Late-Wisconsin Marine Environments of the Champlain Valley (New York, Quebec). *Quaternary Research* 7, 238-253.
- CROKE, J.C., MAGEE, J.M. & PRICE, D.M. 1998. Stratigraphy and sedimentology of the lower Neales River, West Lake Eyre, Central Australia: from Palaeocene to Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 331-350.
- CRONIN, T.M., MANLEY, P.L., BRACHFELD, S., MANLEY, T.O., WILLARD, D.A., GUILBAUT, J-P., RAYBURN, J.A., THUNELL, R. & BERKE, M. 2008. Impacts of lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13-9 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 262, 46-60.
- CUMMINGS, D.I., GORRELL, G., GUILBAULT, J-P., HUNTER, J.A., LOGAN, Ch., PONOMARENKO, D., PUGIN, J-M., PULLAN, S.E., RUSSELL, H.A.J. & SHARPE, D.R. 2011. Sequence stratigraphy of a glaciated basin fill, with a focus on esker sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 123, 1478-1496.
- CZUDEK, T. & DEMEK, J., 1970. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research* 1, 103-120.
- DAIGNEAULT, R-A., COUSINEAU, P.A., LEDUC, E., BEAUDOIN, G., MILETTE, S., HORTH, N., ROY, D.W., LAMOTHE, M. & ALLARD, G. 2011. Rapport final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans le territoire municipalisé du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec) entre 2009 et 2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, GM 65970.
- DALRYMPLE, R.W. & CHOI, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135-174.
- DAM, G. & SURLIK, F. 1992. Forced regressions in a large wave- and storm-dominated anoxic lake, Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland. *Geology* 20, 749-752.
- DAM, G. & SURLIK, F. 1993. Cyclic sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 18, 419-448.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJORNSDOTTIR, 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.
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. & VAN HEYNINGEN, A.G. 2003. Migration and sedimentology of longshore sandwaves, Long Point, Lake Erie, Canada. *Sedimentology* 50, 1123-1137.
- DEAN R. G. & DALRYMPLE R. A. 1991. *Water wave mechanics for engineers and scientists. Advanced Series on Ocean Engineering 2*. World Scientific Publishing, Singapore.
- DENAMIEL, C. 2006. Three dimensional coupled modeling of swell- and wind/buoyancy-driven

-
- currents at the midshelf scale during storm events. Phd Thesis, University of Montpellier II, 197 p.
- DENIS, R. 1992. Etudes géomorphologiques des berges. Parc de conservation de la Pointe-Taillon 20 p.
- DESBIENS, S. & LESPÉRANCE, P.J. 1989. Stratigraphy of the Ordovician of the Lac Saint-Jean and Chicoutimi outliers, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 207-219.
- DE SOUZA, M.C., ANGULO, R.J., ASSINE, M.L. & DE CASTRO, D.L. (2012) Sequence of facies at a Holocene storm-dominated regressive barrier at Praia de Leste, southern Brazil. *Marine Geology* 291-294, 49-62.
- DICKIN, A.P. & HIGGINS, M.D. 1992. Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology* 20, 137-140.
- DIMROTH, E., WOUSSEN, G. & Roy, D.W., 1981. Geologic history of the Saguenay region, Quebec (Central Granulite Terrain of the Grenville Province): a working hypothesis. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 1506-1522.
- DIONNE, J-C. & LAVERDIÈRE, C. 1969. Sites fossilifères du Golfe de Laflamme. *Revue de Géographie de Montréal* 23, 259-270.
- DIONNE, J-C. 1972. La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de Géographie du Québec* 16, 483-487.
- DIONNE, J-C. & OCCHIETTI, S. 1996. Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 50, 5-34.
- DIONNE, J-C. 2000. Données complémentaires sur les variations du niveau marin relatif, à l'Holocène, à l'Anse de Bellechasse, sur la côte sud du moyen estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire* 54, 119-122.
- DOWNING, J.A., PRAIRIE, Y.T., COLE, J.J., DUARTE, C.M., TRANVIK, L.J., STRIEGL, R.G., MC DOWELL, W.H., KORTELAINEN, P., CARACO, N.F., MELACK, J.M. & MIDDELBURG, J.J. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnol. Oceanogr.*, 51(5), 2388-2397.
- DREIMANIS, A. 1977. Correlation of Wisconsin glacial events between the Eastern Great Lakes and the St Lawrence Lowlands. *Géographie physique et Quaternaire* 31, 37-51.
- DUBOIS, J-M.M. & DIONNE, J-C. 1985. The Québec North Shore Moraine System: A major feature of late Wisconsin deglaciation. *Geological Society of America Special Paper* 197, 125-133.
- DUCHESNE, M.J., PINET, N., BOLDUC, A., BEDARD, K. & LAVOIE, D. 2007. Seismic stratigraphy of the Lower St. Lawrence River estuary (Quebec) Quaternary deposits and seismic signature of the underlying geological domains. Current Research of the Geological Survey of Canada 2007-D2, 14pp.
- DUCHESNE, M.J., PINET, N., BÉDARD, K., ST-ONGE, G., LAJEUNESSE, P., CALVIN CAMPBELL, D. & BOLDUC, A. 2010. Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant estuarine basin: the Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada. *Basin Research* 22, 933-951.

- DULLER, R.A., MOUNTNEY, N.P., RUSSELL, A.J. & CASSIDY, N.C. 2008. Architectural analysis of a volcanoclastic jökulhlaup deposit, southern Iceland: sedimentary evidence for supercritical flow. *Sedimentology* 55, 939-964.
- DURINGER, P., PAICHELER, J.C. & SCHNEIDER, J-L. 1991. Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites ? Résultats d'expérimentations analogiques. *Marine Geology* 99, 231-246.
- DYCK, W., LOWDON, J.A., FYLES, J.G. & BLAKE, W. 1966. Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates V. *Geological Survey of Canada*, Paper 66-48, 32 p.
- 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 sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9-31.
- DYKE, A.S. 2004. An outline of North American Deglaciation with emphasis on central and northern Canada. In: Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part II (J. Ehlers and P.L. Gibbard, eds), 373-424, Elsevier.
- EILERTSEN, R., CORNER, G.D., & AASHEIM, O. 2005. Deglaciation chronology and glacialmarine successions in the Malangen -- Malsev area, northern Norway. *Boreas* 34, 233-251.
- EILERTSEN, R.S., CORNER, G.D., AASHEIM, O. & HANSEN, L. 2011. Facies characteristics and architecture related to palaeodepth of Holocene fjord-delta sediments. *Sedimentology* 58, 1784-1809.
- EL-ALAMI, M., MAHJOUBI, R., DAMNATI, B., KAMEL, S., ICOLE, M. & TAIEB, M. 1998. Sédimentologie et géochimie organique des sédiments superficiels de la lagune de Nador (Maroc nord-oriental). *Journal of African Earth Sciences* 26, 249-259.
- ENGE, H.D., HOWELL, J.A. & BUCKLEY, S.J. 2010. The geometry and internal architecture of stream mouth bars in the Panther tongue and the Ferron sandstones members, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 80, 1018-1031.
- ENGELS, S. & ROBERTS, M.C. 2005. The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last Holocene highstand: southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 75, 1052-1064.
- ESTOUMEL, C., ZERVASKIS, V., MARSALÉIX, P., PAPADOPOULOS, A., AUCLAIR, F., PERIVOLIOTIS, L. & TRAGOUE, E. 2005. Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean) from observations and modeling. *Continental Shelf Research* 25, 2366-2386.
- EVANS, J.E. & CLARK, A. 2011. Re-interpreting Great Lakes shorelines as components of wave-influenced deltas: An example from the Portage River delta (Lake Erie). *Journal of Great Lakes Research* 37, 64-77.
- FAUGÈRES, J-C., STOW, D.A.V., IMBERT, P. & VIANA, A. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162, 1-38.
- FELDEN, P. & SCHWARZER, K., 2012. The Ancylus Lake stage of the Baltic Sea in Fehmarn Belt: Indications of a new threshold? *Continental Shelf Research* 35, 43-52.
- FERLAND, P. & OCCHIETTI, S. 1990. Révision du stratotype des sédiments de St-Pierre et implications stratigraphiques, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et*

Quaternaire 44, 147-158.

- FERRER, P., BENABDELLOUAHED, M., CERTAIN, R., TESSIER, B., BARUSSEAU, J.-P. & BOUCHETTE, F. 2010. The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France). *Bulletin Société Géologique de France* 181, 197-209.
- FISHER, R. L. 1955. Cuspate spits of Saint Lawrence island, Alaska. *Journal of Geology* 63, 133-142.
- FRASER, C., HILL, P.R. & ALLARD, M. 2005. Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. *Sedimentology* 52, 141-160.
- FRIHY, O.E., LOTFY, M.F. & KOMAR, P.D. 1995. Spatial variations in heavy minerals and patterns of sediment sorting along the Nile Delta, Egypt. *Sedimentary Geology* 97, 33-41.
- FROST, N.H. & LILLY, J.E. 1966. Crustal movement in the Lake St. John area, Québec. *Can. Surveyor* 20, 602-606.
- FULTON, R.J., KARROW, P.F., LASALLE, P. & GRANT, D.R. 1986. Summary of Quaternary stratigraphy and history, eastern Canada. *Quaternary Science Reviews* 5, 211-228.
- GADD, N.R. 1971. Pleistocene geology of the central St-Lawrence Lowland. *Geological Survey of Canada*, memoir 359, 153 p.
- GADD, N.R., 1988. The Basin, the Ice, the Champlain Sea. In GADD, N.R., ed, The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. *Geological Association of Canada, Special Paper* 35, 15-24.
- GARCIA PRIETO, F.J. 1995. Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology* 11, 323-335.
- GARCIN, Y., MELNICK, D., STRECKER, M.R., OLAGO, D. & TIERCELIN, J-J. 2012. East African mid-Holocene wet-dry transition recorded in palaeo-shorelines of Lake Turkana, northern Kenya Rift. *Earth and Planetary Science Letters* 331-332, 322-334.
- GAUPP, R., GAST, R. & FORSTER, C. 2000. Late Permian Playa Lake Deposits, Lower Permian (Rotliegendes), Southern Scotland, U.K. In: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 75-86.
- GAWTHORPE, R.L. & LEEDER, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195-218.
- GHIENNE, J-F., SCHUSTER, M., BERNARD, A., DURINGER, Ph. & BRUNET, M. 2002. The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. *Quaternary International* 87, 81-85.
- GHONEIM, E. & EL-BAZ, F. 2007. DEM-optical-radar data integration for palaeohydrological mapping in the northern Darfur, Sudan: implication for groundwater exploration. *International Journal of Remote Sensing* 28, 5001-5018.
- GILLI, A., ANSELMETTI, F.S., ARIZTEGUI, D., BERES, M., MCKENZIE, J.A. & MARKGRAF, V. 2005. Seismic stratigraphy, buried beach ridges and contourite drifts: the Late Quaternary history of the

- closed Lago Cardiel basin, Argentina (49°S). *Sedimentology* 52, 1-23.
- GODSEY, H.S., CURREY, D.R. & CHAN, M.A., 2005. New evidence for an extended occupation of the Provo shoreline and implications for regional climate change, Pleistocene Lake Bonneville, Utah, USA. *Quaternary Research* 63, 212-223.
- HÅKANSON, L. 1982a. Bottom dynamics in lakes. *Hydrobiologia* 91, 9-22.
- HÅKANSON, L. 1982b. Lake Bottom Dynamics and Morphometry: The Dynamic Ration. *Water Resources Research* 18, 1444-1450.
- HÅKANSON, L. & JANSSON, M. 1983. Principles of Lake Sedimentology, The Blackburn Press, Caldwell, 316 pp.
- HANSON, J.K., 2007. Lakes, Chelsea House, New York, 146 pp.
- HANSEN, L. 2004. Deltaic Infill of a Deglaciated Arctic Fjord, East Greenland: Sedimentary Facies and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research* 74, 422-437.
- HARDY, F. & LAMOTHE, M. 1997. Quaternary basin analysis using infrared stimulated luminescence on borehole cores and cuttings. *Quaternary Science Reviews* 16, 417-426.
- HART, B.S. & LONG, B.F. 1996. Forced regressions and lowstand deltas: Holocene Canadian examples. *Journal of Sedimentary Research* 66, 820-829.
- HEBERT, C. & VAN BREEMEN, O. 2004. Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger intrusions in the Saguenay region, Quebec: Structural relationships and U-Pb geochronology. In: Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: Boulder, Colorado (R.P. Tollo, L. Corriveau, J. McLelland, & M.J. Bartholomew, eds). *Geological Society of America Memoir* 197, 65-79.
- HELLAND-HANSEN, W. & HAMPSON, G.J. 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* 21, 454-483.
- HELLAND-HANSEN, W. STEEL, R.J. & SØMME, T.O. 2012. Shelf genesis revisited. *Journal of Sedimentary Research* 82, 133-148.
- HELLER, P.L., PAOLA, C., HWANG, I-G., JOHN, B. AND STEEL, R. 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 817-838.
- HERNANDEZ-MOLINA, F.J., FERNANDEZ-SALAS, L.M., LOBO, F., SOMOZA, L., DIAZ-DEL-RIO, V. & ALVEIRINHO DIAS, J.MZ. 2000. The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters* 20, 109-117.
- HIGGINS, M.D. & VAN BREEMEN, O. 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (ACMG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian research* 79, 327-346.
- HILLAIRES-MARCEL, C. 1979. Les Mers Post-glaciaires du Québec: Quelques Aspects. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, 293 pp.
- HILLAIRES-MARCEL, C. 1980. Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques. *Géographie physique et Quaternaire* 34, 3-59.

-
- HOLCOMBE, T.L., TAYLOR, L.A., REID, D.F., WARREN, J.S., VINCENT, P.A. AND HERDENDORF, C.E. 2003. Revised Lake Erie postglacial lake level history based on new detailed bathymetry. *Journal of Great Lakes Research* 29, 681-704.
- HOU MARK-NIELSEN, M. 2008. Testing OSL failures against a regional Weichselian glaciation chronology from southern Scandinavia. *Boreas* 37, 660-677.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1-9.
- HUNTER, R.E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361-387.
- HUTCHINSON, G.E. 1957. A Treatise on Limnology, vol. 1. Geography, Physics and Chemistry, Wiley, New York, 1016 pp.
- JOBE, Z.R., LOWE, D.R. & MORRIS, W.R. 2012. Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology* 59, 867-898.
- JOHNSON, T.C., CARLSON, T.W. & EVANS, J.E. 1980. Contourites in Lake Superior. *Geology* 8, 437-441.
- JOHNSON, T.C., HALFMAN, J.D., ROSENDAHL, B.R. AND LISTER, G.S. 1987. Climatic and tectonic effects on sedimentation in a rift-valley lake: Evidence from high-resolution seismic profiles, Lake Turkana, Kenya. *Geological Society of America Bulletin* 98, 439-447.
- JOPLING, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sedimentary Petrology* 35, 777-791.
- KARABIYIKOGLU, K., KUZUCUOGLU, C., FONTUGNE, M., KAISER, B. & MOURALIS, D., 1999. Facies and depositional sequences of the late pleistocene göcük shoreline system, Konya basin, central Anatolia: Implications for reconstructing lake-level changes. *Quaternary Science Reviews* 18, 593-609.
- KARL, H.A., CACCHIONE, D.A. & CARLSON, P.R. 1986. Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarin sky Canyon head, Bering Strait. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 706-714.
- KEIGHLEY, D. 2008. A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton Basin, New Brunswick. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 56, 235-258.
- KJERFVE, B. 1986. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: Estuarine Variability (D.A. Wolfe, eds). Academic Press, New York, 63-81pp.
- KIEFT, R.L., HAMPSON, G.J., JACKSON, C.A-L. & LARSEN, E. 2011. Stratigraphic architecture of a net-transgressive marginal- to shallow-marine succession: Upper Almond Formation, Rock Spring uplift, Wyoming USA. *Journal of Sedimentary Research* 81, 513-533.
- KLASSEN, R.W. 1983. Chronology of Late Wisconsinan Glaciation in Middle North America - A discussion. *Quaternary Science Reviews* 1, 23-27.
- KLEMAN, J., JANSSON, K., DE ANGELIS, H., STROEVEN, A.P., HÄTTESTRAND, C., ALM, G. & GLASSER, N.

2010. North American Ice Sheet build-up during the last glacial cycle, 115-21 kyr. *Quaternary Science Reviews* 29, 2036-2051.
- KNELLER, B. 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Characterization of Deep Marine Clastic Systems (A.J. Hartley and D.J. Prosser, eds). *Geological Society of London, Special Publication* 94, 31-49.
- KNELLER, B., MILANA, J.P., BUCKE, C. & JA'AIDI, O. 2004. A depositional record of deglaciation in a paleofjord (Late Carboniferous (Pennsylvanian) of San Juan Province, Argentina): The role of catastrophic sedimentation. *Geological society of America Bulletin* 116, 348-367.
- KOMATSU, G., BRANTINGHAM, P., OLSEN, J. & BAKER, V. 2001. Paleoshoreline geomorphology of Boon Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: the Valley of Lakes, Mongolia. *Geomorphology* 39, 83-98.
- KONATE, M., GUIRAUD, M., LANG, J. & YAHAYA, M. 2003. Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 36, 185-206.
- KOOHZARE, A., VANICEK, P. & SANTOS, M. 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics* 45, 133-145.
- KÖPPEN, W. 1900. Versuch einer Klassifizierung der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geographische Zeitschrift* 6, 593-611, 657-679.
- KOZLENKO, N. & JEFFRIES, M.O. 2000. Bathymetric Mapping of Shallow Water in Thaw Lakes on the North Slope of Alaska with Spaceborne Imaging Radar. *Arctic* 53, 306-316.
- KRIST, F. J. & SCHAEZTL, R. 2001. Paleowind (11,000 BP) directions derived from lake spits in northern Michigan. *Geomorphology* 38, 1-18.
- KUMARAPALI, P.S. 1985. Vestige of Iapetan Rifting in the Craton West of the Northern Appalachians. *Geoscience Canada* 12, 54-59.
- LAJEUNESSE, P. & ALLARD, M. 2002. Sedimentology of an ice-contact glaciomarine fan complex, Nastapoka Hills, eastern Hudson Bay, northern Québec. *Sedimentary Geology* 152, 201-220.
- LAMARCHE, L. 2011. Evolution paléo-environnementale de la dynamique Quaternaire dans le région de Québec : application en modélisation tridimensionnelle et hydrogéologique. Thèse, INRS Centre Eau Terre et Environnement, Québec, 221 pp.
- LAMONTAGNE, M. 2000. Geotechnical impact of Eastern and Northern Canadian earthquakes. In: Canadian Workshop on Geotechnique and Natural Hazards: An IDNDR Perspective (R. Couture and S.G., Evans, eds). *Proceedings of the 53rd Canadian Geotechnical Conference, Montreal, Québec*, 43-49.
- LAMOTHE, M. 1989. A new framework for the Pleistocene stratigraphy of the central St. Lawrence Lowland, southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 43, 119-129
- LARSON, G. & SCHAEZTL, R. 2001. Origin and Evolution of the Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research* 27, 518-546.

-
- LASALLE, P. 1965. Radiocarbon dates from the Lake St. John area, Quebec. *Science* 149, 860-862.
- LASALLE, P. & RONDOT, J. 1967. New ¹⁴C dates from the Lac Saint-Jean area, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 568-571.
- LASALLE, P. & TREMBLAY, G. 1978. Dépôts meubles Saguenay-Lac-Saint-Jean. Ministère des richesses naturelles, Direction générale de la recherche géologique. Rapport géologique 191, 61p
- LAVERDIÈRE, C. & MAILLOUX, A. 1956. Etat de nos connaissances d'une transgression marine post-glaciaire dans les régions du Haut-Saguenay et du Lac Saint-Jean. *Revue Géographique de Montréal* 10, 201-220.
- LAVOIE, D. & ASSELIN, E. 1998. Upper Ordovician facies in the Lac Saint-Jean outlier, Quebec (Eastern Canada): palaeoenvironmental significance for Late Ordovician oceanography. *Sedimentology* 45, 817-832.
- LEREDDE, Y., DENAMIEL, C., BRAMBILLA, E., LAUER-LEREDDE, C., BOUCHETTE, F. & MARSALEIX, P. 2007. Hydrodynamics in the Gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean Sea: In situ and modelling data. *Continental Shelf Research* 27, 2389-2406.
- LEWIS, W.M.Jr. 1983. A Revised Classification of Lakes Based on Mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 40, 1779-1787.
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S.V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCK, R.A., GLADKOCHUB, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LUI, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. & VERNIKOVSKY, V. 2008. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia : A synthesis. *Precambrian research* 160, 179-210.
- LINDHORST, S., FÜRSTENAU, J., HASS, H.C. & BETZLER, C. 2010. Anatomy and sedimentary model of a hooked spit (Sylt, southern North Sea). *Sedimentology* 57, 935-955.
- LOFI, J., PEZARD, P., BOUCHETTE, F., RAYNAL, O., SABATIER, P., DENCHIK, N., LEVANNIER, A., DEZILEAU, L. & CERTAIN, R. 2013. Integrated Onshore-Offshore Investigation of a Mediterranean Layered Coastal Aquifer. *Ground Water* 51, 550-561.
- LOI, A., GHIENNE, J-F., DABARD, M.P., PARIS, F., BOTQUELEN, A., CHRIST, N., ELAOU-DERBAJ, Z., GORINI, A., VIDAL, B. & DESTOMBES, J. 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296, 332-358.
- LØNNE, I. 1995. Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine systems. *Sedimentary Geology* 98, 13-43.
- LØNNE, I. & NEMEC, W. 2004. High-arctic fan delta recording deglaciation and environment disequilibrium. *Sedimentology* 51, 553-589.
- LOWDON, J.A. & BLAKE, W., 1973. Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII. *Geological Survey of Canada*, Paper 73-7, 61 p.
- LOWE, D.R. 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology* 35, 765-776.

- MACKIEWICZ, N.E., POWELL, R.D., CARLSON, P.R. & MOLNIA B.F. 1984. Interlaminated ice-proximal glacimarine sediments in Muir Inlet, Alaska. *Marine Geology* 57, 113-147.
- MAGEE, J. & MILLER, G. 1998. Lake Eyre palaeohydrology from 60 ka to the present: beach ridges and glacial maximum aridity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 307–329.
- MAIZELS, J. 1997. Jökulhaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16, 793-819.
- MÄKINEN, J. & RÄSÄNEN, M. 2003. Early Holocene regressive spit-platform and nearshore sedimentation on a glaciofluvial complex during the Yoldia Sea and the Ancylus Lake phases of the Baltic Basin, SW Finland. *Sedimentary Geology* 158, 25-56.
- MANLEY, P.L., MANLEY, T.O, HAYO, K. & CRONIN, T. 2012. Small-scale lacustrine drifts in Lake Champlain, Vermont. *Journal of Great Lakes Research* 38, 88-100.
- MANGERUD, J. & GULLIKSEN, S. 1975. Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitzbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research* 5, 143-172.
- MANGERUD, J., GOEHRING, B.M., LOHNE, Ø.S., SVENDSEN, J.I. & GYLLENCREUTZ, R. 2013. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 67, 8-16.
- MARSALEIX, P., AUCLAIR, F., FLOOR, J.W., HERRMANN, M.J., ESTOURNEL, C., PAIRAUD, I. & ULSSES, C. 2008. Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models. *Ocean Modelling* 20, 61-89.
- MARTEL, A.T. & GIBLING, M.R. 1991. Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 13, 223-243.
- MASSARI, F. & PAREA, G.C. (1988) Progradational gravel beach sequences in a moderate- to high-energy, microtidal marine environment. *Sedimentology* 35, 881-913.
- MATISHOV, G.G. 2006. New Data on Bottom Geomorphology of the Azov Sea. *Doklady Earth Sciences* 409A, 853-858.
- MATOSHKO, A., GOZHIK, P. & SEMENENKO, V. 2009. Late Cenozoic fluvial development within the Sea of Azov and Black Sea coastal plains. *Global and Planetary Change* 68, 270-287.
- MCLELLAND J.M. & SELLECK, B.W. 2010. Late- to Post-tectonic setting of some major Proterozoic Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist* 48, 729-750.
- MCNINCH, J.E. & WELLS, J.T. 1999. Sedimentary processes and depositional history of a cape-associated shoal, Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology* 158, 233-252.
- MELÉNDEZ, A., SORIA, A.R. AND MELÉNDEZ, N. 2000. A Coastal Lacustrine System in the Lower Barremian from the Oliete Subbasin, Central Iberian Range, Northeastern Spain. In: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 279-284.

-
- MIETTINEN, A., JANSSON, H., ALENUS, T. & HAGGRÉN 2007. Late Holocene sea-level change along the southern coast of Finland, Baltic Sea. *Marine Geology* 242, 27-38.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration* (C.E. PAYTON, eds). *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26, 53-62.
- MÖLLER, O.O., CASTAING, P., SALOMON, J-C. & LAZURE, P. 2001. The Influence of Local and Non-Local Forcing Effects on the Subtidal Circulation of Patos Lagoon. *Estuaries* 24, 297-311.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGÈRES, J-C. & SAVOYE, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- MURRAY, A. S., MARTEN, R., JOHNSTON, A. & MARTIN, P. 1987. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 115, 263–288.
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- NEAL, A., RICHARDS, J. & PYE, K. 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology* 162, 167-198.
- NANSON, G. & PRICE, D. 1998. Quaternary change in the lake Eyre basin of Australia: An introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 235–237.
- NEMEC, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-Grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior), *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 10, 29-74.
- NIELSEN, L.H. & JOHANNESSEN, P.T. 2009. Facies architecture and depositional processes of the Holocene - Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark. *Sedimentology* 56, 935-968.
- NOMADE, J., CHAPRON, E., DESMET, M., REYSS, J-L., ARNAUD, F. & LIGNIER, V. 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17, 350-357.
- NORDSTROM, K.F. & JACKSON, N.L. 2012. Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: A review. *Earth-Science Reviews* 111, 232-247.
- NORMANDEAU, A., LAJEUNESSE, P. & PHILIBERT, G. 2013. Late-Quaternary morphostratigraphy of the Lake St-Joseph (southeastern Canadian Shield): evolution from a semi-enclosed glacimarine basin to a postglacial lake. *Sedimentary Geology* 295, 38-52.
- NUTZ, A., GHIENNE, J-F. & STORCH, P. 2013. Circular cryogenic structures from the Hirnantian deglaciation sequence (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of Sedimentary Research* 83, 115-131.
- NUTZ, A., GHIENNE, J-F., SCHUSTER, M., CERTAIN, R., ROBIN, N., ROQUIN, C., RAYNAL, O., BOUCHETTE,

- F., DURINGER, PH. & COUSINEAU P. (in press) Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: From the marine Laflamme Gulf to the Lake Saint-Jean (Late Quaternary, Québec Province, Canada). *Boreas*.
- OCCHIETTI, S., LONG, B., CLET, M., BOESPFLUG, X. & SABEUR, N. 1995. Séquence de la transition Illinoien-Sangamonien: forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Revue canadienne des Sciences de la Terre* 32(11), 1950-1964.
- OCCHIETTI, S., BALESU, S., LAMOTHE, M., CLET, M., CRONIN, T., FERLAND, P. & PICHET, P. 1996. Late stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. *Quaternary Research* 45, 128-137.
- OCCHIETTI, S., PARENT, M., SHILTS, W.W., DIONNE, J-C., GOVARE, E. & HARMAND, D. 2001a. Late Wisconsinian glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Quebec. *Geological Society of America Special Paper* 351, 243-270.
- OCCHIETTI, S., CHARTIER, M., HILLAIRE-MARCEL, C., COURNOYER, M., CUMBAA, S.L. & HARRINGTON, C.R., 2001b. Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9 750 BP : le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire* 55, 23-46.
- OCCHIETTI, S. & RICHARD, J.H. 2003. Effet réservoir sur les âges ¹⁴C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire* 57, 115-138.
- OCCHIETTI, S., GOVARE, E., KLASSEN, R., PARENT, M. & VINCENT, J-S. 2004. Late Wisconsinian - Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador. In: *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Part II (J. Ehlers & P.L. Gibbard eds), 15, 243-273, Elsevier.
- OCCHIETTI, S. 2007. The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire* 61, 89-117.
- OCCHIETTI, S., PARENT, M., LAJEUNESSE, P., ROBERT, F. & GOVARE, E. 2011. Late Pleistocene-Early Holocene Decay of the Laurentide ice sheet in Québec-Labrador. In: *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Part II (J. Ehlers & P.L. Gibbard eds), 15, 601-630, Elsevier.
- Ó COFAIGH, C. & DOWDESWELL, J.A. 2001. Laminated sediments in glacial marine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1411-1436.
- ORTON, G.J. & READING, H.G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- OSLEGER, D.A., HEYVAERT, A.C., STONER, J.S. & VEROSUB, K.L. 2009. Lacustrine turbidites as indicators of Holocene storminess and climate: Lake Tahoe, California and Nevada. *Journal of Paleolimnology* 42, 103-122.
- PARENT, M. & OCCHIETTI, S. 1988. Late Wisconsinian Deglaciation and Champlain Sea Invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 42, 215-246.
- PARENT, M. & OCCHIETTI, S. 1999. Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 53, 117-135.

-
- PATRICKSON, S.J., SACK, D., BRUNELLE, A.R. & MOSER, K.A. 2010. Late Pleistocene to early Holocene lake level and paleoclimate insights from Stransbury Island, Bonneville basin, Utah. *Quaternary Research* 73, 237-246.
- PENDEA, I.F., COSTOPOULOS, A., NIELSEN, C. & CHMURA, G.L. 2010. A new shoreline displacement model for the last 7 ka from eastern James Bay, Canada. *Quaternary Research* 73, 474-484.
- PHILLIPS, A.C., SMITH, N.D. & POWELL, R.D. 1991. Laminated sediments in prodeltaic deposits, Glacier Bay, Alaska. In: *Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic Significance* (J.B. Anderson & G.M. Ashley, eds). *Geological Society of America, Special Paper* 261, 51-60.
- PHILLIPS, A.C. & SMITH, N.D. 1992. Delta slope processes and turbidity currents in pro-deltaic submarine channels, Quenn Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 93-101
- PLINT, A.G. & NUMMEDAL, D. 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy analysis. In: *Sedimentary Response to Forced Regression* (D. HUNT & R.L. GAWTHORPE, eds). *Geological Society, London, Special Publication* 172, 1-17.
- POMAR, L., MORSILLI, M. HALLOCK, P. & BADENAS, B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews* 111, 56-81.
- POREBSKI, S.J. & STEEL, R.J. 2003. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. *Earth-Science Reviews* 62, 283-326.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P. & TESSON, M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 1687-1709.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology* 86, 91-109.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Society for Sedimentary Geology (SEPM), Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7, 210 pp.
- POSTMA, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis In: *Coarse-Grained Deltas* (A. Colella & D.B. Prior, eds). *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 10, 13-27.
- POWELL, R.D. & COOPER, J.M. 2002. A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves. In: *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins* (J.A. Dowdeswell & C. Ó Cofaigh, eds.). *Geological Society, London, Special Publication* 203, 215-244.
- PRAEG, D., ANGLEJAN, B. & SYVITSKI, P.M. 1992. Seismostratigraphy of the Middle St. Lawrence Estuary: A Late Quaternary Glacial Marine to Estuarine Depositional/Erosional Record. *Géographie physique et Quaternaire* 46, 133-150.
- PRIOR, D.B. & BORNHOLD, B.D. 1989. Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology* 36, 1053-1076.

- RASMUSSEN, S.O., ANDERSEN, K.K., SVENSSON, A.M., STEFFENSEN, J.P., VINTHER, B.M., CLAUSEN, H.B., SIGGAARD-ANDERSEN, M.L., JOHNSEN, S.J., LARSEN, L.B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., ROTHLSBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M.E. & RUTH, U. 2006. A new Greenland ice-core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, 1-15.
- RAYNAL, O., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., SÉRANNE, M., DEZILEAU, L., SABATIER, P., LOFI, J., BUI XUAN HY, A., BRIQUEU, L., PEZARD, PH. & TESSIER, B. 2009. Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France). *Marine Geology* 264, 242-257.
- RAYNAL, O., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., SABATIER, P., SÉRANNE, M., LOFI, J., DEZILEAU, L., BRIQUEU, L., FERRER, P. & COURP, T. 2010. Holocene evolution of languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (Northern Gulf of Lions, France). *Bulletin Société Géologique Française* 181, 211-224
- REBESCO, M., CAMERLENGHI, A., VOLPI, V., NEAGU, C., ACCETTELLA, D., LINDBERG, B., COVA, A., ZGUR, F. & THE MAGICO PARTY 2007. Interaction of processes and importance of contourites: insights from detailed morphology of sediment Drift 7, Antarctica. In: Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits (A.R. Viana & M. Rebesco, eds). *Geological Society, London, Special Publication* 276, 95-110.
- REBESCO, M. & CAMERLENGHI, A. (eds.), 2008. Contourites. *Developments in Sedimentology Series* 60, Elsevier, Amsterdam 688 pp.
- REID, I. & FROSTICK, L.E. 1985. Beach orientation, bar morphology and the concentration of metalliferous placer deposits: a case study, Lake Turkana, N Kenya. *Journal of the Geological Society of London* 142, 837-848.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., BURR, G.S., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERTON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., McCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNEY, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. 2009. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years Cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (R.G. WALKER AND N.P. JAMES, eds). *Geological Association of Canada*, 179-194, St John's.
- RENAUT, R.W. & OWEN, R.B. 1991. Shore-zone sedimentation and facies in a closed rift lake: the Holocene beach deposits of Lake Bogoria, Kenya. *International Association of Sedimentologists Special Publication* 13, 175-195.
- RICHMOND G.M. & FULLERTON D.S. 1986. Summation of Quaternary Glaciations in the United States of America. *Quaternary Science Reviews* 5, 183-196.
- RITCHIE, B.D., GAWTHORPE, R.L. & HARDY, S. 2004a. Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 1: influence of the rate and magnitude of sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* 74, 203-220.

-
- RITCHIE, B.D., GAWTHORPE, R.L. & HARDY, S. 2004b. Three-dimensional numerical modeling of deltaic depositional sequences 2: influence of local controls. *Journal of Sedimentary Research* 74, 221-238.
- RIVERS, T. 1989. New tectonic divisions of the Grenville province, southeast Canadian shield. *Tectonics* 8, 63-84.
- RIVERS, T. 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* 86, 117-154.
- ROGERS, D.A. & ASTIN, T.R. 1991. Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. In: *Lacustrine Facies Analysis* (P. Anadon, Ll. Cabrera, and K. Kelts, eds). *International Association of Sedimentologists Special publication* 13, 199-221.
- ROLLER, S., HORNUNG, J., HINDERER, M. & SSEMMANDA, I., 2010. Middle Miocene to Pleistocene sedimentary record of rift evolution in the southern Albert Rift (Uganda). *International Journal of Earth Sciences* 99, 1643-1661.
- ROULEAU, A., WALTER, J., DAIGNEAULT, R., CHESNAUX, R., ROY, D., GERMANEAU, D., LAMBERT, M., MOISAN, A. & NOËL, D. 2011. Un aperçu de la diversité hydrogéologique du territoire du Saguenay-Lac-Saint-Jean (Québec). GeoHydro 2011, Joint Meeting of Canadian Quaternary Association (CANQUA) and Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (IAH-CNC), Quebec City, August 28-31, 2011.
- ROY, D.W., BEAUDOIN, G., LEDUC, É., ROULEAU, A., WALTER, J., CHESNAUX, R. & COUSINEAU, P.A. 2011. Isostasie postglaciaire différentielle au Lac-Saint-Jean (Québec). GeoHydro 2011, Joint Meeting of Canadian Quaternary Association (CANQUA) and Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (IAH-CNC), Quebec City, August 28-31, 2011.
- RUSSEL, H.A.J. & KNUDSEN, O. 1999. An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jökulhlaup), Skeiðararjökull, Iceland. *Sedimentary Geology* 127, 1-10.
- RUSSEL, H.A.J. & ARNOTT, R.W.C. 2003. Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacial subaqueous fan: Oak ridges moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 73, 887-905.
- RYABCHUK, D., LEONT'YEV, I., SERGEEV, A., NESTEROVA, E., SUKHACHEVA, L. & ZHAMOIDA, V. 2011. The morphology of sand spits and the genesis of longshore sand waves on the coast of the eastern Gulf of Finland. *Baltica* 24, 13-24.
- SABATIER, P., DEZILEAU, L., CONDOMINES, M., BRIQUEU, L., COLIN, C., BOUCHETTE, F., LE DUFF, M. & BLANCHEMANCHE, P. 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224-232.
- SABATIER, P., DEZILEAU, L., BARBIER, M., RAYNAL, O., LOFI, J., BRIQUEU, L., CONDOMINES, M., BOUCHETTE, F., CERTAIN, R., VAN GRAFENSTEIN, U., JORDA, C. & BLANCHEMANCHE, P. 2010. Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 27-36.

- SABATIER, P., DEZILEAU, L., COLIN, C., BRIQUEU, L., BOUCHETTE, F., MARTINEZ, P., SIANI, G., RAYNAL, O. & VON GRAFENSTEIN, U. 2012. 7000 years of paleostorms activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1-11.
- SALA, M. & LONG, B. 1989. Evolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire* 43, 311-323.
- SALVANY, J.M., MUNOZ, A. & PÉREZ, A. 1994. Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro basin (Lower Miocene), Spain. *Journal of Sedimentary Research* 64, 190-203.
- SCHIEBER, J., SOUTHARD, J. & THAISEN, K. 2007. Accretion of Mudstone Beds from Migrating Floccule Ripples. *Science* 318, 1760.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F.S., GIARDINI, D., MCKENZIE, J.A. & WARD, S.N. 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology* 30, 1131-1134.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F., GIARDINI, D. & MCKENZIE, J.A., 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52, 271-289.
- SCHNURRENBERGER, D., RUSSELL, J. & KELTS, K. 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29, 141-154.
- SCHOLTZ, C.A., ROSENDAHL, B.R. & SCOTT, D.L. 1990. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: Examples from East Africa. *Geology* 18, 140-144.
- SCHOLZ, C.A. & ROSENDAHL, B.R. 1991. Coarse-Clastic Facies and Stratigraphic Sequence Models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 151-168.
- SCHOMAKER, E.R., VESTHEIM KJEMPERUD, A., NYSTUEN, J.P. & SIGURD JAHREN, J. 2010. Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah. *Sedimentology* 57, 1069-1087.
- SCHUSTER, M., DURINGER, P. GHIENNE, J-F., VIGNAUD, P., BEAUVILAIN, A., MACKAYE, H.T. & BRUNET, M. 2003. Coastal conglomerates around the Hadjer El Khamis inselbergs (western Chad, central Africa): new evidence for Lake Mega-Chad episodes. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 1059-1069.
- SCHUSTER M., ROQUIN C., DURINGER Ph., BRUNET M., CAUGY M., FONTUGNE M., HASSAN TAÏSSO MACKAYE, VIGNAUD P. & GHIENNE J-F. 2005. Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews* 24, 1821-1827.
- SCHUSTER, M., DURINGER, P., GHIENNE, J-F., ROQUIN, C., SEPULCHRE, P., MOUSSA, A., LEBATARD, A.E., MACKAYE, H.T., LIKIUS, A., VIGNAUD, P. & BRUNET, M. 2009. Chad Basin: Paleoenvironments of the Sahara since the Late Miocene. *Comptes Rendus Géoscience* 341, 603-611.
- SCHWARTZ, R.K. 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology* 29, 835-849.
- SCHWARZ, E., SPALETTI, L.A. & HOWELL, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous),

-
- Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology* 53, 55-81.
- SHAW, J., GAREAU, P. & COURTNEY, R.C. 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13-0 kyr. *Quaternary Science Reviews* 21, 1861-1878.
- SHAW, J., PIPER, D.J.W., FADER, G.B.J., KING, E.L., TODD, B.J., BELL, T., BATTERSON, M.J. & LIVERMAN, D.G.E. 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews* 25, 2059-2081.
- SLY, P.G. 1978. *Sedimentary processes in lakes*. In: *Lakes: chemistry, geology, physics* (A. Lerman, eds). Springer, Berlin.
- SMOOT, J.R. 1978. Origin of the carbonates sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA. In: *Modern and Ancient lake sediments* (A. Matter and M.E. Tucker eds). *International Association of Sedimentologists, Special Publication 2*, 109-127.
- SMOOT, J.P. 1991. Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 84(1-5), 369-423.
- STEISSBERG, T.E., HOOK, S.J. & SCHLADOW, S.G. 2005. Characterizing partial upwellings and surface circulation at Lake Tahoe, California-Nevada, USA with thermal infrared images. *Remote Sensing of Environment* 99, 2-15.
- STEWART, C.J. & DAVIDSON-ARNOTT, R.G. 1988. Morphology, formation and migration of longshore sandwaves; long point, lake Erie, Canada. *Marine Geology* 81, 63-77.
- STOLLHOFFEN, H., STANISTREET, I.G. & ROHN, R. 2000. The Gai-As Lake system, Northern Namibia and Brazil. In: *Lake basins through space and time* (E.H. Gierlowski-Kordesch & R. Kelts, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 46, 87-108.
- ST-ONGE, G., MULDER, TH., PIPER D.J.W., HILLAIRE-MARCEL, C. & STONER, J.S. 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283-294.
- ST-ONGE, G., LAJEUNESSE, P., DUCHESNE, M.J. & GAGNÉ, H. 2008. Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada). *Quaternary Sciences Reviews* 27, 2390-2400.
- STOKES, C.R., TARASOV, L. & DYKE, A.S. 2012. Dynamics of the North-American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 50, 86-104.
- STORMS, J.E.A. & SWIFT, D.J.P. 2003. Shallow-marine sequences as the building blocks of stratigraphy: insights from numerical modelling. *Basin Research* 15, 287-303.
- STUTZ, M.L. & PILKEY, O.H. 2009. Open-Ocean Barrier Islands: Global Influence of Climatic, Oceanographic, and Depositional Settings. *Journal of Coastal Research* 27, 207-222.
- SWIFT, D.J.P., PARSONS, B.S., FOYLE, A. & OERTEL, G.F. 2003. Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. *Sedimentology* 50, 81-111.

- SYVITSKI, J.P.M. & PRAEG, D.B. 1989. Quaternary Sedimentation in the St. Lawrence Estuary and Adjoining Areas, Eastern Canada: an overview based on high-resolution seismostratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire* 43, 291-310.
- SYVITSKI, J.P.M. & LEE, H.J. 1997. Postglacial sequence stratigraphy of Lake Melville, Labrador. *Marine Geology* 143, 55-79.
- SWIFT, D.J.P., PARSONS, B.S., FOYLE, A. & OERTEL, G.F. 2003. Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. *Sedimentology* 50, 81-111.
- TALLING, P. J., MASSON, D.G., SUMNER, E.J. & MALGESINI, G. 2012. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology* 59, 1937-2003.
- TESSIER, B., ARCHER, A.W., LANIER, W.P. & FELDMAN, H.R. 1998. Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). In: Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments (B.W. Flemming & A. Bartholoma, eds.). *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 24, 259-271.
- TIERCELIN, J-J., POTDEVIN, J.L., MORLEY, C.K., TALBOT, M.R., BELLON, M.R., RIO, A., LE GALL, B. & VÉTEL, W. 2004. Hydrocarbon potential of the Meso-Cenozoic Turkana Depression, northern Kenya. I. Reservoirs: depositional environments, diagenetic characteristics, and source rock-reservoir relationships. *Marine and Petroleum Geology* 21, 41-62.
- TINTERRI, R. 2011. Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal- and hummocky-cross stratification. *GeoActa* 10, 1-43.
- TISELIUS, P. & KUYLENSTIERNA, M. 1996. Growth and decline of a diatom spring bloom: phytoplankton species composition, formation of marine snow and the role of heterotrophic dinoflagellates. *Journal of Plankton Research* 18, 133-155.
- TREMBLAY, G. 1971. *Géologie et Géomorphologie quaternaires à l'Est du Lac-Saint-Jean (Québec, Canada)*. Thèse, Université de Paris 6, Paris, 360 pp.
- TWISS, M.R., MCKAY, R.M.L., BOURDONNIERE, R.A., BULLERJAHN, G.S., CARRICK, H.J., SMITH, R.E.H., WINTER, J.G., D'SOUZA, N.A., FUREY, P.C., LASHAWAY, A.R., SAXTON, M.A. & WILHELM, S.W. 2012. Diatoms abound in ice-covered Lake Erie: An investigation of offshore winter limnology in Lake Erie over the period 2007 to 2010. *Journal of Great Lakes Research* 38, 18-30.
- TREMBLAY, A., LONG, B. & MASSÉ, M. 2003. Supracrustal faults of the St-Lawrence rift system, Quebec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics* 369, 231-252.
- ULSES, C., ESTOUMEL, C., PUIG, P., DURRIEU DE MADRON, X. & MARSALEIX, P. 2008. Dense shelf water cascading in the north-western Mediterranean during the cold winter 2005. Quantification of the export through the Gulf of Lion and the Catalan margin. *Geophysical Research Letters* 35, L07610.
- VAN DIJK, M., KLEINHANS, M.G., POSTMA, G. & KRAAL, E. 2012. Contrasting morphodynamics in alluvial fans and fan deltas: effect of the downstream boundary. *Sedimentology* 59, 2125-

2145.

- VANICEK, P. & HAMILTON, A.C. 1972. Further Analysis of Vertical Crustal Movement Observations in the Lac St. Jean Area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 9, 1139-1147.
- VISSER, J.N. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology* 44, 507-521.
- WAGNER, B., AUFGEBAUER, A., VOGEL, H., ZANCHETTA, G., SULPIZIO, R. & DAMASCHKE, M. 2012. Late Pleistocene and Holocene contourite drift in Lake Prespa (Albania/F.Y.R. of Macedonia/ Greece). *Quaternary International* 274, 112-121.
- WELCH, P.S. 1952. Lakes, their Origin and Diversity. In: *Limnology*, New York, McGrawHill, 538 pp.
- WETZEL, R.G. 2001. *Limnology. Lake and river ecosystems*, Third Edition, Academic Press, San Diego, 1006 p.
- ZAVALA, C., ARCURI, M., DI MEGLIO, M., GAMERO, H. & CONTRERAS, C. 2010. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: *Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system* (M. Slatt and C. Zavala, eds). *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 61, 1-21.
- ZECCHIN, M., CAFFAU, M., CIVILE, D. & RODA, C. 2010. Anatomy of a late Pleistocene clinoformal sedimentary body (Le Castella, Calabria, southern Italy): a case or prograding spit system ? *Sedimentary Geology* 223, 291-309.
- ZENKOVITCH, V. P. 1959. On the genesis of cusped spits along lagoon shores. *Journal of Geology* 67, 269-277.
- ZENKOVITCH, V.P. 1967. *Processes of Coastal development*. Oliver & Boyd, London, 738 pp.

ANNEXES

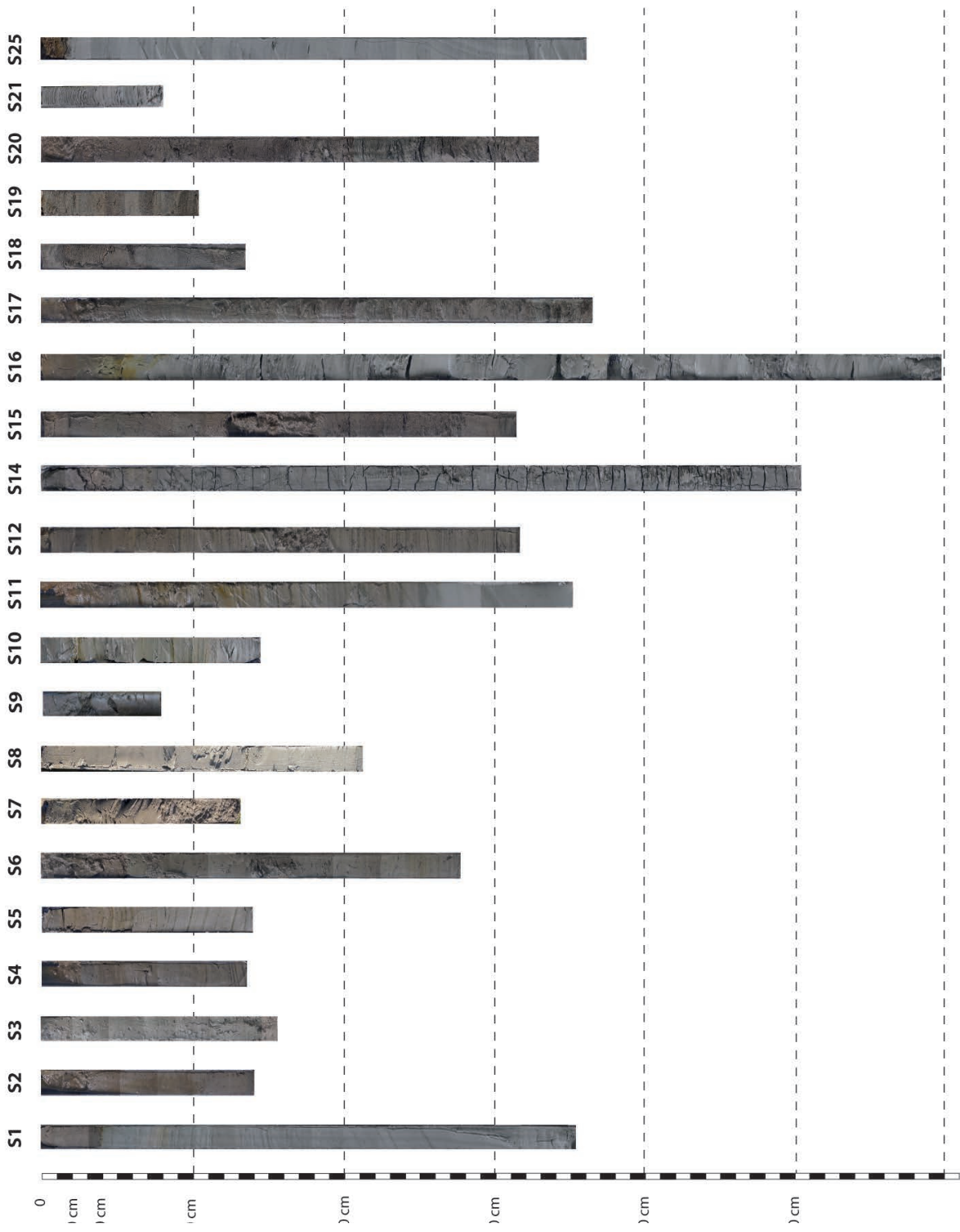
1 - Photographie des carottes de sédiments

2 - Résumés de présentations orales

Nutz et al. De la mer de Laflamme au lac Saint-Jean : dynamique sédimentaire d'un bassin en régression (tardi-et post-glaciaire holocène, Québec, Canada). ASF 2011, Dijon, Volume des résumés, 206.

Nutz et al. Enregistrement sismo-stratigraphique des sédiments du lac Saint-Jean (Québec, Canada) : un exemple d'évolution sédimentaire lacustre dominée vague. ASF 2013, Paris, Volume des résumés, 303.

Nutz et al. Contribution à la caractérisation des cortèges de régression forcée fini-glaciaire : exemple de la séquence de déglaciation quaternaire du lac Saint-Jean. ASF 2013, Paris, Volume des résumés, 304.



Annexe I. Photographie des carottes de sédiment prélevées au fond du lac Saint-Jean (localisation cf. III.A, Fig. I)

De la mer de Laflamme au lac Saint-Jean : dynamique sédimentaire d'un bassin en régression (tardi- et post-glaciaire holocène, Québec, Canada)

Alexis NUTZ*, Jean-François GHIENNE*, Mathieu SCHUSTER*, Claude ROQUIN*, Frédéric BOUCHETTE**, Pierre COUSINEAU***, Raphaël CERTAIN****, Nicolas ROBIN**** & Philippe DURINGER*

* Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS)-UMR 7516, Université de Strasbourg (UdS)/ Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France, alexis.nutz@etu.unistra.fr

** GEOSCIENCES-M et Institut de Mathématiques Appliquées de Montpellier/ Université Montpellier II, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France

*** Centre d'Etude sur les Ressources Minérales/ Université du Québec à Chicoutimi, 555 boulevard de l'Université, Chicoutimi (Québec), G7H 2B1, Canada.

**** CEFREM/ Université de Perpignan Via Domitia, 52 avenue P. Alduy, 66860 Perpignan cedex, France.

Le bassin du lac Saint-Jean est situé au Nord de l'estuaire du Saint-Laurent et du plateau des Laurentides, à l'amont du fjord du Saguenay. Positionné dans l'axe du graben paléozoïque du Saguenay, ce bassin est issu du surcreusement glaciaire qui a préférentiellement affecté les lithologies sédimentaires par rapport aux lithologies ignées protérozoïques lors des glaciations quaternaires. Il représente un exemple de bassin peu profond (*shallow water body* : *SWB*) caractérisé par une faible profondeur (maximum de 100 m) devant sa taille (plus de 1000 km²), favorisant l'expression d'une dynamique sédimentaire littorale principalement contrôlée par les vagues.

L'histoire récente du bassin du lac Saint-Jean débute à la déglaciation wisconsinienne marquée par la mise en place de mers post-glaciaires. Parmi elles, la mer de Laflamme ennoie le bassin entre 10 ka BP et 8 ka BP. Dans un second temps, le rebond isostatique déconnecte le bassin du marin ouvert par l'apparition d'un seuil topographique. Aujourd'hui un soulèvement différentiel de 1 à 2 mm.an⁻¹ est mesuré entre le Nord et le Sud du bassin.

Le remplissage du bassin est caractérisé par la superposition de deux systèmes. Le premier correspond à un ensemble de corps sédimentaires sableux à conglomératique d'origine glaciaire, glacio-marin et fluvio-glaciaire. Le second, dominé par une dynamique régressive glacio-isostatique, se marque par une association de dépôts sableux fluviatiles, d'embouchures, et littoraux, ainsi que des faciès argilo-silteux de comblement. L'architecture de l'ensemble de ces dépôts signe un mécanisme de régression forcée asymétrique entre le Nord du bassin où les systèmes deltaïques sont étalés, et le Sud où les systèmes sont contractés. Certains de ces dépôts sont remaniés par l'action des vagues, se traduisant par une succession de paléorivages construits (crêtes de plage, flèches sableuses) ou à dynamique érosive (falaise).

Cette étude intégrée (travaux à terre, altimétrie D-GPS et imagerie géophysique sur le lac) présente : (1) l'architecture interne des deux systèmes sédimentaires, (2) leurs relations géométriques, (3) les morphostructures associées aux différents systèmes littoraux, et (4) une reconstruction de l'histoire du bassin depuis le retrait glaciaire.

ENREGISTREMENT SISMO-STRATIGRAPHIQUE DES SÉDIMENTS DU LAC-SAINTE-JEAN (QUÉBEC, CANADA) : UN EXEMPLE D'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE LACUSTRE DOMINÉE VAGUE

Alexis NUTZ¹, Jean-François GHIENNE¹, Mathieu SCHUSTER¹, Raphaël CERTAIN², Nicolas ROBIN², Claude ROQUIN¹, Olivier RAYNAL², Frédéric BOUCHETTE³, Philippe DURINGER¹, Pierre A. COUSINEAU⁴

⁽¹⁾ Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) - UMR 7516, CNRS/Université de Strasbourg (UdS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg cedex, France, alexis.nutz@etu.unistra.fr

⁽²⁾ CEFREM-Université de Perpignan Via Domitia, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex 9, France.

⁽³⁾ GEOSCIENCES-M, Université Montpellier II et CNRS, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

⁽⁴⁾ Centre d'étude sur les Ressources minérales (CERM), Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC G7H 2B1, Canada.

Plus de 300 km de lignes sismiques Chirp 2D ont permis de documenter la stratigraphie Quaternaire tardi- à post-glaciaire du Lac Saint-Jean (Québec, Canada). L'intégralité de la succession de déglaciation est observée, depuis des accumulations associées au retrait glaciaire wisconsinien jusqu'à la dynamique actuelle du Lac Saint-Jean. Dans sa partie inférieure, cette succession comprend des accumulations de sable d'origine glaciaire (*ice-contact fan*) scellées par des argiles d'abord d'origine glacio-marine puis pro-deltaïque qui atteignent 45 m d'épaisseur.

Au-dessus, un changement majeur de la dynamique sédimentaire est révélé par des structures majoritairement érosives, associées à des accumulations de sédiments isolés en fond de lac. Trois groupes de structures ont été différenciés. Le premier groupe correspond à des architectures sédimentaires associées à des écoulements hyperpycnaux récurrents, qui ont généré des incisions chenalisées profondes en zone proximale (embouchures), des contourites en zone intermédiaire et des lobes en zone distale. Le second groupe indique une dynamique littorale importante liée aux vagues sous la forme de profil de shoreface. Enfin, le troisième groupe met en évidence la présence de courants de fond à l'origine de surfaces d'érosions importantes en domaine profond, de contourites et de la mise en place d'une plate-forme progradante.

Les morphostructures sédimentaires associées aux vagues sur la bordure du lac et celles associées au courants de fond suggèrent une circulation interne généralisée au sein du Lac Saint-Jean attribué à l'action du vent sur la surface de l'étendue d'eau, générant à la fois des structures littorales et profondes, généralement peu étudiées dans les systèmes lacustres.

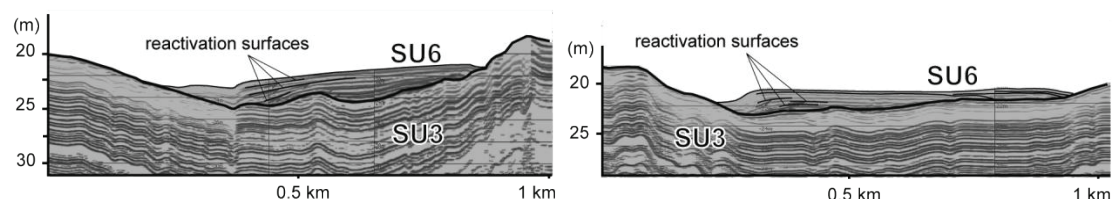


Fig. 1. Sediment drifts mis en place par l'intermédiaire de courant de fond sur un haut bathymétrique au fond du Lac Saint-Jean (Québec, Canada)

CONTRIBUTION A LA CARACTÉRISATION DES CORTEGES DE RÉGRESSION FORCÉE FINI-GLACIAIRE : EXEMPLE DE LA SÉQUENCE DE DÉGLACIATION QUATERNAIRE DU LAC SAINT-JEAN (QUEBEC, CANADA)

Alexis NUTZ¹, Mathieu SCHUSTER¹, Jean-François GHIENNE¹, Frédéric BOUCHETTE², Claude ROQUIN¹, Philippe DURINGER¹, Pierre COUSINEAU³

⁽¹⁾ Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) - UMR 7516, CNRS/Université de Strasbourg (UdS), Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France, alexis.nutz@etu.unistra.fr

⁽²⁾ GEOSCIENCES-M, Université Montpellier II et CNRS, cc 60, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5, France.

⁽³⁾ Centre d'étude sur les Ressources minérales (CERM), Sciences de la Terre, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, QC G7H 2B1, Canada.

En domaine précédemment englacé, les séquences de déglaciation Quaternaire prennent la forme de successions grano-croissantes résultant d'un ennoiemment post-glaciaire rapide, suivi d'une émergence progressive par régression forcée contrôlée par les effets du rebond glacio-isostatique. La succession tardi-Pléistocène et Holocène du bassin du Lac Saint-Jean (Québec) en est un exemple remarquable.

Suite au retrait de la calotte wisconsinienne, l'ensemble du bassin est ennoyé par les eaux marines avant 12,9 Cal ka BP pour former le Golfe de Laflamme. A ce moment, l'ensemble du système était soumis à un fort rebond glacio-isostatique entraînant une chute rapide du niveau de base (1,5 à 2 cm.an⁻¹) et une sédimentation de régression forcée. Vers 8,5 Cal ka BP, le Golfe de Laflamme a ainsi été déconnecté du domaine marin ouvert par l'émergence d'un seuil pour former le proto-lac Saint-Jean. Tout au long de cette période lacustre, la régression forcée se poursuit, sous l'effet d'un rebond glacio-isostatique différentiel entre le Nord et le Sud du lac, où se situe son exutoire. La chute du niveau de base a ainsi été maximale au Nord (0,3 à 0,7 cm.an⁻¹), diminuant vers le Sud pour être contrôlée uniquement par l'érosion du seuil au niveau de l'exutoire.

Basée sur trois transects pluri-décakilométriques bordure/centre du bassin, l'architecture stratigraphique du bassin a été documentée. La première section au sein du système axial du bassin et les deux autres au sein de deux systèmes latéraux. Ces trois transects montrent une partie basale identique (accumulations glaciogéniques scellés par des argiles glacio-marines) qui enregistre le retrait glaciaire et l'ennoiemment marin tardi-glaciaire. Au-dessus, les systèmes progradants enregistrent la chute du niveau de base issue de la régression forcée du Golfe de Laflamme. Bien que des différences importantes d'architectures et de faciès existent entre chacune de ces sections, elles présentent des tendances d'évolution similaires. Au cours du temps, depuis la période tardi-glaciaire et jusqu'à la période post-glaciaire, (i) l'influence de la dynamique littorale augmente progressivement dans la sédimentation, (ii) les réseaux hydrographiques s'organisent progressivement et (iii) les géométries de delta passent de deltas de type Gilbert à des deltas à foresets à angle faible caractérisés par des systèmes de barres d'embouchure.

Ces évolutions temporelles d'architecture et de faciès sont considérées comme des critères de reconnaissance de cortèges de régression forcée génétiquement associé aux périodes de déglaciation. Leur identification dans l'enregistrement sédimentaire ancien est de première importance lorsqu'il s'agit de mettre en évidence des séquences de déglaciation. Basé sur la succession du bassin du Saint-Jean, un modèle stratigraphique est proposé.

Résumé : Dans ce travail de thèse, certaines étendues d'eaux continentales regroupant plusieurs types de système de dépôt comme les lacs, mers intérieures et lagunes ont été regroupées au sein d'un nouveau groupe de système sédimentaire. En effet, une observation des littoraux d'un très grand nombre de ces systèmes permet l'identification de structures sédimentaires communes étonnamment bien développées (plages et flèches littorales sableuses) qui indiquent des processus hydro-sédimentaires élémentaires identiques, issus d'un forçage primordial, le vent. Mentionnés sous l'appellation de *Wind-driven Water Body* (WWB), ces bassins montrent des caractéristiques physiographiques communes exprimées par l'intermédiaire de l'indice $I_{WWB} > 1000$ traduisant des profondeurs très faibles au regard de leur extension dans la direction du vent dominant.

Afin de caractériser l'évolution et l'enregistrement sédimentaire d'un exemple de WWB, une étude sédimentologique intégrée du bassin quaternaire du Lac Saint-Jean (Québec, Canada) a été menée depuis la structure sédimentaire jusqu'aux architectures kilométriques à partir d'une approche intégrant géologie de terrain et imagerie géophysique très haute résolution (CHIRP 2D). Cette étude a permis de contraindre la dynamique propre au système WWB et ses interactions avec les forçages locaux, principalement issus de l'héritage de la déglaciation dans le cas du bassin du Lac Saint-Jean.

À l'échelle du cortège sédimentaire, l'influence de cet héritage est prépondérante. Le régime glaciaire à paraglaciaire de la sédimentation et le rebond glacio-isostatique ont contrôlé au premier ordre, à la fois la succession lithologique et les architectures grandes échelles du bassin pour générer un Cortège de Régression Forcée (CRF) atypique. Il inclut une partie basale composée de dépôts glaciogéniques (cônes d'épandages juxta-glaciaires sous-aquatiques) disséminés au sein du bassin, scellés par des silts argileux glaciomarins grano-décroissants enregistrant le retrait du front glaciaire. Vers le haut, ces silts glaciomarins passent à des silts prodeltaïques associés latéralement au développement de cortèges fluviaux progradants à trajectoires descendantes, issus de la chute du niveau de base. Au-dessus, des dépôts éoliens marquent localement l'émersion. Les cortèges progradants montrent plusieurs évolutions, notamment en termes de nature des systèmes fluviaux et d'architectures des systèmes deltaïques, qui sont maintenant directement associées aux effets de la déglaciation et considérées comme des critères de reconnaissance des CRF fini-glaciaires.

Au sein de ce cortège de régression forcée, se surimprimant à cette évolution glaciaire et paraglaciaire, une dynamique de système WWB s'est progressivement affirmée à partir de 8,5 cal. ka BP. La diminution de l'influence fluviale a progressivement permis au vent de devenir un forçage majeur dans le système. Il a conduit à la mise en place d'une dynamique littorale importante occasionnellement associée à une circulation interne générant des courants de fonds lors d'épisodes de vents forts. Les morphostructures sédimentaires associées sont des profils de plage haute énergie parfois accompagnés par la mise en place de constructions de type *infralittorale prograding wedge*, des terrasses d'érosion lacustres, des flèches clastiques littorales, des érosions en domaine profond, des structures de type *sediment drifts* et la mise en place d'une plateforme progradante profonde (*sedimentary shelf*). Plus généralement, l'ensemble de ces structures est maintenant considéré comme potentiellement commune au système WWB. L'évolution sédimentaire du bassin du Lac Saint-Jean confirme aussi que la mise en place d'un système WWB se traduit par une évolution croissante de son indice I_{WWB} . Il apparaît que le passage d'un bassin non-WWB ($I_{WWB} < 1000$) vers un bassin WWB ($I_{WWB} > 1300$) passe par une phase de transition où le système est défini comme un proto-WWB (I_{WWB} 1100-1300).

Finalement, l'analyse sédimentologique du bassin du Lac Saint-Jean a permis de dégager un grand nombre d'interprétations locales dont ont découlé plusieurs interprétations plus générales ayant attiré (1) à l'évolution des systèmes WWB et (2) aux séquences de déglaciation en domaine précédemment englacé. De plus, ce travail représente une contribution à l'échelle régionale, d'une part pour les modalités de la dernière déglaciation du Sud-Est du Québec et d'autre part pour la paléogéographie du Lac Saint-Jean. Le graben du Saguenay et les basses-terres du Lac Saint-Jean semblent avoir constitué un axe préférentiel de retrait rapide pendant la déglaciation, introduisant une complexité locale au schéma général de la déglaciation du Sud du Québec.

Mots clés : Bassin continental, Wind-driven Water Body, hydrodynamique contrôlée vent, cortège de régression forcée

Abstract: In this study, a certain number of continental enclosed basins including several depositional systems such as lakes, inland seas or lagoons have been grouped in a new sort of sedimentary system. Indeed, their shorelines reveal a wide range of common well-expressed sedimentary constructions such as beaches, sandspits or cusped spits evidencing common hydro-sedimentary processes that result from a common primordial forcing, the wind. Referred to as *Wind driven Water Body*, these basins show common physiographic patterns summarized by the index I_{WWB} , revealing shallow mean depths regarding their extensions in the dominant wind azimuth.

To characterize the sedimentary evolution and record of a WWB basin, an integrated sedimentological study has been carried out on the quaternary Saint-Jean basin (Québec, Canada) from the sedimentary structures to the regional architectures, based on field onshore geology and offshore geophysics (CHIRP 2D). This allowed constraining the WWB sedimentary evolution and its relationships with local forcings, mainly related to the inheritance of the latest deglaciation in the Saint-Jean basin.

At the system-tract scale, this inheritance is the prevailing influence on sedimentation. The glacial to paraglacial sedimentation and the glacio-isostatic rebound controlled at first-order the lithofacies succession and large-scale architectures to generate an original Falling Stage System Tract (FSST). From base to top, succession includes basal glaciogenic deposits (ice contact fans) dispersed overall the basin, sealed by fining-upward glaciomarine muds reflecting the Laurentide ice sheet retreat. Upward, glaciomarine muds grade to prodeltaic muds, laterally related to the prograding wedges development characterized by descending trajectories through the base level fall. Above, in places, eolian deposits mark the emersion. Prograding wedges reveal constant facies and architectures evolutions notably concerning their fluvial feeder systems and their deltaic architectures; those are now related to diagnostic criteria for the recognition of late-glacial FSST.

Within the falling stage system tract, since 8.5 cal. ka BP a WWB related sedimentary evolution overprinted the glacial to paraglacial evolution. Progressive attenuation of the fluvial influence allowed wind to become a major forging in the sedimentary system. This led to the emplacement of an important coastal dynamics, occasionally accompanied by a lake-scale hydrodynamics at the origins of bottom currents during strong wind to storm events. The resulting sedimentary features are high energy shoreface profiles associated with infralittorale prograding wedges, lacustrine wave cut terraces, clastic sandspits, deep erosional surfaces, sediments drifts and a sedimentary shelf. More generally, all these features are now considered to be potentially shared by a large part of WWB basins. The sedimentary evolution of the Saint-Jean basin confirms that the emplacement of a WWB system is expressed by an increasing I_{WWB} . More generally, transition from a non-WWB basin ($I_{WWB} < 1000$) to a WWB basin ($I_{WWB} > 1300$) implies an intermediate phase where the basin is defined as a proto-WWB (I_{WWB} 1100-1300).

Finally, the sedimentological analysis of the Saint-Jean basin brought numerous interpretations related to (1) the sedimentary evolution of WWB systems and (2) deglaciation sequences in previously glaciated domains. In addition, this work supplements the regional quaternary framework, firstly concerning the latest deglaciation evolution in southeast Québec and secondly the Saint-Jean basin paleogeography. The Saguenay graben and the Saint-Jean basin may have represented a preferential path for rapid ice retreating that suggests local complexity in the regional quaternary deglacial evolution.

Keywords: Continental basin, Wind-driven Water Body, wind-driven hydrodynamics, falling stage system tract