Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique : la réponse pro- à paraglaciaire des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golf du Saint-Laurent (Québec, Canada)

Pierre Dietrich

▶ **To cite this version:**

Pierre Dietrich. Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique : la réponse pro- à paraglaciaire des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golf du Saint-Laurent (Québec, Canada). Glaciologie. Université de Strasbourg, 2015. Français. NNT : 2015STRAH019 . tel-01291667

HAL Id: tel-01291667
https://theses.hal.science/tel-01291667

Submitted on 21 Mar 2016

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 (ED 413)

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

Thèse présentée par :

Pierre DIETRICH

soutenue publiquement le : **1er décembre 2015**

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

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Sédimentologie

Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique

la réponse pro- à paraglaciaire des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du Saint-Laurent (Québec, Canada)

THÈSE dirigée par :

Dr. GHIENNE Jean-François	**CNRS UMR 7516, Strasbourg**

RAPPORTEURS :

Dr. ROBIN Cécile	**Université de Rennes I**
Pr. JOSEPH Philippe	**Institut Français du Pétrole-Energies Nouvelles**

EXAMINATEURS :

Pr. BONNET Stéphane	**Université de Toulouse III**
Pr. LAJEUNESSE Patrick	**Université Laval, Québec, Canada**
Pr. DURINGER Philippe	**EOST, Université de Strasbourg**

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

École Doctorale des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED 413)

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR 7516)

Thèse présentée par :

Pierre DIETRICH

soutenue publiquement le : **1er décembre 2015**

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

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Sédimentologie

Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique

la réponse pro- à paraglaciaire des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du Saint-Laurent (Québec, Canada)

THÈSE dirigée par :

Dr. GHIENNE Jean-François	**CNRS UMR 7516, Strasbourg**

RAPPORTEURS :

Dr. ROBIN Cécile	**Université de Rennes I**
Pr. JOSEPH Philippe	**Institut Français du Pétrole-Energies Nouvelles**

EXAMINATEURS :

Pr. BONNET Stéphane	**Université de Toulouse III**
Pr. LAJEUNESSE Patrick	**Université Laval, Québec, Canada**
Pr. DURINGER Philippe	**EOST, Université de Strasbourg**

AVANT-PROPOS

Ce travail de thèse s'inscrit dans la continuité des recherches sur l'enregistrement sédimentaire des glaciations anciennes, thème développé depuis de nombreuses années à Strasbourg. La collaboration récente de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (IPGS) avec différentes universités québécoises (Univ. Laval, Québec et Univ. Du Québec à Chicoutimi - UQAC) a permis le développement d'un nouvel axe de recherche portant sur les glaciations quaternaires dans la région de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent. Ce travail de thèse a été encadré par Jean-François Ghienne, avec la participation de Mathieu Schuster, Philippe Duringer et Claude Roquin de l'IPGS (Univ. de Strasbourg). Il a en outre largement bénéficié du concours de Patrick Lajeunesse (Univ. Laval, Québec) et Alexandre Normandeau (Queens University, Kingston, Ontario). Rémy Deschamps et Didier Granjeon (Institut Français du Pétrole - Energies Nouvelles IFP-EN) ont également collaboré à la réalisation de ce projet. Le travail de thèse d'Alexis Nutz (2013), portant sur l'étude du bassin du lac St. Jean (Québec), avait permis l'établissement d'une base méthodologique pour l'examen des sédiments glaciogéniques quaternaires.

La présente contribution a bénéficié d'un financement par contrat doctoral démarré en octobre 2012, ainsi que du soutien financier de l'Institut National des Sciences de l'Univers (SYSTER, INSU) et de l'Agence Nationale de la Recherche (ANR, Projet SeqStrat-Ice, http://seqstrat-ice.unistra.fr/).

RÉSUMÉ ÉTENDU

La Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent (Québec, Canada) est caractérisée par une série de complexes deltaïques « soulevés », aujourd'hui essentiellement inactifs, mis en place vers la transition Pléistocène-Holocène, lors de la dernière déglaciation. Celle-ci fait suite au Dernier Maximum Glaciaire, période durant laquelle l'Inlandsis Laurentidien atteignait le rebord de la marge continentale et le Grand Banc de Terre-Neuve, vers 23 ka Cal BP. Un retrait rapide de l'inlandsis, principalement par vêlage d'iceberg, a permis au St. Laurent d'être libre de glace vers 11 ka Cal BP, et aux mers postglaciaires (mers de Goldthwait, de Laflamme et de Champlain) d'envahir les zones glacio-isostatiquement flexurées. Ces mers, dont l'extension et les profondeurs étaient plus importantes que celles de l'Estuaire actuel, ont notamment occupé de grandes vallées structurales qui, à cette date, formaient ainsi des fjords. Les marges de l'inlandsis se sont ensuite retirées sur les hautes terres du bouclier canadien, plus lentement que lors de la déglaciation précoce et principalement par fonte. Les eaux de fonte et sédiments glaciogéniques, dont le transport vers la côte s'effectuait via des rivières proglaciaires en tresses, alimentaient durant cette période d'importants systèmes deltaïques sur le rebord nord du St. Laurent. Ceux-ci, initialement confinés dans les vallées structurales, ont rapidement émergé sur la plate-forme « ouverte » laurentienne, grâce notamment à des taux de progradation exceptionnels. Ces deltas se sont développés, durant toute leur évolution, en contexte de régression forcée (chute de Niveau Marin Relatif, NMR) par le rebond glacio-isostatique, actif dès la déglaciation, et malgré la montée eustatique globale liée en grande partie à la fonte de l'Inlandsis Laurentien. Ce dernier, dont le retrait rapide éloignait ses marges des côtes du St. Laurent, s'est réduit à un dôme résiduel placé sur la partie septentrionale du Québec, avant sa disparition définitive vers 6 ka Cal BP. La chute de NMR, dont les taux maximums ont atteint 10 cm/an, totalise 100 à 200 m le long du St. Laurent, entre la date de déglaciation de la zone et aujourd'hui.

Trois complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent ont été étudiés. Celui de *Portneuf-Forestville*, dont l'investigation a porté sur l'architecture deltaïque ainsi que sur la transition pro- à paraglaciaire ; celui de *Sept-Îles*, étude principalement basée sur le retrait glaciaire précoce et les processus sédimentaires relatifs à celui-ci ; enfin celui de *St. Jean*, investigué dans le but de quantifier la dynamique de l'évolution deltaïque paraglaciaire. Ces deltas ont été étudiés selon deux méthodes distinctes et complémentaires. D'une part, une étude sédimentologique conventionnelle sur les affleurements naturels, le long des rivières et

du bord de mer, a été réalisée. Elle a consisté en levés de coupes sédimentologiques et en l'étude des architectures stratigraphiques afin de caractériser les différents deltas en termes de processus et dynamiques sédimentaires. D'autre part, une étude géomorphologique, basée sur les photographies satellites et aériennes ainsi que les campagnes LIDAR, a permis de caractériser des structures morphosédimentaires présentes à la surface des deltas. En effet, les surfaces de ces derniers, inactifs depuis peu (quelques milliers d'années), sont très peu anthropisées et ont préservé une quantité importante de reliques de processus sédimentaires, parmi lesquels des moraines frontales et latérales, des chenaux fluviatiles fossiles ou encore des cordons littoraux soulevés (crêtes de plages, flèches et lagons).

Le complexe deltaïque de *Portneuf-Forestville* est un ensemble morphosédimentaire protubérant sur l'Estuaire du St. Laurent qui s'étend sur près de 20 km du nord au sud. Les terrains sédimentaires, qui reposent sur le socle protérozoïque de la Province de Grenville, forment un plateau faiblement penté vers l'est (vers l'axe du St. Laurent) depuis 140 m au-dessus du niveau de la mer jusqu'au rivage actuel. Le socle igné, présent à l'ouest de la zone d'étude et pointant par endroit dans les terrains sédimentaires, forme des collines de 300 m d'altitude en moyenne. Deux vallées structurales majeures s'étendent vers l'ouest depuis la zone d'étude, dans lesquelles coulent les deux rivières principales avant d'atteindre les terrains sédimentaires. Ces vallées, de plus de 100 km de long et de 100 à 150 m de profondeur en moyenne, pour seulement 1 à 2 km de large, sont caractérisées par des flancs très abrupts, verticaux par endroits. Les deux rivières principales, *Portneuf* et *Sault-au-Cochon*, dissèquent profondément les terrains sédimentaires et montrent fréquemment des méandres abandonnés, étagés de 90 m à 0. Une falaise côtière naturelle de 7 km de long, d'axe nord-sud et d'extension verticale atteignant 90 m, a permis l'étude sédimentologique détaillée de la zone.

A travers l'étude géomorphologique, deux zones principales ont été différenciées dans les terrains sédimentaires. La partie ouest, très faiblement pentée, de 140 à 90 m d'altitude, montre une topographie relativement plane, sans morphostructure majeure. Cette zone est interprétée comme une relique de plaine deltaïque, mise en place alors que le NMR chutait de l'une à l'autre de ces altitudes. A l'est, la partie distale est beaucoup plus pentée et comprend une série de cordons sableux parallèles entre eux et étagés de 90 m d'altitude jusqu'au rivage actuel. Ceux-ci sont interprétés comme des paléo-plages, successivement déposées lors de la chute de NMR et subséquemment soulevées par le rebond glacio-isostatique.

L'étude sédimentologique menée sur la falaise côtière naturelle a révélé la présence d'éléments architecturaux majeurs, verticalement et/ou latéralement juxtaposés, relatifs à la déglaciation de la zone et à l'évolution deltaïque pro- à para-glaciaire. De la base au sommet,

ceux-ci reflètent la chute de NMR et la diminution de l'influence des marges glaciaires au cours de l'évolution du delta. Ils comprennent trois ensembles majeurs, dont le premier est relatif à la déglaciation, le second à la mise en place du delta et le troisième au remaniement de ce même delta par les processus marin lors de l'abandon et la fin de progradation de celui-ci. Le premier ensemble reflète la déglaciation précoce et comprend des classes granulométriques allant des galets aux argiles. Sa base se compose d'un esker — cordon kilométrique de sable, graviers et galets déposés en contexte sous- ou juxtaglaciaire —, drapé par des argiles glaciomarines, mises en place en domaine sous-marin à proximité d'une marge glaciaire. Celles-ci sont elles-mêmes recouvertes par un cône d'épandage juxtaglaciaire, majoritairement composé de turbidites, dont la partie proximale fluvioglaciaire a barré l'embouchure de la rivière *Sault-au-Cochon* lors de son dépôt. Ce premier ensemble a été mis en place lors de l'invasion précoce de la mer postglaciaire et correspond à une paléo-ligne de rivage placée à plus de 140 m au-dessus du niveau actuel de la mer, nommée limite marine. Le second ensemble, prédominant sur les deux autres par son volume, est constitué par le complexe deltaïque proglaciaire. Il comprend un prodelta argileux, un front de delta sablo-argileux et une plaine deltaïque sableuse et correspond à des paléo-lignes de rivages placées entre 140 et 90 m au-dessus du niveau actuel de la mer. Ce second ensemble est l'expression en coupe de la plaine sédimentaire observée en plan au-dessus de 90 m. Enfin, le troisième ensemble est constitué par des plages étagées et des cortèges sableux de *shoreface*, dont une plate-forme de flèche. Ceux-ci, formants des paléo-rivages s'étageant de 90 m au rivage actuel, correspondent aux paléo-plages observées en géomorphologie. Deux ensembles sédimentaires additionnels ont été observés dans l'arrière-pays. Ils se composent d'un delta de fond de fjord, observé dans la vallée structurale de la rivière *Portneuf* et d'un delta lacustre, observé dans la vallée structurale de la rivière *Sault-au-Cochon*, un temps barrée par le delta fluvio-glaciaire de la déglaciation précoce.

L'étude de telles structures et leur datation radiocarbone permet de distinguer quatre périodes successives dans l'évolution sédimentaire. La première période, courant de 12.5 à 11.0 ka Cal BP, correspond à une stabilisation plus ou moins pérenne de la marge glaciaire, malgré une dynamique globale de retrait, à l'embouchure de la vallée structurale du *Sault-au-Cochon*. Cette stabilisation a notamment permis la mise en place et le développement d'un cône d'épandage juxtaglaciaire assez important pour barrer par la suite la vallée, associé à un NMR de plus de 140 m au-dessus du niveau actuel. Latéralement, la vallée de la rivière *Portneuf* n'a pas connu une telle stabilisation, possiblement du fait d'une embouchure plus large et profonde qui n'a pas permis ici l'ancrage de la glace. La décantation de nuages turbides glaciomarins constituait à cette date la source principale de sédimentation dans la vallée de *Portneuf*. Lors du retrait des marges glaciaires, l'apport de sédiments glaciogéniques vers la mer alimentait deux

deltas : l'un de fond de fjord, sujet à la chute de NMR, dans la vallée de la rivière *Portneuf* et l'autre lacustre, dans la vallée barrée du *Sault-au-Cochon*. Cette phase, dite de progradation dans les vallées, s'est déroulée entre 11 et 10 ka Cal BP, pour des NMR compris entre 140 et 110 m le long de la côte, mais pouvant atteindre 170 m à l'amont du fjord de *Portneuf* dû à la flexure glacio-isostatique différentielle. Du fait des apports sédimentaires importants, la progradation des deux deltas a rapidement dépassé le cadre des vallées structurales pour déboucher sur l'Estuaire du St. Laurent. Cette phase a duré moins de 500 ans, pour des NMR allant de 110 et 90 m au-dessus du niveau actuel de l'Estuaire. Les processus sédimentaires d'accrétion deltaïque, toujours dominés par les apports glaciogéniques, ont cependant été partiellement influencés par les processus marins intrinsèquement actifs dans l'Estuaire du St. Laurent, tels que les vagues et marées. La quatrième et dernière phase, nommée remaniement paraglaciaire, a débuté vers 9.5 ka Cal BP, à 90 m au-dessus du niveau actuel de la mer, et se poursuit encore aujourd'hui. C'est aux alentours de cette date que la marge glaciaire se retire des bassins versants des rivières *Portneuf* et *Sault-au-Cochon*. Cette phase est caractérisée par une prédominance des processus marins, tels que les vagues, la dérive littorale et la marée, relativement aux processus fluviatiles. Il s'en est suivi une incision profonde de l'ancien delta devenu inactif le long des rivières et du front de mer, celle-là-même qui permet aujourd'hui l'observation du cœur du delta.

Le changement profond de la dynamique sédimentaire, marqué par le passage d'un système dominé par les processus d'accrétion deltaïque à un système où son remaniement par les processus marins devient dominant, est perçu comme un important bouleversement environnemental. La sortie des marges glaciaires hors des bassins versants des deux rivières principales, et de ce fait n'alimentant plus les systèmes deltaïques, est considérée comme le facteur majeur du changement de dynamique sur la Côte Nord, dans le secteur de *Portneuf – Forestville* induisant la transition pro- à paraglaciaire.

Le complexe deltaïque de *Sept-Îles* est lui-aussi caractérisé par un lobe sédimentaire largement protubérant sur le St. Laurent, et dont le socle est constitué de roches protérozoïques à paléozoïques. Celui-ci présente une très profonde (200 m), très longue (>200 km) et très étroite (<2 km) vallée structurale dans laquelle coule la rivière *Moisie*. La succession sédimentaire, composée de sédiments de contact glaciaire, d'un delta (incluant un delta de fond de fjord) proglaciaire et de plages, est similaire à celle observée dans le delta de *Portneuf-Forestville*. Une succession de plusieurs moraines frontales et de cônes d'épandage juxtaglaciaires, marquant le retrait progressif des marges glaciaires, constitue les éléments les plus anciens de l'enregistrement sédimentaire. Ces systèmes, dont une partie se situe actuellement dans le Golfe du St. Laurent (caractérisation par imagerie bathymétrique et sismique), sont partiellement recouverts par un

système deltaïque relatif au retrait de la marge glaciaire et des plages soulevées marquant le retrait des marges glaciaires hors du bassin versant de la rivière *Moisie*. Cette évolution a eu lieu beaucoup plus tardivement que dans le cas du delta de *Portneuf-Forestville*, notamment du fait d'un bassin versant de la rivière *Moisie* très étendu et proche du dôme résiduel du Nord-Québec. Les marqueurs de stabilisation de la glace, incluant les bancs morainiques et cônes d'épandages juxtaglaciaires sous-aquatiques (*GZW : Grounding Zone Wedges*), sont de plus en plus jeunes vers l'amont, soit vers le haut. Inversement, l'étagement des structures deltaïques et côtières sont de plus en plus jeunes vers l'aval, soit vers le bas. Cette dichotomie illustre de manière très concrète l'influence prépondérante de la localisation de la marge glaciomarine sur le motif d'empilement des unités sédimentaires qui sont rétrogradantes dans les premiers temps de la déglaciation ; l'influence du NMR prenant le relais dès qu'un front continental se met en place, avec une dynamique de régression forcée.

Les régimes hydrauliques associés à la mise en place des cônes d'épandages proglaciaires littoraux, et formant des deltas de type *Gilbert*, ont été investigués. Dans la partie la plus supérieure des *foresets* d'un tel delta, des structures sédimentaires mises en place par des courants hydrauliques transcritiques — passant alternativement d'un état sous-critique à supercritique via un ressaut hydraulique —, et dont la migration se fait vers l'amont, ont été observées. De telles structures sont nommées *cyclic steps*. Dans les environnements deltaïques, et notamment les systèmes actuels, les *cyclic steps* sont classiquement interprétés comme dérivant d'un effondrement gravitaire de la bordure du delta. Toutefois, dans le cas présent, l'architecture deltaïque globale et plus particulièrement la position des *cyclic steps* immédiatement sous la troncature des *topsets*, indique plutôt une parenté des courants hydrauliques transcritiques avec ceux issus de la plaine deltaïque et directement transmis au front du delta. En contexte juxtaglaciaire, de tels courants peuvent directement dériver d'une crue glaciaire ou, alternativement, avoir été amplifiés par une marée descendante de vives eaux.

Le complexe deltaïque de *St-Jean* comprend, à l'instar des deux autres systèmes deltaïques, un ensemble de terrains sédimentaires plats à peu pentés, reposant sur et contre un socle igné. Ce dernier est également caractérisé par une vallée structurale dont le profil en U est bien marqué. Bien que ses dimensions soient plus restreintes (60-70 km de long, 2 km de large et 180 m de profondeur), cette vallée se caractérise par un thalweg topographiquement plus bas que la limite marine. Elle formait donc également un fjord lors de la déglaciation précoce. Du point de vue géomorphologique, ce delta est largement dominé par les cortèges sédimentaires relatifs au remaniement littoral. Il comprend néanmoins un delta proglaciaire, dont les dépôts sont observés généralement à la base des coupes sédimentologiques, et dont la partie visible

la plus importante se trouve dans la vallée structurale, sous forme d'un delta de fond de fjord. Un cône d'épandage proglaciaire, issu d'une vallée secondaire et dont le sommet se situe à 80 m d'altitude, constitue une falaise côtière du fait du retrait sub-actuel de la côte. Les datations radiocarbones des différentes unités ainsi que l'étude morphosédimentaire de la zone a permis d'attribuer un scénario d'évolution deltaïque similaire aux deux autres complexes deltaïques, avec toutefois des variations dues au contexte géographique et géologique local. La présence de moraines de retrait à l'amont de la vallée structurale, immédiatement à la tête du delta de fond de fjord, indique une parenté entre ces deux ensembles morpho-sédimentaires.

Le delta de *St. Jean* est aujourd'hui caractérisé par de très abondants méandres abandonnés, étagés de 50 m au niveau actuel, souvent associés à des paléo terrasses marines. La datation des ensembles permet de caractériser l'évolution paraglaciaire de ce delta, depuis la sortie des marges glaciaires du bassin versant et comprenant notamment une dynamique polyphasée d'incision de méandres. Celle-ci résulte, en plus de la réduction des apports sédimentaires, d'une combinaison entre (i) chute de NMR, (ii) rétrogradation de la ligne de côte par érosion littorale et ajustement du profil longitudinal de la rivière et (iii) présence de seuils de socle. Ces trois forçages induisent respectivement : (i) des courts-circuits de méandres, (ii) le développement d'un ou plusieurs méandres côtiers, (iii) le développement de méandres en amont des seuils. Une telle évolution est tout à fait similaire à celle observée dans le système deltaïque de *Portneuf-Forestville*. Des méandres côtiers abandonnés situés à des altitudes de plusieurs mètres, et contemporains de complexes de *shoreface* dont la datation radiocarbone indique une mise en place très récente (1500 ans), indique que le NMR était encore relativement haut durant cette période. Malgré le fait que ces terrasses marines basses semblent être hors-séquence au regard de la régression forcée globale, aucune évidence d'une remontée holocène de NMR, comme cela est parfois allégué le long de l'Estuaire, n'a été observée dans les complexes littoraux ou fluviatiles du delta de *St. Jean,* dont la genèse par régression forcée semble être certifiée. Considérant qu'une telle hausse de NMR n'est pas corrélée temporellement et spatialement (terrasses Mitis) le long de tout l'Estuaire du St. Laurent, la réactivation locale (néotectonique) de failles bordières du St. Laurent pourrait être à l'origine d'une telle signature de hausse de NMR.

Les deltas de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent comprennent donc, au premier ordre, un schéma d'évolution sédimentaire similaire. Celui-ci débute par une déglaciation, dont le premier effet est l'invasion des mers postglaciaires sur les terres glacio-isostatiquement flexurées et dans les vallées structurales, formant ainsi des fjords dans lesquels les deltas progradaient. Ces deltas, dont la progradation rapide était permise par les apports

d'eaux de fontes et de sédiments glaciogéniques, ont rapidement dépassé le cadre des vallées structurales, devenant ainsi protubérant sur le St. Laurent. Enfin, le retrait subséquent des marges de l'inlandsis hors des bassins versants a permis aux processus littoraux de devenir dominants sur les apports fluviaux, initiant ainsi l'abandon et le remaniement des deltas. La chute drastique des apports sédimentaires a également conduit à la transition d'un système fluviatile proglaciaire en tresse à un système méandriforme, incisé dans les anciens dépôts deltaïques.

Il apparaît cependant que, bien que similaire au premier ordre, l'évolution de ces deltas est directement contrôlée par la présence plus ou moins longue de l'inlandsis dans les bassins versants et, dans une moindre mesure, par le contexte géologique local. Une étude intégrée à l'échelle de tous les deltas de la Côte Nord, par analyse d'images satellites, révèle que la plupart de ceux-ci ont une structure géomorphologique scindée entre une partie dominée par l'apport fluvial (plane, peu pentée) et une partie dominée par les processus littoraux (raide, caractérisée par des plages soulevées et étagées). L'étude systématique des bassins versants associés aux lignes de retrait de l'inlandsis montre que dans tous les cas étudiés, la sortie du bassin versant correspond, en âge, avec l'altitude de la transition progradation/remaniement des deltas. Considérant que chaque delta est associé à une vallée structurale et à un bassin versant aux géométries spécifiques, chaque delta comporte des architectures stratigraphiques et morphostructurales propres, directement dérivées de l'historique du retrait de la marge glaciaire locale. Certaines grandes vallées structurales n'exhibent cependant aucune structure deltaïque à leurs débouchés, bien qu'associées à des bassins versants relativement grands. Ces vallées, qui formaient elles aussi des fjords lors de l'invasion des mers postglaciaires, montrent des cônes d'épandage juxtaglaciaires ayant permis la mise en place en amont d'un ou plusieurs lacs jouant le rôle de tampon entre la source des sédiments et la mer ouverte (lacs Pentecôte, Pasteur et Walker). En outre, la mise en place précoce de structures deltaïques sur les parties les plus occidentales de la Côte Nord du Golfe du St. Laurent, proches de la zone à faible rebond glacio-isostatique, est aussi un facteur permettant d'expliquer l'absence de structure deltaïque visible aux débouchés de vallées structurales. En effet, les deltas mis en place précocement dans cette zone, en contexte de régression forcée, ont été subséquemment ennoyés lors de la montée glacio-eustatique.

L'étude de plusieurs deltas mis en place en contexte de régression forcée glacio-isostatique a ainsi permis d'une part, de caractériser les forçages et processus sédimentaires responsables de la mise en place de ces deltas et d'autre part de proposer un modèle de sédimentation en contexte de déglaciation, jusqu'à l'évolution paraglaciaire.

REMERCIEMENTS

Voici maintenant l'heure d'apposer la touche finale à ce manuscrit, en remerciant toute les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la bonne marche de cette grande expérience qu'est la thèse. J'espère citer tout le monde!

Je tiens tout d'abord à remercier tout particulièrement et très chaleureusement mon directeur de thèse Jean-François Ghienne, pour sa disponibilité et son soutien constant tout au long de cette thèse. Je le remercie également pour la qualité du sujet de thèse qu'il m'a proposé, ainsi que pour les projets de recherche et les missions de terrains auxquels il m'a associé et qui m'ont permis d'étendre mes connaissances en sédimentologie. Je lui en suis très reconnaissant.

Cette thèse a également été suivi par un certain nombre de personnes de l'IPGS, qui ont contribué à son bon déroulement et son achèvement, merci à vous : Mathieu Schuster, pour ton soutien, et aussi pour notre excu à Chibougamau ; Philippe Duringer, c'est entièrement grâce à vous que je me suis orienté vers la sedim ; Patrick Lajeunesse, pour le temps passé à Sept-Îles, les *gages* sur l'âge du glaciomarin et aussi pour l'accueil chaleureux dans ta famille ; enfin, Claude Roquin, pour votre aide sur GM et vos relectures attentives de papier.

J'aimerai remercier également les membres du jury, Cécile Robin, Philippe Joseph, Stéphane Bonnet, Patrick Lajeunesse et Philippe Duringer d'avoir accepté de lire et d'évaluer mon travail, malgré le volume certain de celui-ci !

J'ai une pensée très amicale pour mes compagnons du Québec. Alex Normandeau en premier, le spécialiste des processus sous-aquatique du St. Laurent et du kayak sur la Magpie, merci pour tous ces jours passés sur le terrain et à discuter des processus sédimentaires et de la stratégie de publication! Une pensée amicale et nostalgique à Brigitte Poirier, Mohammed El-Amrani, Joëlle Brault et Etienne Brouard, la petite équipe de cartographie dans laquelle j'ai passé mon été 2013 ; merci également à Pierre Cousineau de m'avoir très gentiment proposé de participer à cette mission ; Danny Zbinden du Mériscope, pour la virée en zodiac qui m'a été d'une aide très précieuse ; Camille & Joachim Tremblay, mes logeurs de Portneuf ; la famille du Camping Laurent-Val de Sept-Îles, pour leur aide durant mon séjour estival au bord de la rivière Moisie ; Mr et Mme Dionne de Portneuf, pour le vélo et le tir à l'arbalète ; André Rail, le chum de l'hélico, merci à vous !

Merci également à Rémy Deschamps (IFP-EN), pour le temps passé sur le terrain (Maroc et Québec) et son aide pour les interprétation géologique, ainsi qu'à Didier Granjeon (IFP-EN), pour son assistance plus qu'indispensable pour se dépatouiller de cette usine à gaz qu'est Dionisos !

Les diverses missions dans l'Anti-Atlas marocain m'ont permis de faire des rencontres très enrichissantes. J'aimerais remercier toutes ces personnes : Marie-Pierre Dabard et Alfredo Loi, Mounir notre singulier logeur-loueur de voiture, Ibrahim mon professeur de berbère, Saïd et ses luxuriants jardins de Tazzarine, Jul' Schmitz le pilote du drone, Philippe Razin, Nicolas Saspiturry et Mohammed, Thijs

Vandenbroucke, Mickael (Michel) Giannone, étudiant de M2, Illyas Berrada et Mohammed El Ouicha.

J'aimerais également remercier Betty Kieffer pour sa disponibilité et son aide dans mes recherches bibliographiques, et surtout sa gentillesse. Un grand merci également à Annie Bouzeghaia, pour sa bienveillance, sa bonne humeur constante et ses conseils plus que précieux sur Illustrator.

Bien sûr, mes collègues doctorants sont d'une importance capitale dans ces remerciements : ils ont marqué de leurs empruntes mes années passées dans les couloirs de Blessig, pour les parties de foot, de raclette, de table-ping-pong, d'escalade, de Nelson et autres Molly Malone's ! Alexis d'abord, qui a tracé la voie au Québec, et même si tu m'as bien pourri la vie, la cabane au lac St. Jean et la cohabitation au bureau restent des souvenirs carrément cool ; Médé, mon gros de rando et de Barco, chez qui je peux aller toutes les 5 minutes pour parler de choses et d'autres, Benoit Petri (vraiment désolé pour la côte), camarade de virées escalade et d'après-midi foot, merci pour ton aide, Isa, Morgane et Victor, mes anciens co-bureaux, Jeanne, sur qui j'ai peut-être un peu gueulé les soirs de rédaction parce que tu faisais trop de bruit, Marie-Eva (blondinette), Michael Nirren et Pauline (on ne débarquera plus à l'improviste, promis), Jeannette, Pauline C. (qui nous a mis une valise à la montée du Blayeul), Sonia, Bruno, Dr. Badass, pour les discussions politiques et autres à la pause-café et les virées escalade, et bien sûr Véro, ensemble dans le même bateau depuis la L1 jusqu'à la fin de thèse !

Je n'oublie pas non plus les « anciens » de la maison : Etienne Skrzypek, co-encadrant de mon M1 et loup-garou patenté, Emilien Oliot le vosgien, Mélo Stein, Francis Chopin, Guilhem Douillet (Taz), Mr No Limit, l'écumeur des congrès, Fabulous Fab, AMK pour les tubes et Julia pour les trois années en ta compagnie à Digne. Un grand merci à vous tous!

Mes anciens potos de licence et master, je pense à vous en ce moment, parce qu'on a passé des années ensemble dans les cours de géol', et que pour moi c'est la fin d'un cycle qui a commencé avec vous : Bastien (Bestch) et Ianis, mes plus anciens copains de promo et aussi de manifs, Max le californien, Benoit D., Leila, Tib's (aussi mon gros), Vinz 20Cent et Peillod : ces années de licence et master en votre compagnie ont été du tonnerre !

Merci également à mes parents, qui m'ont toujours poussé à bien travailler à l'école, à faire des études et surtout, surtout à m'ouvrir au monde. C'est beaucoup grâce à vous que je suis là aujourd'hui, merci pour tout !

Enfin, *the last but not the least*, un très grand merci à Chloé Girard, qui m'a soutenu, réconforté et redonné du courage sans jamais faillir, tout au long de la thèse, et particulièrement pendant la rédaction, malgré mon humeur exécrable et mes coups de stress ingérable. Merci pour ta présence à mes côtés.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

Résumé étendu 7
Remerciements 15
Sommaire 19

Introduction 23
1. Problématiques de la thèse 25
2. Sites d'étude 25
3. Méthodes 27
4. Déroulement du manuscrit 29

Chapitre I : Déglaciations : Généralités et cas particulier 33
1. Variations du Niveau Marin Relatif en période de déglaciation 36
2. Signature stratigraphique des régressions forcées 48
3. L'Estuaire du St. Laurent : contexte géologique 72
4. La déglaciation au Canada Atlantique 74

Chapitre II : motifs d'empilement stratigraphique d'une séquence de déglaciation 91
Introduction 93
Morphostratigraphy and sedimentary architecture of a marine to continental deglacial sequence (Sept-Iles area, NW Gulf of St Lawrence) 95
Up-slope migrating bedforms in a proglacial sandur delta: Cyclic steps from river-derived underflows? 135

Chapitre III : Signature stratigraphique d'une transition pro-paraglaciaire 157
Introduction 159
Delta architecture during a glacio-isostatically-forced regression (Québec North Shore): the stratigraphic signature of a pro- to paraglacial transition 161

Chapitre IV :Dynamiques des environnements paraglaciaires 237
1. Introduction 239
2. Méthodologie 241
3. Contexte régional 243
4. Morphostructures 245
5. Environnements de dépôt 248

6. 10 000 ans d'évolution morphostratigraphique 273
7. Dynamique fluviatile en régression forcée glacio-isostatique 279
8. Réponse des environnements littoraux à la chute de NMR 283
9. Interactions entre processus fluviatiles et littoraux 288
10. Implications paléogéographiques 290
11. Conclusions 291

CHAPITRE V : MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE 293
1. Introduction 295
2. Le modèle Dionisos 295
3. Méthodologie 297
4. Calibration des forçages sédimentaires 298
5. Paramétrisation des coefficients 302
6. Résultats - Interprétation 306
7. Modélisations prospectives 316
8. Comparaisons avec d'autres modélisations numériques 327
9. Conclusions & Perspectives 328

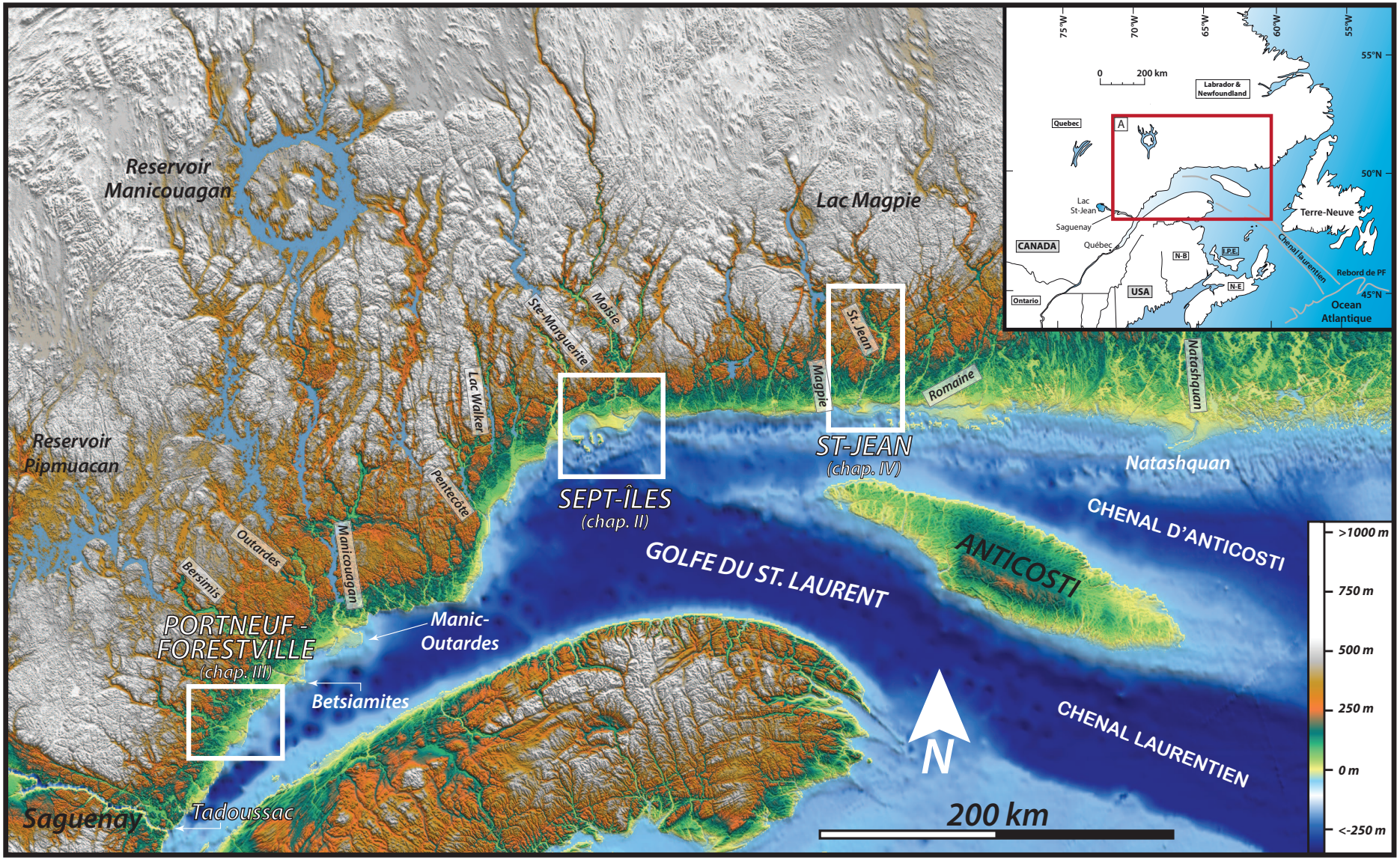
CHAPITRE VI : MODÈLE CONCEPTUEL 331
INTRODUCTION 333
1. CÔNES D'ÉPANDAGES JUXTAGLACIAIRES 334
Deltaic architecture of deglacial sequences:
drainage basin extent and structural heritage, not sea level, as the main forcings 341

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 369
1. L'édification des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent 369
2. Motifs d'empilement stratigraphique d'une séquence de déglaciation ? 370
3. Signature des dynamiques pro- et paraglaciaires 371
4. Les complexes deltaïques comme indicateur du motif de déglaciation 372

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 375

ANNEXES 401
RÉSUMÉ 412
ABSTRACT 412

INTRODUCTION


Reservoir Manicouagan
Lac Magpie
Reservoir Pipmuacan
Ste-Marguerite
Moisie
Lac Walker
Pentecôte
Manicouagan
Outardes
Bersimis
Magpie
St. Jean
Romaine
Natashquan
SEPT-ÎLES
(chap. II)
ST-JEAN
(chap. IV)
PORTNEUF - FORESTVILLE
(chap. III)
Manic-Outardes
Betsiamites
Tadoussac
Saguenay
GOLFE DU ST. LAURENT
ANTICOSTI
CHENAL D'ANTICOSTI
CHENAL LAURENTIEN
N
200 km
>1000 m
750 m
500 m
250 m
0 m
<-250 m
75°W
70°W
65°W
60°W
55°W
55°N
50°N
45°N
0
200 km
Labrador & Newfoundland
Quebec
A
Lac St-Jean
Saguenay
Québec
CANADA
USA
Ontario
N-B
I.P.E.
N-E
Terre-Neuve
Chenal Laurentien
Rebord de PF
Ocean Atlantique

1. Problématiques de la thèse

L'étude de séries sédimentaires liées à la dernière glaciation quaternaire nous renseigne sur la dynamique de retrait glaciaire et des processus associés tels que la chute du Niveau Marin Relatif (NMR). Cependant, la dynamique sédimentaire de déglaciation même dans un tel contexte bien contraint demeure sujette à débat, du fait notamment d'un très grand nombre de forçages et de spécificités locales. Le but de cette thèse est donc de contraindre les modalités d'initiation, de croissance et d'abandon de systèmes deltaïques proglaciaires en contexte de déglaciation, sur la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent. Plus précisément, les questions soulevées sont les suivantes :

A) Quels paramètres contrôlent la mise en place d'une séquence sédimentaire de déglaciation (Chap. II et III)

B) Quel est l'enregistrement sédimentaire d'une séquence de déglaciation et du rebond glacio-isostatique associé (Chap. II, III et IV)

C) Quelle est la réponse des systèmes fluviatiles à une déglaciation et comment leur étude renseigne sur les processus paraglaciaires (Chap. III et IV)

D) Comment la modélisation numérique permet de valider les modèles déduits précédemment (Chap. V).

E) Comment l'étude de systèmes deltaïques particuliers permet de contribuer à la compréhension régionale du motif de retrait des marges glaciaires et de la mise en place des séquences sédimentaires de déglaciation (Chap. VI).

2. Sites d'étude

Le secteur d'étude se trouve sur la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent (Province du Québec, Canada) entre l'embouchure du fjord Saguenay et le delta de la rivière Natashquan. Trois sites géographiquement distincts ont été étudiés en détail (Fig. 1) : la région côtière de Portneuf-Forestville, sise à 70 km au nord-est de l'embouchure du Saguenay, aux débouchés des rivières Portneuf et Sault-au-Cochon ; la région de Sept-Îles et de l'embouchure de la rivière Moisie, localisée à plus de 330 km de l'embouchure du Saguenay et à plus de 100 km de la Pointe-des-Monts qui marque la limite entre le Golfe et l'Estuaire du St. Laurent ; et enfin la région de la rivière St. Jean, située à quelques 160 km à l'est de Sept-Îles.

Fig. 1: *Contexte géographique de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent : la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent est caractérisée par la présence de complexes deltaïques. Du sud au nord, les deltas de Portneuf-Forestville (Chap. III), de Sept-Îles (Chap. II) et de St. Jean (Chap. IV) ont été étudiés en détail. Le complexe deltaïque de la rivière Pentecôte ainsi que les dépôts de contact glaciaire de l'embouchure du Saguenay (Tadoussac) ont également été investigués dans une moindre mesure.*

Fig. 2: *Photographies montrant des exemples de retrait côtier le long de la Côte Nord du St. Laurent. Le retrait de la falaise côtière formée de sédiments deltaïques exondés par le rebond glacio-isostatique dans (A) le secteur de Portneuf-Forestville (Estuaire du St. Laurent, Chap. III) ; et (B) le secteur de la rivière St. Jean (Golfe du St. Laurent, Chap. IV). Pour plus de détails, voir Bernatchez & Dubois (2004). et Bernatchez & Fraser (2011).*

Cette zone d'étude a été choisie pour plusieurs raisons. Située en position intermédiaire par rapport à l'extension maximale de la glace et du dôme résiduel du Québec, cette zone n'a été que tardivement déglacée, vers 10 000-12 000 ans, en regard de la récession initiale des marges glaciaires. Ainsi, son évolution a été marquée par une chute de NMR continue forcée par le rebond glacio-isostatique. L'évolution sédimento-stratigraphique de cette zone est donc intrinsèquement liée au motif de la déglaciation, dont les modalités sont relativement bien contraintes du fait des nombreuses études qui ont été réalisées sur ce sujet, aussi bien en domaine continental que sous-aquatique (Syvitski & Praeg, 1989 ; Sala et al., 1989 ; D'Anglejan, 1990 ; Hart & Long, 1996 ; Dionne & Occhietti, 1996 ; Josenhans & Lehmann, 1989 ; Shaw et al., 2002 ; 2006 ; Dionne et al., 2004 ; Duchesne et al., 2007 ; 2010 ; Occhietti, 2007 ; St-Onge et al., 2008 ; Occhietti et al., 2011 ; Normandeau et al., 2013 ; 2014 ; 2015 ; Lajeunesse & St. Onge, 2013 ; Cousineau et al., 2014 ; Stokes et al., 2015 liste non exhaustive). Cette abondance de références bibliographiques, ayant permis à la présente étude de se replacer dans un cadre

contextuel et temporel détaillé a autorisé une focalisation sur les processus de dépôts et leurs liens génétiques avec la dynamique de déglaciation.

La Côte Nord de l'Estuaire est caractérisée aujourd'hui par la présence de structures deltaïques extensives mais disséminées le long des côtes de l'Estuaire et du Golfe, et dont les plus grandes s'étalent sur plusieurs centaines de kilomètres carrés. Ces deltas, qui ont été mis en place lors de la déglaciation précoce par des apports importants de sédiments glaciogéniques, sont aujourd'hui inactifs et se trouvent émergés du fait du rebond glacio-isostatique. Leurs émergences, ainsi que le retrait littoral régional et donc l'incision de ces anciens systèmes deltaïques, produisent d'excellentes conditions d'affleurements (Fig. 2). La relative faible anthropisation des surfaces de ces deltas permet enfin la préservation et donc l'observation de morphostructures reliques témoignant des processus qui ont contribué à l'édification de ces systèmes sédimentaires particuliers.

Toutefois, malgré la littérature abondante traitant des modalités de la dernière déglaciation et de la sédimentation associée, ces systèmes deltaïques ont été relativement peu étudiés en termes de processus sédimentaires et de leurs liens avec les modalités de la déglaciation.

3. Méthodes

La présente étude s'est basée sur des données de terrain récoltées lors de 6 missions sur la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, totalisant 17 semaines. L'approche méthodologique, basée sur une étude sédimentologique et stratigraphique conventionnelle, a consisté en des levées de coupes sédimentologiques allant de 5 à 85 m (au total, 84 coupes ont été réalisées, totalisant plus de 1 500 m de séries levées), avec caractérisation des lithofaciès et des architectures stratigraphiques par corrélation physique des bancs.

Le traitement des données a quant à lui consisté en interprétations des environnements de dépôts, des processus sédimentaires et des architectures stratigraphiques. Ces dernières ont notamment été permises par l'étude de photomosaïques haute définition (GigaPan) des affleurements, préalablement obtenues sur le terrain. Une analyse géomorphologique de photos aériennes et satellites, Modèles Numériques de Terrain (MNT) et LIDAR, a été réalisée, dans la mesure où les paysages actuels de l'est canadien, largement hérités des processus sédimentaires de déglaciation, renseignent de manière importante sur ces processus. 50 datations originales au radiocarbone, majoritairement de coquilles de bivalves et débris organiques prélevés dans les dépôts glaciogéniques et paraglaciaires, en plus des nombreuses autres produites dans la littérature, ont permis de contraindre temporellement les différentes unités stratigraphiques et morphostructurales, discriminées lors des précédentes études, de terrain ou de laboratoire. Dans

ce travail de thèse, les âges au radiocarbone (^{14}C) ont été systématiquement calibrés à l'aide du programme IntCal09 (Reimer et al., 2009) afin d'éviter des erreurs et confusions temporelles entre les différents sites d'étude ou entre les différents échantillons datés (Fig. 3).

Une modélisation numérique de l'invasion des mers postglaciaires a été réalisée à l'aide d'un logiciel de SIG (Système d'Information Géographique) nommé GlobalMapper. Les MNT de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent proviennent du programme *SRTM1* (*Shuttle Radar Topography Mission*) de la NASA (*National Aeronautics ans Space Administration*), ayant une résolution spatiale horizontale de 1 seconde d'arc (environ 30 mètres). Du fait de la surimposition de phénomènes complexes et diachrones, tels que le rebond glacio-isostatique différentiel, le retrait des marges glaciaires et l'invasion des mers post-glaciaires sur les terres flexurées, une telle modélisation est nécessaire à la visualisation et la compréhension du système de déglaciation à l'échelle continentale.

Une modélisation numérique des architectures stratigraphiques du delta de Portneuf-Forestville a été réalisée sous le logiciel *Dionisos*, développé par l'IFP-EN. Cette modélisation constitue tente de se placer dans la continuité d'étude portant sur la quantification des processus prédominant à l'édification de systèmes sédimentaires et notamment deltaïques (par exemple Prince & Burgess, 2013 ; Granjeon et al., 2014).

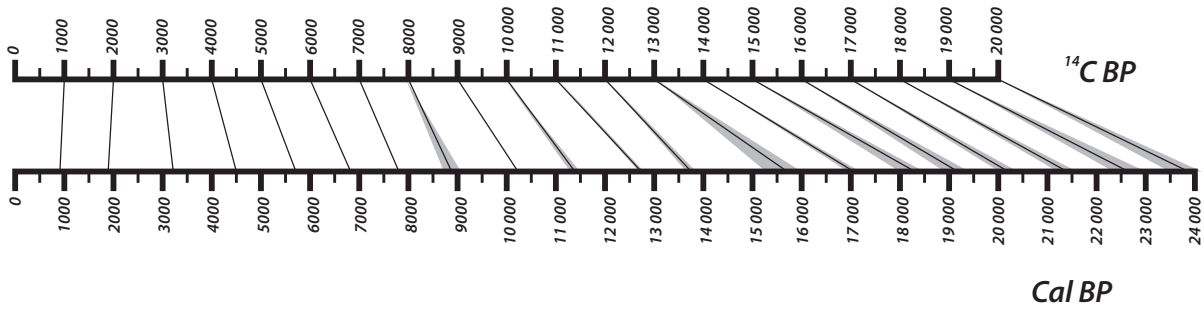


Fig. 3: *Frise synthétisant la correspondance des âges au radiocarbone (ans ^{14}C BP) et des âges calibrés (ans Cal BP). La calibration a été effectuée en utilisant le programme IntCal09 (Reimer et al., 2009).*

4. Déroulement du manuscrit

Le présent manuscrit s'organise en 6 chapitres :

Le 1er chapitre concerne les principes généraux d'une déglaciation et du rebond glacio-isostatique associé. Ce dernier forçant une chute de NMR local, une rapide revue des systèmes sédimentaires de régression forcée est proposée, ainsi qu'un état de l'art sur la compréhension des cortèges de régression forcée en stratigraphie séquentielle. Enfin, le cadre de la déglaciation, depuis le Dernier Maximum Glaciaire (*LGM : Last Glacial Maximum*) au Canada oriental et dans l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent sera défini.

Le 2nd chapitre porte sur le delta de Sept-Îles (Fig. 1). Il se focalise principalement sur le retrait glaciaire sur la zone d'étude par l'examen de lignes d'ancrage de la glace (*GZWs : Grounding Zone Wedges*) et de complexes morainiques étagés. Notamment, l'influence relative de la position des marges glaciaires et du niveau marin relatif local sur le mode d'empilement des corps sédimentaires sera discutée. Cette section est constituée d'un article en préparation pour la revue *Geological Society of America Bulletin*. Parallèlement, l'étude de la dynamique juxtaglaciaire, et particulièrement des courants transcritiques (*cyclic steps*), de l'évolution d'un delta de type *Gilbert*, fait l'objet d'un article accepté à la revue *Journal of Sedimentary Research*.

Le 3ème chapitre porte sur l'analyse du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Fig. 1). Une attention particulière concernera la mise en place d'un tel système en contexte de régression forcée glacio-isostatique et l'enregistrement par celui-ci de la dynamique du retrait des marges glaciaires et de la transition pro- à paraglaciaire. Ce chapitre est intégralement constitué par un article en révision à la revue *Sedimentology*.

Le 4ème chapitre clôture l'étude sédimentologique et stratigraphique des deltas de la Côte Nord. Il se focalise sur le delta de la rivière St. Jean (Fig. 1) et concerne majoritairement la dynamique paraglaciaire d'incision des méandres dans les deltas proglaciaires abandonnés. Les étapes de déglaciation et d'emplacement du delta proglaciaire seront également passées en revue.

Le 5ème chapitre concerne la modélisation numérique par le logiciel *Dionisos* (Beicip/IFP-EN) du delta de Portneuf-Forestville, tout en intégrant les principes généraux de la déglaciation de la Côte Nord reconnus à travers l'étude des deux autres systèmes deltaïques. Une étude préalable de sensibilité des paramètres permettra une modélisation dont l'objectif principal est de tester les hypothèses qui ont été émises dans les chapitres II à IV.

Le 6ème chapitre propose enfin un modèle conceptuel de mise en place des deltas en

régression forcée par le rebond glacio-isostatique. Ce modèle combine d'une part les résultats des chapitres précédents mais intègre également les données de relevés bathymétriques effectués dans tout l'estuaire et une partie du Golfe du St. Laurent, ainsi que l'analyse de MNT, de photographies aériennes et satellites. Ce chapitre est constitué par un article en préparation en vue d'une soumission à la revue *Quaternary Science Reviews*.

Enfin, une conclusion générale permettra l'intégration de toutes les données obtenues et conclusions discutées à travers ce manuscrit.

Les chapitres II à IV suivent une logique chrono-stratigraphique (Fig. 4). Le delta de Sept-Îles (Chap. II) est un site d'étude idéal pour l'investigation de la stabilisation des marges glaciaires et la mise en place de zones de lignes d'ancrages de la glace et de moraines de retrait. L'étude de la mise en place subséquente des deltas proglaciaires a principalement été réalisée sur le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Chap. III), bien qu'une telle dynamique ait également été investiguée à Sept-Îles et St. Jean. Enfin, la dynamique paraglaciaire, dont les principes généraux ont été dégagés à Portneuf-Forestville, se verra investiguée sur le delta de la rivière St. Jean (Chap. IV). Ce partitionnement géographique des différentes étapes de la mise en place des complexes deltaïques de la Côte Nord provient principalement du fait que la signature de l'une ou l'autre de ces étapes sur ces deltas a été plus ou moins marquée, dépendamment de plusieurs paramètres, dont le motif de retrait de la glace, comme nous le verrons plus loin. Il existe ainsi un recouvrement partiel temporel mais aussi dans les processus entre les différents deltas étudiés.

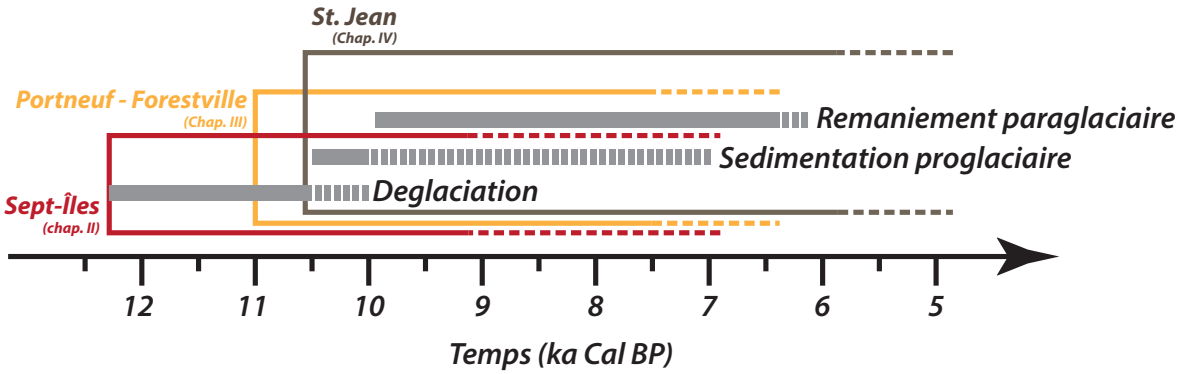


Fig. 4: *Frise temporelle synthétisant la répartition des chapitres de ce travail de thèse par rapport à la déglaciation de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent.*

CHAPITRE I

DÉGLACIATIONS : GÉNÉRALITÉS ET CAS PARTICULIER DU CANADA ATLANTIQUE

L'histoire de la Terre est jalonnée de périodes de glaciation qui ont, à intervalles réguliers, vu le développement et la récession de masses glaciaires d'extension continentale, nommées inlandsis (Fig. I-1). La durée des périodes de glaciation, de l'ordre de 100 000-110 000 ans pour la période quaternaire la plus récente (Ehlers & Gibbard, 2007 ; Peltier et al., 2015 ; Stokes et al., 2015), est plus mal contrainte pour les périodes les plus anciennes. Néanmoins, les épisodes de déglaciation sont typiquement d'un ordre de grandeur inférieur aux épisodes d'entrées en glaciation, de l'ordre de 10 000 à 20 000 ans (Fig. I-2, Siddall et al., 2003 ; Peltier et al., 2015 ; Stokes et al., 2015). Au Quaternaire, les cycles de réchauffement – refroidissement correspondent à la surimposition de cycles allant de 1 500 à 100 000 ans. Parmi ceux-ci, les cycles basse fréquence (19 000 à 100 000 ans, jusqu'à $1{,}2.10^6$ ans pour les périodes plus anciennes) reflètent des variations de l'irradiation solaire sur la Terre, forcées par les paramètres orbitaux de notre planète (cycles de Milankovitch, Imbrie et al., 1992 ; 1993 ; Pillans et al., 1998 ; Ridente et al., 2009 ; Boulila et al., 2011) tandis que les cycles à plus haute fréquence correspondent à des paramètres internes à la dynamique terrestre, voire locaux, tels que la réorganisation de la circulation océanique et la dynamique interne des inlandsis (Bond et al., 1997 ; Alley et al., 1999 ; Wanner et al., 2008 ; Debret et al., 2009 ; Sorrel et al., 2012).

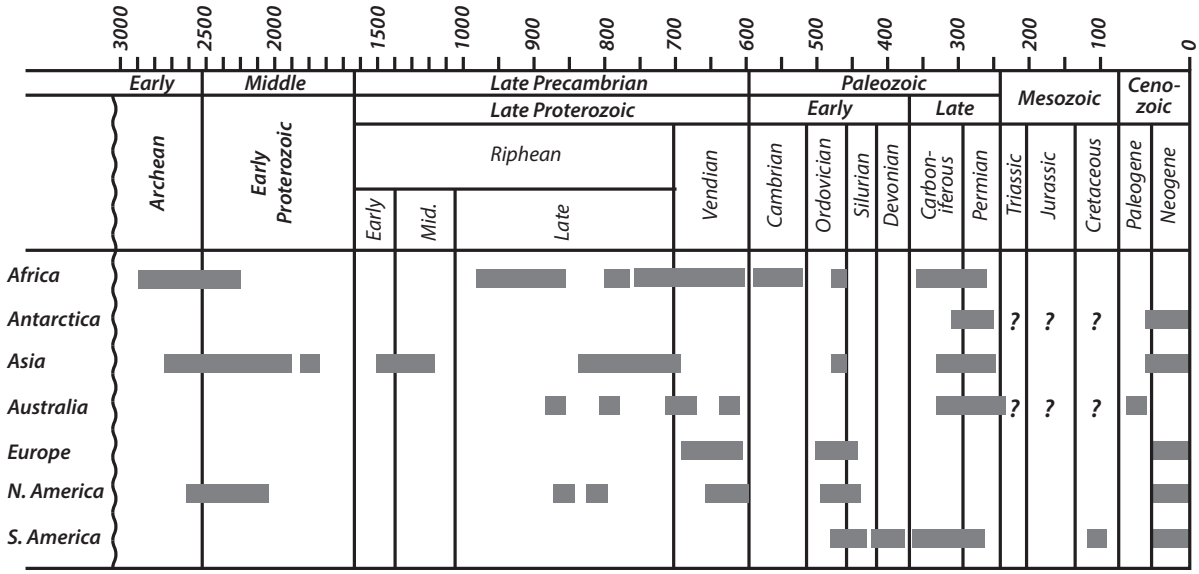


Fig. I-1: *Episodes de glaciation ayant affecté la Terre (Eyles & Eyles, 1992)*

Le NMR est défini comme étant le niveau marin moyen local mesuré par rapport à la lithosphère à cet endroit (Van Wagoner et al., 1987). Il est ainsi formé d'une combinaison de mouvements crustaux verticaux (surrection ou subsidence) et de variations eustatiques (niveau marin global théoriquement mesuré par rapport au centre de la terre). Les cycles de glaciation-déglaciation contrôlent de manière significative les variations locales mais aussi globales de NMR par (1) des processus de rétention d'importantes quantités d'eaux dans les inlandsis et leurs relâchements subséquents, forçant des variations eustatiques, et (2) par des mouvements lithosphériques isostatiques du fait de l'ajout et la suppression de masses que constituent les inlandsis.

Dans ce chapitre, il sera donné un aperçu des différentes manières par lesquelles les cycles de glaciation-déglaciation forcent des variations de NMR. Une attention particulière se portera sur les périodes de déglaciation, forçant à la fois des chutes et des montées de NMR, contemporaines mais spatialement distinctes. Dans ce travail de thèse, seul l'enregistrement stratigraphique des chutes de NMR forcées par les périodes de déglaciation sera exploré. Dans un second temps, un aperçu de l'état actuel des connaissances concernant les processus sédimentaires liés aux chutes de NMR (régression forcée) sera donné, avec une attention particulière portée à la dynamique fluviatile lors de telles périodes. Enfin, la déglaciation suivant le Dernier Maximum Glaciaire (*LGM*) sur le Canada Atlantique et plus particulièrement au Québec sera esquissée. Les variations de NMR induites par cette déglaciation seront également passées en revue.

1. Variations du Niveau Marin Relatif en période de déglaciation

1.1. La montée glacio-eustatique

Lors d'un épisode de déglaciation, la fonte partielle ou totale des glaces continentales permet la libération de gigantesques quantités d'eau préalablement retenues dans les inlandsis. Le retour de ces eaux dans les bassins océaniques force donc une montée globale du niveau moyen des mers et des océans dite montée glacio-eustatique. Un épisode de déglaciation dure d'une à quelques dizaines de milliers d'années. La montée glacio-eustatique inhérente, dont la fréquence est supérieure d'un ou deux ordres de grandeurs aux variations eustatiques non glaciogéniques, est donc ajustée sur de telles constantes de temps.

Les différents inlandsis de la dernière glaciation quaternaire, dont la superficie cumulée était d'environ $1{,}4.10^7$ km² au moment du LGM vers 23-19 ka (Hughes et al., 2013), correspondaient à un volume d'eau d'environ 4.10^7 km³ (Boulton, 1990). Il en a résulté, lors du déclin des inlandsis et de la fonte de la glace, une montée glacio-eustatique globale de plus de

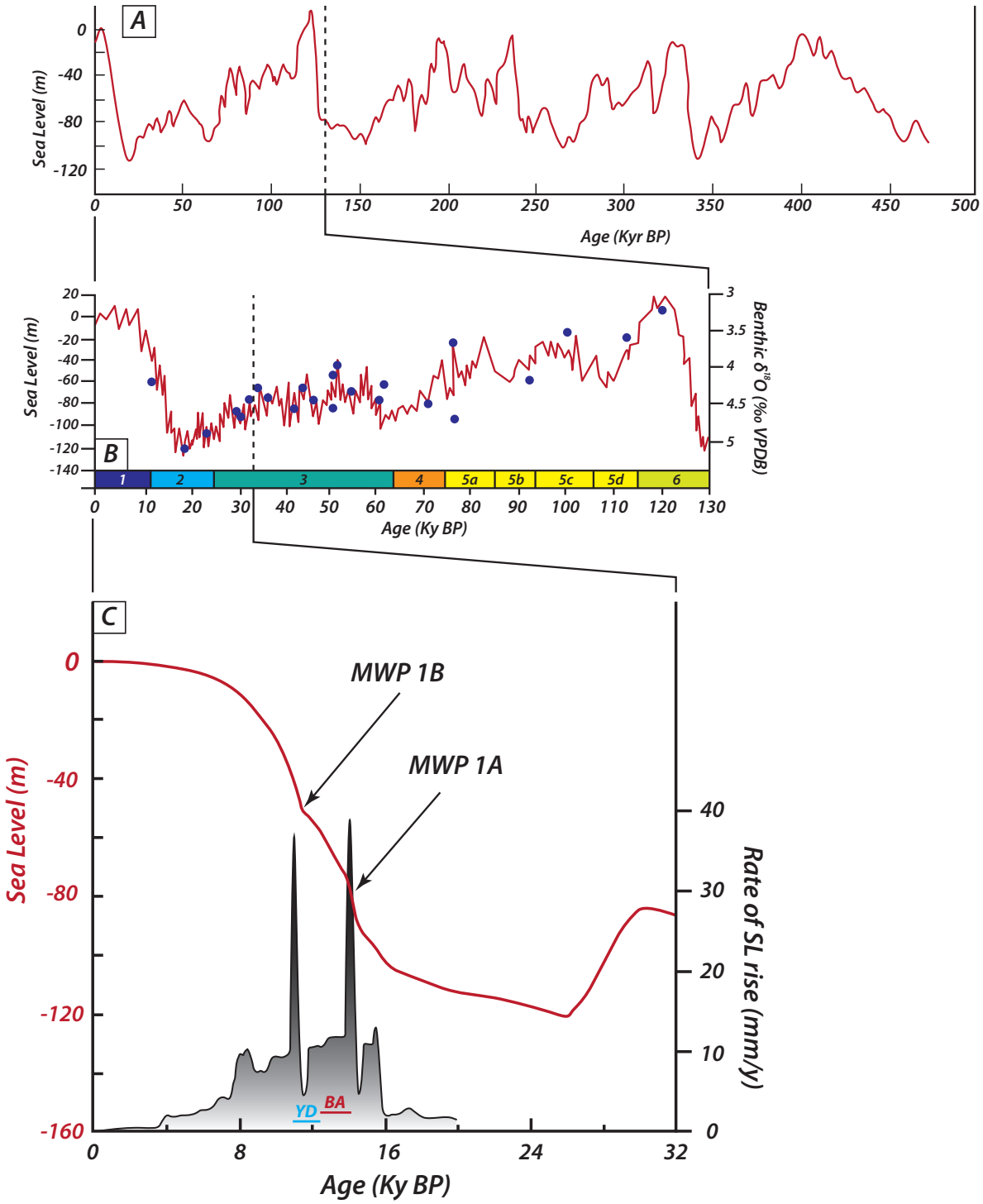


Fig. I-2: *Variations globales de NMR : (A) Courbe du niveau marin global depuis 500 000 ans (modifié de Siddall et al., 2003) ; (B) Courbe de niveau marin depuis 130 000 ans. La frise représente les stades isotopiques de l'oxygène (OIS: Oxygen ISotop Stages) caractérisant différentes périodes (modifié de Siddall et al., 2003) ; (C) Courbes du niveau marin global (en rouge) et d'accélération de la hausse de celui-ci (en gris). Les pics d'accélération de la hausse du niveau marin découlent des meltwater pulses (modifié de Peltier et al., 2015). YD : Younger Dryas ; BA : Bølling-Allerød*

120 m en 25 000 ans (Fig. I-2, Boulton, 1990 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Peltier et al., 2015). Les contributions relatives des Inlandsis Laurentidien, Scandinave, Groenlandais et Antarctique à cette montée eustatique étaient respectivement de ~62%, ~15%, ~3% et ~15% (Clark & Mix, 2002 ; Lambeck et al., 2012). Du fait des interférences entre la montée glacio-eustatique et le rebond glacio-isostatique dans la mesure du NMR (voir section suivante), la montée glacio-eustatique se doit d'être mesurée loin de l'influence des anciens inlandsis. Généralement, la croissance des coraux en domaine tropical à équatorial est utilisée comme proxy de la montée eustatique. C'est principalement aux Caraïbes (Île de la Barbade), dans le Golfe Persique, en Océanie (plate-forme de la Sonde, Golfe Joseph Bonaparte) ou encore sur les atolls pacifiques que sont réalisées de telles mesures (Fairbanks, 1989 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Bard & Martin, 2006 ; Bard et al., 2010 ; Peltier et al., 2015).

Il est à noter que la montée glacio-eustatique n'est pas seulement le résultat de la libération des eaux précédemment retenues prisonnières dans les inlandsis. Deux autres phénomènes, également liés au processus de déglaciation, sont à prendre en compte. Le premier concerne la flexure hydro-isostatique, correspondant à la déflection de la lithosphère en réponse à l'augmentation de poids due à la montée des eaux (Dyke & Peltier, 2000 ; Lambeck et al., 2002 ; 2012 ; Jouet et al., 2008). La mesure de la hausse du niveau marin apparent surestime d'un facteur 1.48 la montée eustatique effective (Pekar et al., 2002). Le second processus est l'expansion thermique des eaux océaniques en réponse aux augmentations de températures (réchauffement climatique) qui accompagnent une déglaciation (Wigley & Raper, 1987 ; Vermeer & Rahmstorf, 2009 ; McKay et al., 2011). A salinité constante, un réchauffement global des eaux océaniques de 5°C (passage de 5 à 10°C) produit une diminution de densité de moins de 1 $kg.m^{-3}$, soit une augmentation du niveau marin global de 2.5 m (Allen, 2009). Bien que la montée globale du niveau marin soit entièrement d'origine eustatique, l'hydro-isostasie et l'expansion thermique des océans doivent être pris en compte dans le calcul du volume correspondant effectivement à la fonte d'un inlandsis (Jouet et al., 2008 ; Loi et al., 2010).

La montée eustatique depuis le LGM ne s'est pas faite régulièrement mais comporte des périodes d'accélération des taux de montée eustatique (initialement reconnues par Fairbanks, 1989 ; voir aussi Carlson & Clark, 2012 ; Peltier et al., 2015). Celles-ci sont interprétées comme des épisodes de fontes accrues des différents inlandsis (Laurentien et Antarctique) et l'évacuation subséquente dans les océans d'énormes volumes d'eau de fonte (*Meltwater Pulse : MWP*). Deux épisodes principaux de *MWP* se distinguent : les *MWT* 1A et 1B, à respectivement 14 600 et 11 300 Cal BP (Fig. I-2*,* Bard et al., 1990 ; Gregoire et al., 2012 ; Peltier et al., 2015). Le *MWT* 1A, dont les contributions relatives entre l'Antarctique et les inlandsis de l'hémisphère nord ne sont pas bien circonscrites, a forcé un quadruplement des taux de montée

eustatique (13 à 38 mm par an) amenant à une augmentation du niveau marin global de 14 à 20 m en moins de 500 ans (Weaver et al., 2003 ; Peltier, 2005 ; Golledge et al., 2014 ; Fig. 18 dans Peltier et al., 2015). Cet évènement est vu comme le responsable du réchauffement Bølling-Allerød du fait de la mise en place d'une nouvelle configuration de la circulation océanique profonde dans l'Atlantique. Le *MWP* 1B est quant à lui plus débattu, tant sur son origine que son existence même, du fait de son enregistrement régional (Bard et al., 2010 ; Stanford et al., 2011) : les coraux de la Barbade enregistrent des taux de montée eustatiques de près de 40 mm/an (Peltier et al., 2015) tandis qu'aucune évidence d'accélération des taux de montée eustatique n'est observée à Tahiti (Bard et al., 2010). Enfin, un troisième épisode d'augmentation des taux de montée eustatique est détecté entre les *MWP* 1A et 1B et pourrait correspondre à une vidange du Lac Agassiz dans l'océan Arctique vers 12.9 ka Cal BP (Tarasov & Peltier, 2005 ; Teller, 2013). La libération de gigantesques quantités d'eaux froides dans les zones de formation des courants profonds (Atlantique septentrionale) pourrait avoir cette fois initiée, à l'inverse du *MWP* 1A, le refroidissement globale du Dryas Récent (Tarasov & Peltier, 2005 ; Murton et al., 2010). L'ultime drainage du mégalac glaciaire Agassiz – Ojibway, *via* le détroit d'Hudson vers 8.2 ka Cal BP, a également conduit à un refroidissement climatique global et à une montée eustatique abrupte (*sea-level jump*, Hijma & Cohen, 2010 ; Li et al., 2012).

1.2. Rebond glacio-isostatique

Lors de la croissance d'un inlandsis sur un continent, le poids de la glace défléchit la lithosphère sous-jacente du fait de la réponse isostatique et flexurale de cette dernière à la surcharge (Fig. I-3). La déflexion résultante est proportionnelle aux densités et épaisseurs de la glace et de la lithosphère mais également à la rigidité flexurale de cette dernière. La rigidité flexurale de la lithosphère est déterminée par l'épaisseur élastique T_e de la lithosphère allant de 5 à 125 km pour la croûte continentale, une lithosphère épaisse produisant une rigidité importante. (Figs. I-3 et 4, Jordan & Watts, 2005 ; Watts, 2009). En effet, la lithosphère étant

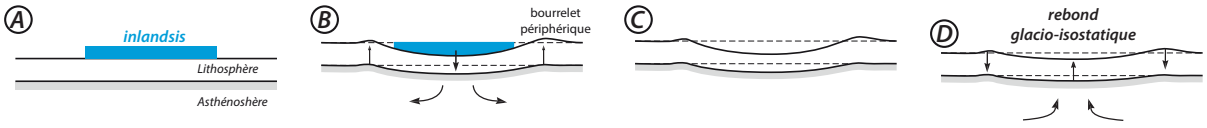


Fig. I-3: *Schéma simplifié illustrant le mécanisme de flexure et de rebond glacio-isostatique : lors de la croissance d'un inlandsis sur un continent (A), la lithosphère se défléchit sous le poids de cette masse glaciaire par réponse isostatique et flexurale (B). La présence d'un bourrelet périphérique est conditionnée par la rigidité flexurale de la lithosphère. Lors de la fonte de l'inlandsis (C), la lithosphère se soulève (rebond glacio-isostatique) du fait de la réponse visco-élastique du couple lithosphère – asthénosphère, tandis que le bourrelet périphérique s'effondre (D). Du fait de la viscosité de l'asthénosphère forçant un retard de la surrection du continent par rapport à la fonte de la glace (retrait de la charge), le rebond glacio-isostatique reste actif plusieurs milliers d'années après la disparition finale des glaces (modifié de Allen, 1997).*

rigide, elle ne peut se défléchir sous le poids de la glace à une position spatiale donnée sans que les secteurs géographiquement environnants ne soient eux-aussi défléchis. Ce phénomène se nomme *flexure glacio-isostatique*.Au-delà d'une surcharge dépassant 1 000 km de diamètre, la valeur de la flexure glacio-isostatique au centre de la surcharge peut être approximée par la valeur de la déflection isostatique seule, sans considération de la rigidité flexurale de la lithosphère (Allen, 2009).

La dépression isostatique exercée par la surcharge de la glace produit, au-delà de l'extension maximale des marges glaciaires, une surrection de la lithosphère appelée bourrelet frontal ou périphérique. La position par rapport aux marges glaciaires et l'amplitude de ce bourrelet frontal sont principalement fonction de la rigidité élastique de la lithosphère, mais sont typiquement de l'ordre de la centaine de kilomètres et d'une ou plusieurs dizaines de mètres, respectivement (Fig. I-4, Boulton, 1990). Une lithosphère rigide va produire une dépression glacio-isostatique de très grande longueur d'onde (et de relative faible amplitude), dont l'extension va dépasser de loin les limites des marges glaciaires, mais va inhiber le développement d'un bourrelet frontal. Au contraire, une lithosphère peu rigide sera affectée par une flexure de faible longueur d'onde (égale ou très légèrement supérieure à la longueur d'onde de l'inlandsis) tandis qu'un bourrelet frontal important se développera (Fig. I-4, Jordan & Watts, 2005 ; Watts, 2009).

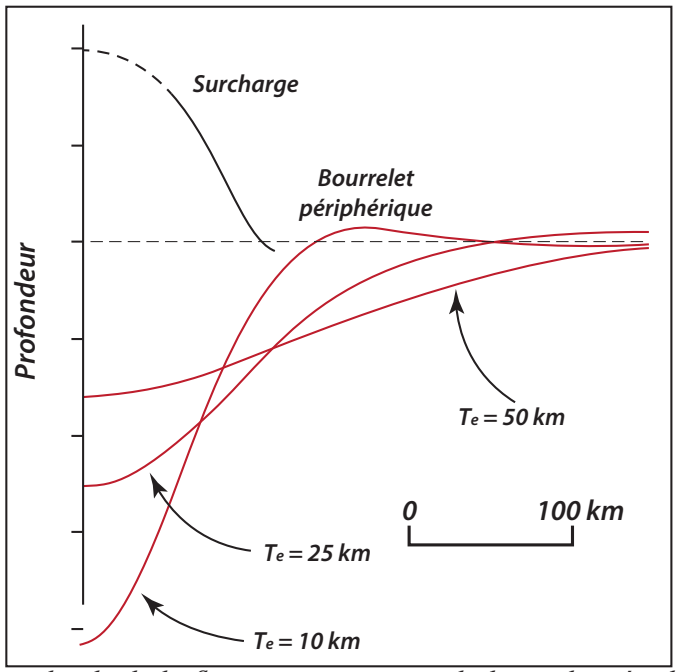


Fig. I-4: *Extension et amplitude de la flexure isostatique et du bourrelet périphérique en fonction de l'épaisseur élastique (Te) de la lithosphère : une lithosphère rigide (épaisseur élastique de 50 km) promeut une flexure isostatique de grande longueur d'onde (très supérieure à la longueur d'onde de la surcharge), de faible amplitude et marquée par l'absence de bourrelet périphérique. Une lithosphère très élastique (épaisseur élastique de 10 km) force quant à elle une flexure de faible longueur d'onde (similaire à la longueur d'onde de la surcharge), de très forte amplitude et permettant la formation d'un bourrelet périphérique (modifié de Watts, 2001).*

Lors d'une déglaciation, le rééquilibrage de la flexure glacio-isostatique produit un soulèvement de la lithosphère nommé *rebond glacio-isostatique*. La dynamique du rebond glacio-isostatique est, à l'instar de la flexure, contrôlée par les différences de densités des enveloppes terrestres considérées (cryosphère et lithosphère), et par la rigidité flexurale de la lithosphère, au comportement élastique, mais également et surtout par la viscosité de l'asthénosphère (Watts, 2009). Ce dernier paramètre joue un rôle prépondérant dans la résorption de la déflection glacio-isostatique, et notamment dans le délai du rebond postglaciaire, phénomène différé par rapport à la déglaciation (Poutanen & Ivins, 2010 ; King et al., 2010). Ainsi, lors de la fonte d'un inlandsis (déglaciation), la déflection de la lithosphère se résorbe du fait du retrait de la glace et de la réponse visco-élastique des différentes enveloppes terrestres sous-jacentes. Le couple lithosphère – asthénosphère forme donc un système visco-élastique dont les paramètres contrôlent les modalités du rebond glacio-isostatique (Kearey et al., 2009 ; Watts, 2009). Un rebond glacio-isostatique au comportement visco-élastique est un phénomène régulier (Watts, 2009). Il peut cependant produire une activité néotectonique du fait du relâchement de contrainte à la surface de la lithosphère, induisant ainsi des épisodes de sismicité accrus dans des zones récemment englacées (par exemple Stewart et al., 2000). Il est important de noter que le rebond glacio-isostatique est virtuellement actif dès l'amincissement précoce de la glace, c'est-à-dire immédiatement après le maximum glaciaire (Fig. I-5), bien qu'il ne soit pas dès ce moment marqué dans l'enregistrement sédimentaire. Les modélisations numériques du rebond glacio-isostatique permettent de le quantifier non seulement pour la période post-déglaciation —ce que s'attachent également à faire les études sédimentologiques dont le présent travail de thèse— mais également le rebond glacio-isostatique anté-déglaciation (Tarasov & Peltier, 2005 ; Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015).

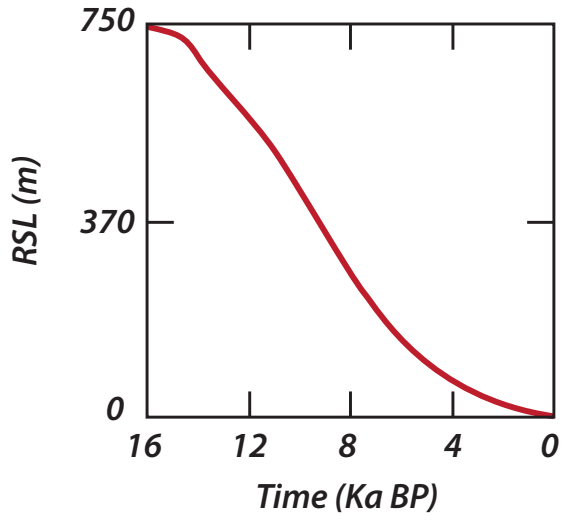


Fig. I-5: *Courbe de l'évolution du NMR sur la Baie d'Hudson, soit sous le dôme central de l'Inlandsis Laurentidien (Peltier et al., 2015).*

Il a été estimé que l'Inlandsis Laurentidien quaternaire mesurait environ 4 km d'épaisseur en son centre (Baie d'Hudson) pour un diamètre de 5 000 km (Fig. I-6, Stokes et al., 2015). Si on suppose des densités de glace (ρ_i) et manteau (ρ_m), respectivement 800 kg.m^{-3} et 3 300 kg.m^{-3}, la déflection maximale de la lithosphère au centre de l'inlandsis, en considérant uniquement l'équilibre isostatique local et non la rigidité flexurale, peut être simplifiée par l'équation suivante :

$$\rho_c h_c + \rho_i h_i = \rho_c h_c + \rho_m W_O \qquad \text{Eq. I-1}$$

avec ρ_c et h_c densité [kg.m^{-3}] et épaisseur [m] de la croûte, h_i épaisseur de glace [m] et w_o déflection glacio-isostatique [m], nous obtenons w_o = 970 m (Allen, 2009). Les modèles complexes les plus récents de flexure glacio-isostatique dans la Baie d'Hudson, calculés en utilisant des paramètres plus complets, obtiennent des valeurs de flexure de l'ordre de 920 m (Peltier & Fairbanks, 2006 ; Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al. 2015). La mesure de rebonds glacio-isostatique encore actif aujourd'hui, comme c'est le cas en Fennoscandie (9 mm.an^{-1} au maximum dans le Golfe de Botnie, Ekman 1991) ou au Canada (Fig. I-7, Sella et al., 2007) permet des estimations de viscosités et d'épaisseurs de l'asthénosphère (1,2.10^{21} Pa.s^{-1} en Fennoscandie pour Fjeldskaar & Cathles, 1991 et 2,7.10^{21} Pa.s^{-1} pour Allen, 2009 pour le bouclier canadien). Les valeurs de rebond actuel sont utilisées dans la calibration des modèles numériques de flexure glacio-isostatique les plus récents (Peltier et al., 2015).

Considérant des cycles de glaciation de l'ordre de 100 000 ans pour la période quaternaire, il est généralement considéré que le rebond glacio-isostatique est entièrement achevé quand débute le cycle d'englacement suivant. Il arrive néanmoins que ceci ne soit pas le cas, du fait par exemple d'un refroidissement climatique précoce par rapport à la déglaciation précédente, forçant un englacement précoce ou une ré-avancée glaciaire. Il en résulte donc une interférence entre des processus de rebond résiduel et de flexure glacio-isostatique. Par exemple, une croissance glaciaire importante s'est développée durant l'antépénultième période de glaciation sur la Scandinavie (stade isotopique interstadiaire 3.1 vers 35 000 ans) alors que l'ancien inlandsis ne s'était pas encore entièrement résorbé (Lambeck et al., 2010) . De manière similaire, la période de refroidissement climatique de l'Holocène Supérieur et atteignant son paroxysme lors du Petit Âge Glaciaire (du XIII^{ème} au XIX^{ème} siècle de notre ère ; Miller et al., 2012), a forcé une ré-avancée des fronts glaciaires de l'hémisphère nord (arctique et chaînes de montagne) qui étaient jusque-là en retrait (Miller et al., 2010). Au Groenland, une ré-avancé glaciaire des fronts de quelques dizaines de km vers les littoraux et n'intervenant seulement que ~20 000 ans après le LGM, a permis la surimposition d'une flexure glacio-isostatique sur

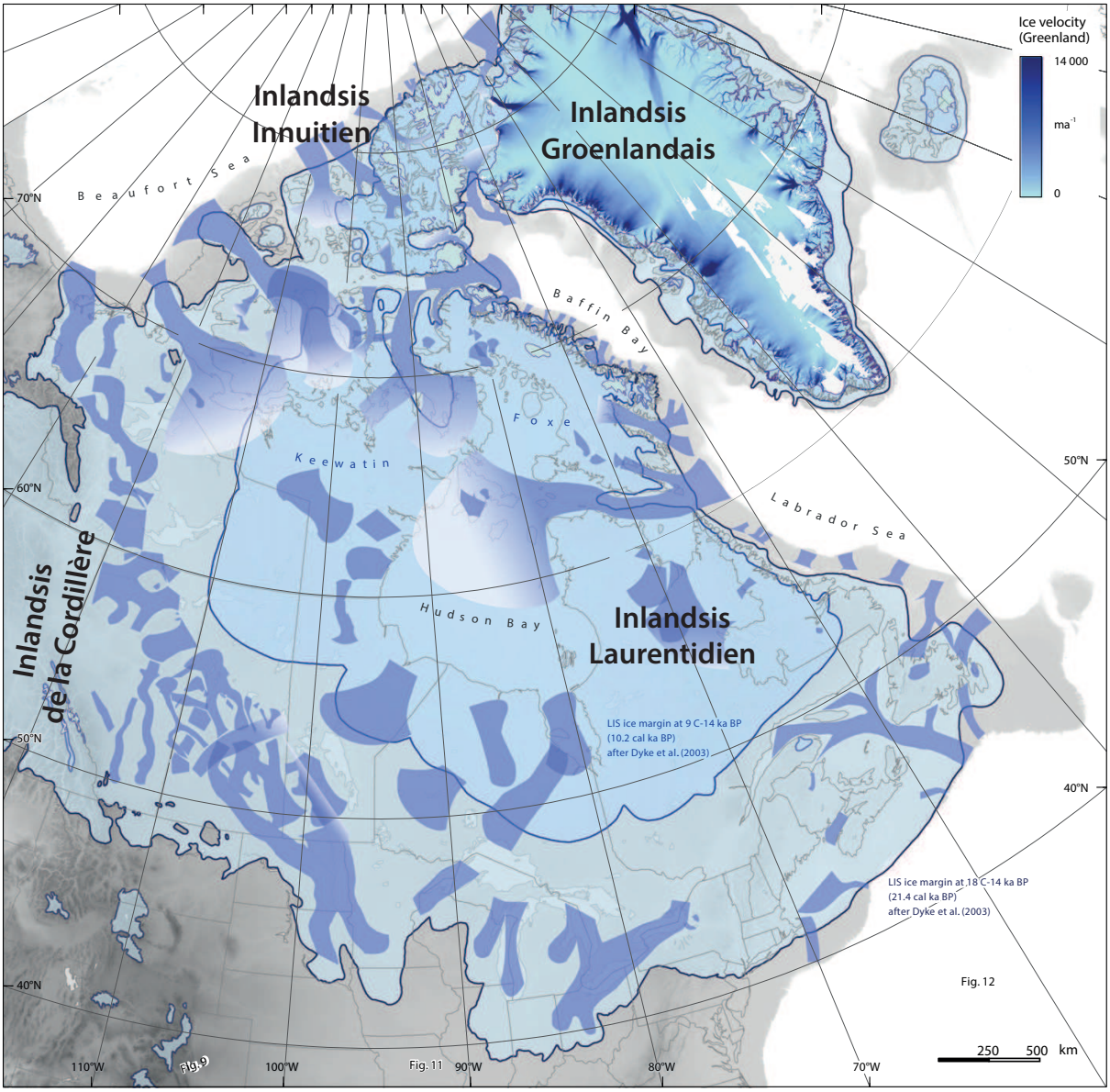


Fig. I-6: *Extension maximale de l'inlandsis nord-américain formé par la coalescence des dômes Laurentidien, Innuitien et de la Cordillère : les zones en bleu foncé représentent la localisation des fleuves de glaces (modifié de Margold et al., 2015).*

le rebond postglaciaire non encore achevé et a forcé une hausse du NMR (Weidick et al., 2012 ; Storms et al., 2012). Les sédiments proglaciaires précédemment émergés ont été ainsi ennoyés de quelques mètres, de même que les sites d'occupation humaine du bord de mer.

Actuellement, d'après les mesures GPS effectuées à l'échelle de toute l'Amérique du Nord (Sella et al., 2007), le rebond glacio-isostatique est toujours actif (Fig. I-7). Les taux de surrection peuvent atteindre 10 mm.an^{-1} sur le pourtour des baies James et d'Hudson. Les valeurs de rebond postglaciaire décroissent ensuite concentriquement pour atteindre des valeurs nulles le long d'une ceinture passant par l'Île de Terre-Neuve, le Golfe du Maine, New York et la région des Grands Lacs. Des valeurs négatives résultantes des effets résiduels de l'effondrement du bourrelet périphérique sont même enregistrées dans le nord des Etats-Unis (sud de la région

des Grands Lacs). La Côte Nord de l'Estuaire du St. Laurent est quant à elle affectée par des valeurs de rebond de l'ordre de 3 mm.an^{-1}. Des modélisations numériques (Fig. I-7 B, Koohzare et al., 2008) montrent des tendances similaires avec toutefois des valeurs négatives de rebond sur les provinces centrales du Canada.

Dans ce travail de thèse, seuls les processus sédimentaires contrôlés par le rebond glacio-isostatique postglaciaire seront investigués. Ceux contrôlés par la flexure de la lithosphère lors d'une entrée en glaciation n'ont *a priori* pas laissé de signature stratigraphique identifiable au Québec.

1.3. Variations de NMR

Une déglaciation force donc deux phénomènes antagonistes plus ou moins synchrones dans les zones précédemment englacées : montée glacio-eustatique d'une part et rebond glacio-isostatique d'autre part.

Loin des zones précédemment englacées, la lithosphère ne subit pas de rebond glacio-isostatique, du fait de l'absence de flexure glacio-isostatique. Dans ces régions, seules la montée eustatique et la flexure hydro-isostatique inhérente se produisent ; une déglaciation se marquant ainsi par une hausse exclusive du NMR. A l'inverse, en se rapprochant vers des zones qui ont été englacées, la composante glacio-isostatique entre en jeu dans le calcul des variations de NMR. Il existe alors dans ces zones une compétition entre montée glacio-eustatique et chute

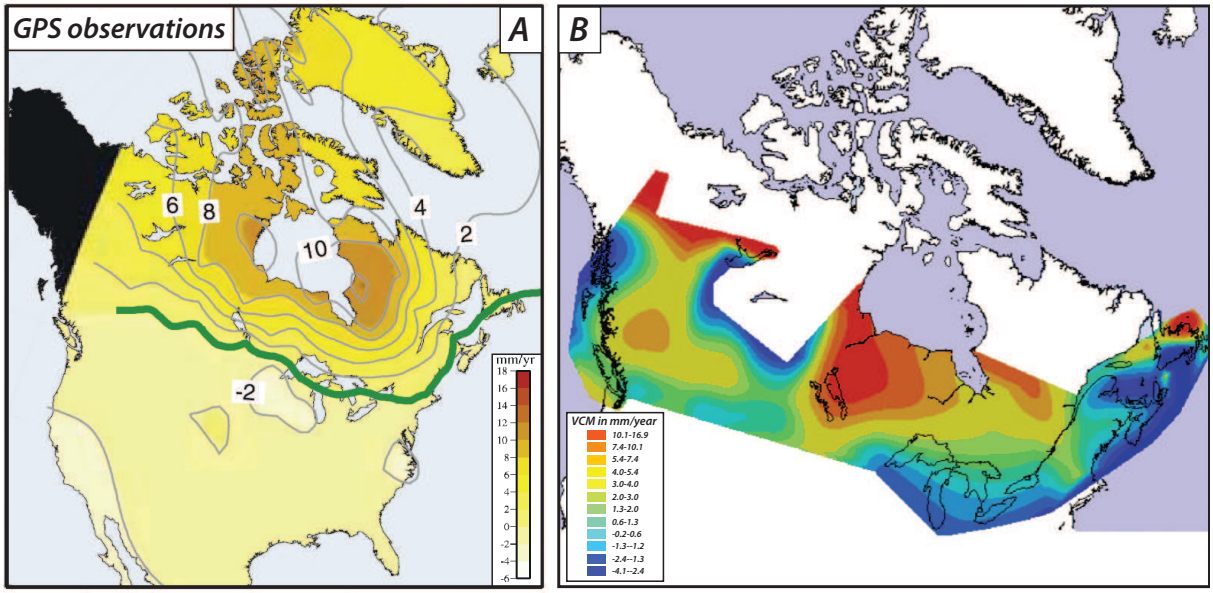


Fig. I-7: *Cartes des mouvements verticaux de l'Amérique du Nord, principalement résultants du rebond glacio-isostatique résiduel de la dernière déglaciation. (A) Mesures GPS à l'échelle continentale montrant des surrections atteignant des taux de 10 mm.an-1 sur la Baie d'Hudson et de ~3 mm.an-1 sur le Golfe et l'Estuaire du St. Laurent. La ligne verte marque la limite des zones en surrection et en subsidence. Ces dernières résultent de l'effondrement du bourrelet périphérique (Sella et al., 2007) ; (B) Koohzare et al., 2008.*

glacio-isostatique, formant un motif complexe de variation de NMR, directement fonction de la position géographique des zones concernées (Fig. I-8).

Sur les zones les plus externes, c'est-à-dire seulement atteintes par les marges glaciaires lors de l'extension maximale d'un inlandsis, la faible épaisseur des marges glaciaires produit un rebond glacio-isostatique relativement faible mais très précoce par rapport à la déglaciation générale. Ces zones étant rapidement déglacées, du fait justement de leurs positions sur les marges extrêmes de l'inlandsis, la montée glacio-eustatique n'est, au moment de leurs déglaciations, pas ou peu marquée, mais adviendra peu après. Ainsi, les variations de NMR sont les suivantes : une régression forcée précoce de faible amplitude, liée au rebond glacio-isostatique, rapidement contrebalancée par une montée du NMR à « long terme » d'origine glacio-eustatique et jusqu'à la déglaciation complète. Ces zones externes sont ainsi qualifiées de **dominée eustatisme** (Boulton, 1990) et comprennent un enregistrement sédimentaire qui montre une régression forcée (quelquefois marquée par une émersion, voir par exemple Dalrymple et al., 1992 ; Hein et al., 2014) puis une transgression (Figs. I-8 et 9, Billy et al., 2014a ; 2014b).

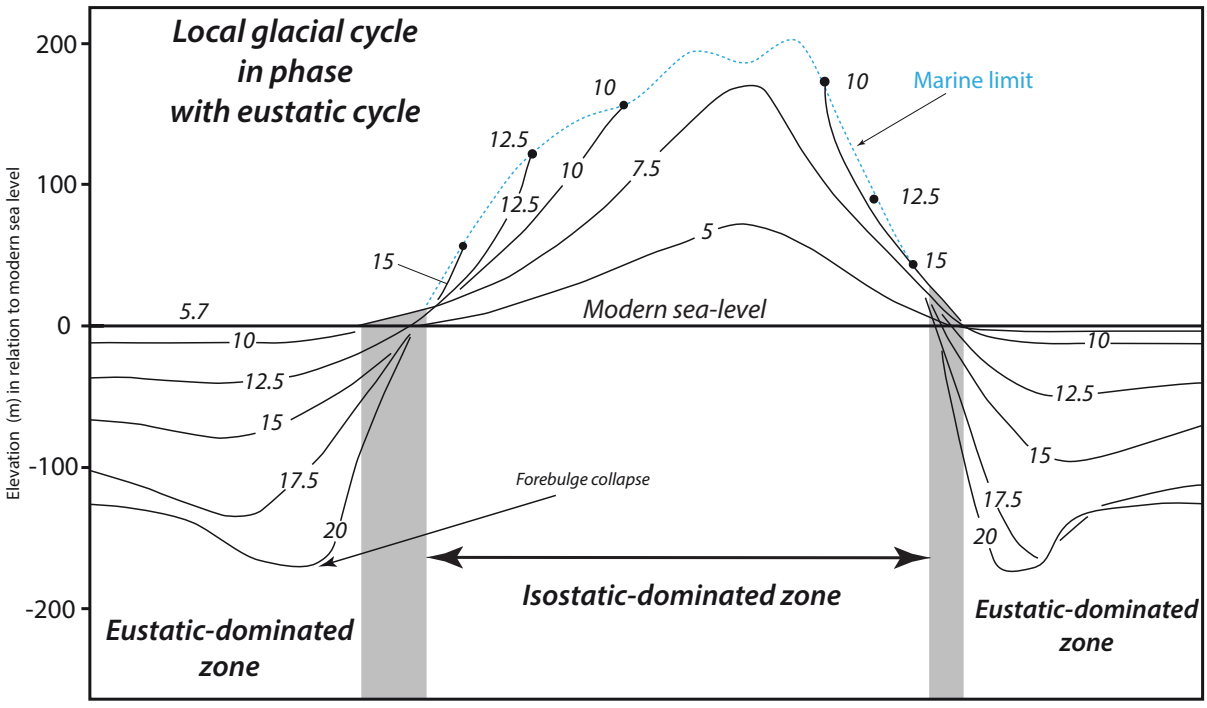


Fig. I-8: *Formes en 2-D des isobases dans un contexte de déglaciation. Les isobases montrent la forme actuelle de surfaces ajustées sur le niveau marin aux dates indiquées (modifié de Boulton, 1990).*

Les zones les plus internes relativement à l'extension maximale de l'inlandsis sont déglacées tardivement par rapport à la déglaciation globale. Ainsi, au moment de la déglaciation de ces zones, les taux de montée glacio-eustatique sont proches de leurs valeurs maximales (Peltier et al., 2015). Ces zones étant originellement situées sous d'importantes épaisseurs de glace (plusieurs centaines voire milliers de mètres dans le cas de l'Inlandsis Laurentidien, Stokes et al., 2015), les taux de rebond glacio-isostatique au moment de la déglaciation sont très forts, nettement supérieurs aux taux de montée eustatique. Il en résulte ainsi une chute de NMR continue depuis le moment même de la déglaciation et qui se poursuit jusqu'au réajustement complet du couple lithosphère - asthénosphère. La chute de NMR correspond donc à la soustraction de la montée glacio-eustatique au rebond glacio-isostatique. Cette zone est dite **dominée isostasie** (Fig. I-8, Boulton, 1990). Concernant le cas du Canada Atlantique, les taux de chute de NMR depuis le LGM pour des zones situées sous le dôme central de l'Inlandsis Laurentidien (Baie d'Hudson), à 500, 1 000 et 1 500 km de celui-ci sont respectivement de 920, 750 m, 300 et 200 m (Peltier et al., 2015).

Il existe enfin une zone intermédiaire que nous qualifierons de zone de transition. Celle-ci ne comporte pas d'évolution du NMR bien définie mais peut au contraire subir des courbes de NMR relativement complexes, dépendamment du motif spatial et temporel du retrait glaciaire local (par exemple Shaw et al., 2002).

La présence d'un bourrelet frontal périphérique, et son effondrement qui suit le retrait des marges glaciaires lors d'une déglaciation, perturbe fortement l'équilibre entre les différentes zones (Boulton, 1990). Il peut se marquer notamment par le « passage » en zone dominée eustatisme d'un épisode régressif et à l'inverse, d'un épisode transgressif en zone dominée isostasie, relativement découplé temporellement des motifs de variation régionale de NMR (par exemple Barnhardt et al., 1997 ; Engelhart & Horton, 2012). Son identification n'est pas toujours claire mais sa présence semble être observée aujourd'hui par mesures GPS des variations actuelles de NMR locaux (Koohzare et al., 2008). La migration du bourrelet périphérique est quelquefois invoquée pour expliquer des hausses locales de NMR (Dionne, 1996 ; 2001a).

Il est à noter que ce modèle de zones dominées eustatisme et isostasie est vrai pour des cycles glaciaires locaux en phase avec le cycle glaciaire global, afin que la montée eustatique et le rebond glacio-isostatique interviennent simultanément. Par exemple, lors de la dernière déglaciation, le cycle glaciaire global était en phase avec la fonte de l'Inlandsis Laurentidien, ce dernier fournissant la majorité de l'eau de fonte à la montée glacio-eustatique (Boulton, 1990 ; Clark & Mix, 2002 ; Tarasov & Peltier, 2005 ; Peltier & Fairbanks, 2006 ; Peltier et al., 2015). Ainsi, la fonte simultanée d'un inlandsis majeur avec un inlandsis mineur produira

autour de ce dernier un motif de répartition des zones dominées eustatisme et isostasie similaire à celui décrit plus haut. Au contraire, la fonte précoce ou tardive d'un inlandsis mineur par rapport à un inlandsis majeur (comme c'est le cas pour les Îles Britanniques et l es Spitzberg, respectivement, lors de la dernière glaciation) produira une répartition des zones dominées eustatisme et isostasie temporellement et spatialement différente de celle décrite plus haut.

Le rebond glacio-isostatique est virtuellement actif dès l'amincissement précoce de la glace, c'est-à-dire immédiatement après le maximum glaciaire (Fig. I-5). Néanmoins, celui-ci ne se marque dans l'enregistrement sédimentaire qu'à partir de la déglaciation effective de la zone. En effet, aucun indice sédimentologique ne permet la quantification ni même l'identification du rebond glacio-isostatique avant la déglaciation. De plus, dans la zone dominée isostasie, la régression forcée enregistrée dans les sédiments est le reflet du rebond glacio-isostatique en partie atténué par la montée eustatique. Ainsi, la chute de NMR observée dans les enregistrements sédimentaires relatifs à une déglaciation, notamment celui donné par la limite marine, n'est en fait qu'une fraction plus ou moins importante du rebond glacio-isostatique réel qui a affecté une zone donnée. Dans ce travail de thèse, les différents deltas étudiés se trouvent tous dans la zone dominée isostasie relativement à la déglaciation de l'Inlandsis Laurentidien (Cf. section I-3). C'est pourquoi ils ont tous subi une chute de NMR, dont la signature se marquera dès les premiers instants de la déglaciation jusqu'à aujourd'hui.

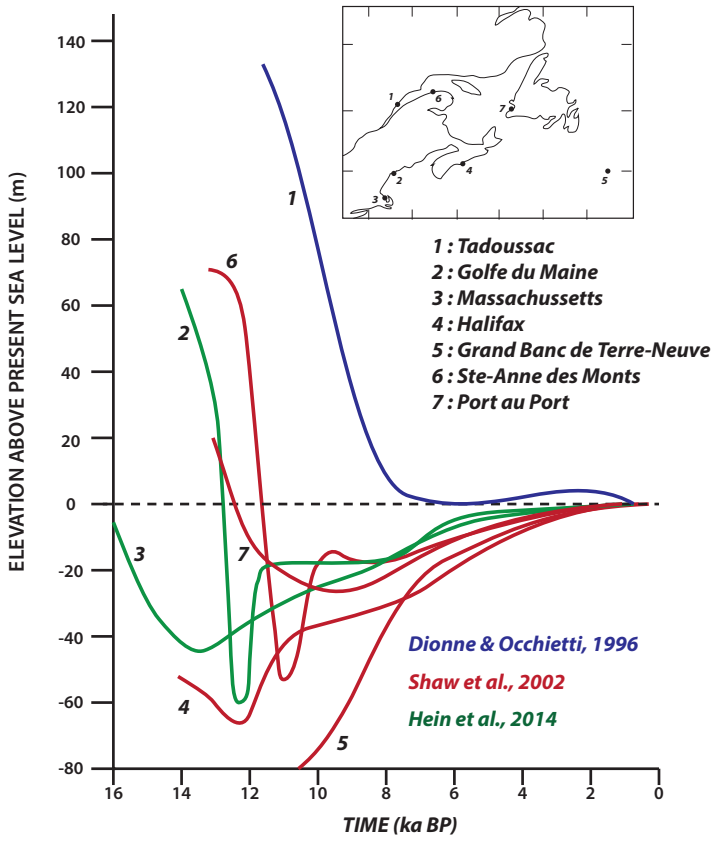


Fig. I-9: *Courbes de NMR de la marge atlantique canadienne : les chutes puis hausses de NMR enregistrées sur les zones les plus orientales (Île et Grand Banc de Terre-Neuve, Golfe du Maine, Nouvelle-Ecosse, courbes 2 à 7) contrastent avec l'Estuaire du St. Laurent, affecté par une chute de NMR continu depuis la déglaciation (courbe 1). Ces courbes illustrent les concepts de zones dominée isostasie (chute de NMR après une déglaciation) et dominée eustatisme (chute puis hausse de NMR). Compilé de Dionne & Occhietti (1996), Shaw et al. (2002) et Hein et al. (2014).*

La mesure actuelle des variations du niveau moyen des océans, par gauges tidales et mesures satellites, révèle une tendance globale de hausse des mers, de l'ordre de 2 mm.an^{-1} (Woodworth et al., 2011). Une telle montée eustatique, contrebalançant un rebond glacio-isostatique actuel de 3 mm.an^{-1} (Sella et al., 2007, voir plus haut), produit sur la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, une hausse du NMR de l'ordre de 1 mm.an^{-1} (Fig. I-7).

2. Signature stratigraphique des régressions forcées

Les séquences sédimentaires de déglaciation en zone dominée isostasie se mettent en place en contexte de régression forcée par le rebond glacio-isostatique. Après une définition de la régression forcée, seront passés en revue quelques exemples d'abord sous un aspect général, puis plus spécifiquement centrés sur les régressions forcées par le rebond glacio-isostatique.

2.1. Le cortège de régression forcée

2.1.1 Définition

Une régression est définie comme une migration de la ligne de rivage vers le bassin, c'est-à-dire du continent vers la mer. Il est à noter que le concept de régression ne fait pas intervenir la notion de variation de NMR. Une régression résulte en un déplacement des faciès de dépôt vers le bassin ainsi qu'en une réduction de la bathymétrie de ce bassin à proximité de la ligne de rivage (Catuneanu, 2002 ; 2006 ; Catuneanu et al., 2011 ; Zecchin & Catuneanu, 2013). La présence d'un système progradant est le critère diagnostic de reconnaissance d'une régression. Une progradation se marque par la migration vers le bassin d'une ligne de rivage, sous la forme d'un delta, de plages ou de cônes par le dépôt en domaine littoral de sédiments issus de systèmes fluviatiles ou par accumulation de sédiments de plage par l'action des vagues ou de la dérive littorale (Bates & Jackson, 1987). Il existe deux types de régressions, fonction des variations de NMR :

La régression normale est une régression en contexte de hausse du NMR et d'apports sédimentaires supérieurs à l'accommodation. Elle intervient en contexte de cortège de bas niveau tardif ainsi qu'en contexte de cortège de haut niveau.

La régression forcée est une régression en contexte de chute de NMR.

En stratigraphie séquentielle conventionnelle, une régression normale est caractérisée par une progradation des faciès marins vers le bassin s'accompagnant le plus souvent d'une aggradation sur le continent des faciès alluviaux et/ou fluviatiles. Une régression forcée se caractérise uniquement par une progradation des sédiments marins vers le bassin tandis que l'aggradation en domaine continental manque, remplacée par une incision de vallée. Ceci est dû

au fait que la régression simple est associée à une augmentation de l'accommodation tandis que la régression forcée résulte d'une diminution de l'espace d'accommodation. Plusieurs critères de reconnaissance des régressions normales par rapport aux régressions forcées sont donnés par Posamentier & Morris (2000), bien que ceux-ci puissent être manquants ou conduire à une mauvaise interprétation (voir plus bas) :

- la séparation physique des dépôts de *shoreface* successifs
- la régression sur une longue distance
- le contact net des faciès grossiers sur les sédiments distaux
- un relief restreint de clinoformes
- l'absence d'aggradation des sédiments non marins
- la surface au toit du prisme de régression forcée qui pente vers le bassin
- le raccourcissement des sections stratigraphiques vers le bassin

2.1.2. Le cortège de régression forcée

Aux origines de la stratigraphie séquentielle, le concept de cortège de régression forcée (*Falling stage System Tract* : FSST) n'existe pas explicitement. Il n'y a que le HST (*Highstand System Tract* : cortège de haut niveau), le LST (*Lowstand System Tract* : Cortège de Bas Niveau) intégrant la période de chute de NMR, le TST (*Transgressive System Tract :* cortège transgressif) et enfin le *Shelf-Margin System Tract* (cortège de rebord de plate-forme) en l'absence de période de chute de NMR (Vail, 1987 ; Posamentier et Vail, 1988). Il n'était initialement pas admis, ou en tout cas pas détecté, que la régression forcée puisse déposer des sédiments sur la plate-forme. Peu à peu, la notion de dépôt de sédiments pendant une régression forcée a vu le jour, d'abord comme des sous-ensembles des quatre cortèges de dépôts principaux : *Early Lowstand System Tract* (Allen & Posamentier, 1993) et *Late Highstand System Tract* (Van Wagoner, 1995) avant de devenir un cortège de dépôt à part entière : Forced-*Regression Wedge System Tract* puis plus simplement *Forced Regression System Tract* (Hunt & Tucker, 1992 ; 1993), *Forced Regression Deposits* (Posamentier et Morris, 2000) et enfin FSST (Plint et Nummedal, 2000).

Le cortège de régression forcée (Fig. I-10) comprend tous les sédiments déposés en domaine marin en contexte de chute de NMR (Catuneanu, 2002 ; 2009). Une progradation rapide associée à un motif *d'offlap* (migration progressive vers le parties profondes du bassin de la terminaison proximale des unités sédimentaires au sein d'une séquence conforme, et dont chaque unité successivement plus jeune laisse exposée une portion plus ancienne de l'unité sur laquelle elle repose, Bates & Jackson, 1987), temporellement corrélé avec un cône turbiditique profond (*basin floor fan*), est le critère diagnostic qui permet la reconnaissance en sismique d'un

FSST (Hunt & Tucker, 1992 ; Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu, 2002 ; 2006 ; Catuneanu et al., 2011). Dans le cas d'une chute de NMR sous le rebord de plate-forme, un delta de rebord de plate-forme va prograder directement sur le talus continental où il va délivrer de grandes quantités de sédiments (Porębski & Steel, 2003 ; 2006). De manière plus générale, la présence de lobes deltaïques ou de *shoreface* présentant des motifs d'*offlap*, des macroformes de rebord de plate-forme, ainsi que des lobes turbiditiques profonds (sur le talus continental ou dans la plaine abyssale) sont des caractéristiques du FSST, leur coexistence n'étant pas systématique (Catuneanu, 2002 ; 2009 ; Rabineau et al., 2005 ; Jermannaud et al., 2010 ; Santra et al., 2014).

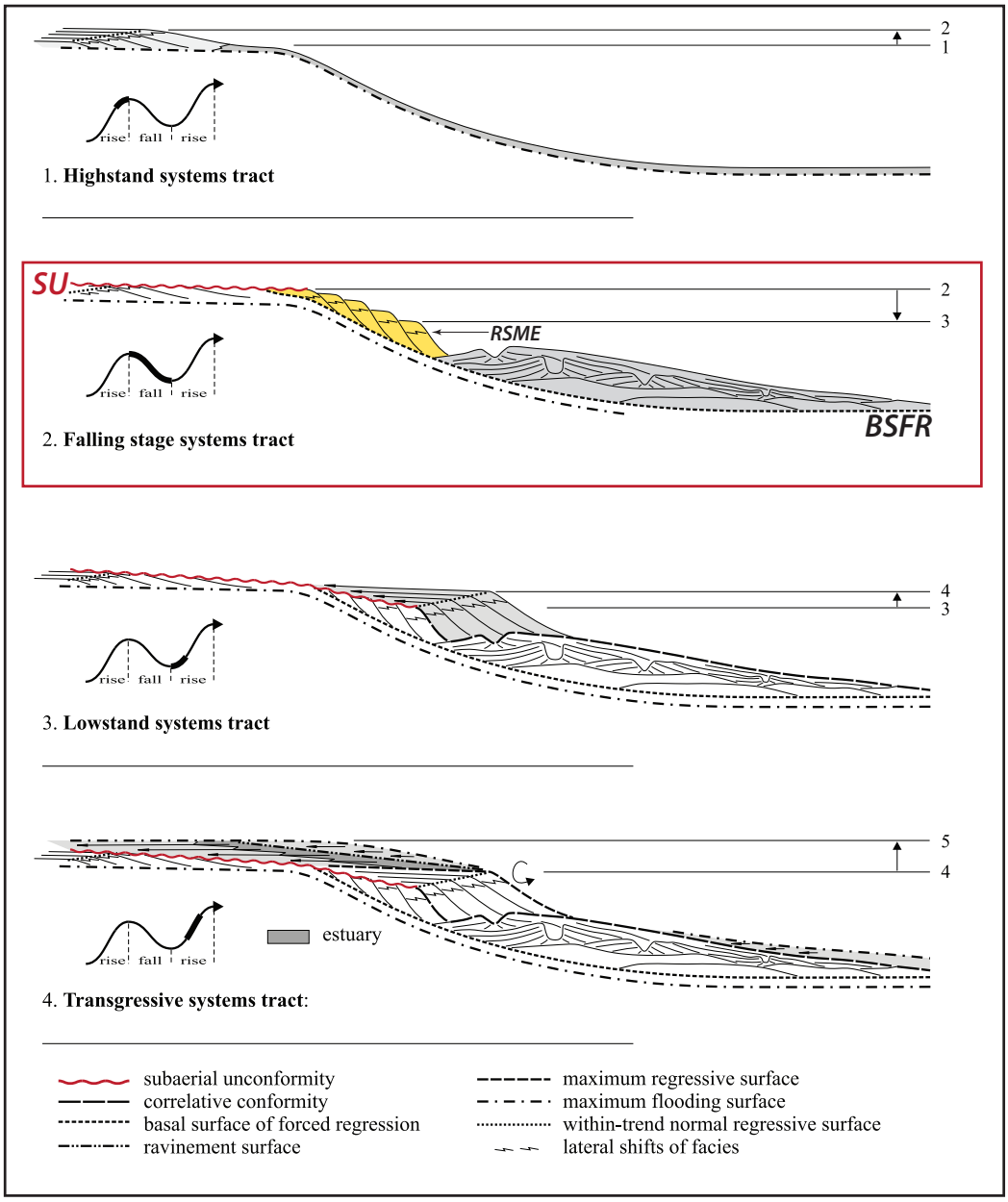


Fig. I-10: *Les quatre cortèges de dépôt et les surfaces remarquables. Le cortège de régression forcée (FSST) est entouré en rouge. SU : érosion subaérienne ; BSFR : Surface basale de régression forcée ; RSME : Surface régressive d'érosion marine (modifié de Catuneanu, 2002).*

2.1.3. Les surfaces remarquables du FSST

Le FSST est délimité à sa base par une surface appelée Surface Basale de Régression Forcée (*Basal Surface of Forced Regression*, BSFR, Fig. I-10, & Tucker, 1992 ; Catuneanu, 2002 ; 2006). Celle-ci est définie comme une surface chronostratigraphique séparant des sédiments anciens déposés en contexte de hausse de NMR et des sédiments plus jeunes mis en place en contexte de baisse de NMR. Cette surface correspond en fait à la morphologie d'un paléo-plancher marin lors du début de la baisse de NMR et de la mise en place du FSST. La question de la reconnaissance physique (à l'affleurement, en sismique ou en carotte) d'une telle surface se pose, considérant qu'elle correspond à une surface temporelle mais n'est pas matérialisée par une quelconque surface physique dans l'enregistrement sédimentaire, ni par des dépôts spécifiques (Posamentier et al., 1992 ; Posamentier & Allen, 1999 ; Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu, 2006 ; Embry, 2009). Cependant, une relation géométrique de *downlap* des dépôts de FSST sur l'ancien cortège de haut niveau peut permettre la reconnaissance de la BSFR (Zecchin & Catuneanu, 2013). Le cortège de régression forcée est également caractérisé par une surface remarquable interne appelée « *Regressive Surface of Marine Erosion* » (RSME) en domaine littoral (*nearshore*) (Plint, 1988 ; Plint & Nummedal, 2000). C'est une surface érosive subaquatique mise en place dans un contexte régressif par l'action ravinante des vagues (Plint, 1988). Elle est hautement diachrone –de plus en plus jeune vers l'aval– et recoupe les lignes de temps (Fig. I-11, Embry, 2009). Elle est généralement associée au prisme de régression forcée mais peut, dans certains cas (environnement de haute énergie, trajectoire de ligne de rivage subhorizontale), être identifiée en contexte de régression normale (Helland-Hansen & Martinsen, 1996). La RSME est aussi parfois appelée *Regressive Ravinement Surface* (Galloway, 2001) ou encore *Regressive Wave Ravinement* (Galloway, 2004). Elle est définie comme étant la base érosive des faciès de *shoreface* et le toit des faciès d'*offshore* (Swift et al., 2003). Bien que

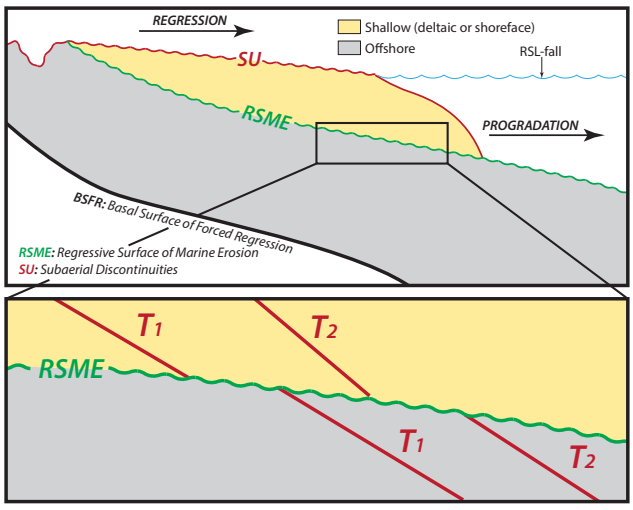
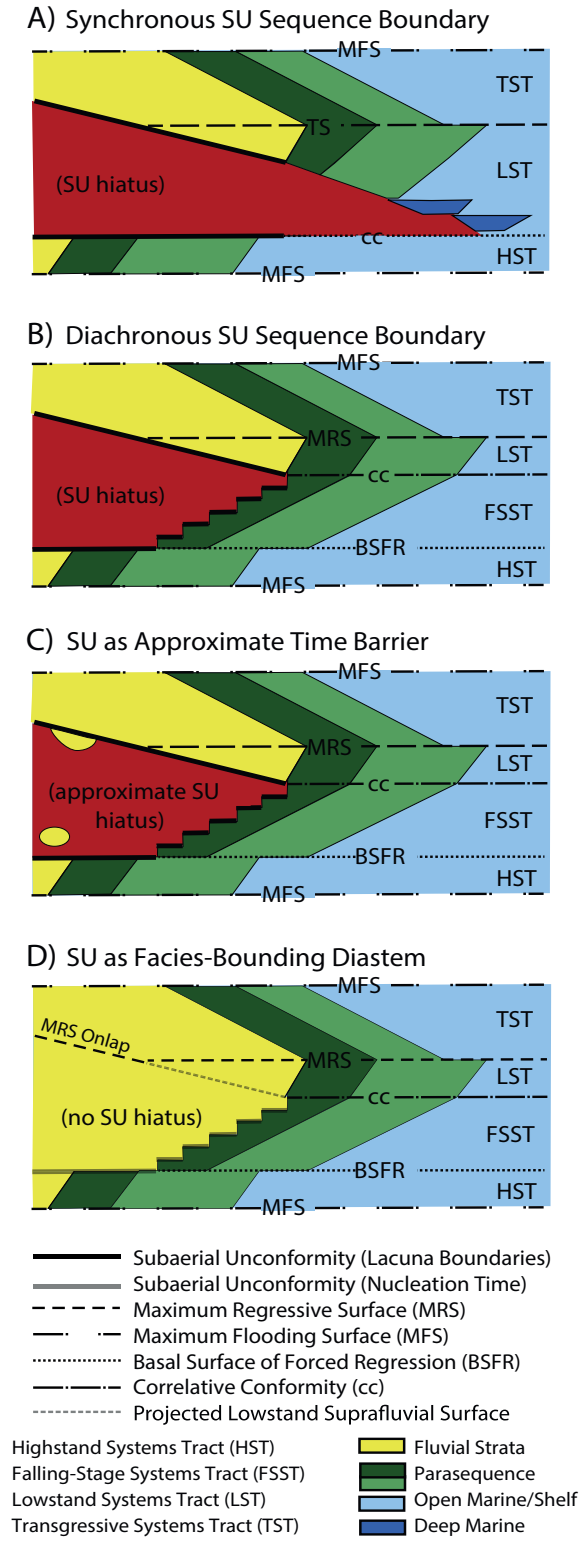


Fig. I-11: *Configuration de l'érosion subaérienne et de la surface régressive d'érosion marine (RSME) ainsi que du caractère diachrone de cette dernière, respectivement au toit cortège de régression forcée et à la base des faciès de shoreface, entièrement compris dans le cortège de régression forcée. La figure du bas illustre le caractère diachrone de la RSME, les lignes rouges correspondant à des lignes de temps (modifié de Embry, 2009).*



l'érosion basale des faciès de *shoreface* puisse être importante, la RSME n'est en générale pas considérée comme une discordance mais plutôt comme un diastème (bref intervalle de temps pendant lequel l'enregistrement sédimentaire est manquant, voir Fig. I-11). Vers le bassin, la RSME se corrèle longitudinalement à une surface conforme, en domaine *offshore* (Plint & Nummedal, 2000). Dans certains cas, comme dans un contexte de faible apport sédimentaire empêchant le dépôt important de facies d'*offshore* ou une pente de bassin faible (situé dans la limite d'action des vagues), la RSME peut se surimposer à la BSFR (Zecchin & Catuneanu, 2013).

La limite supérieure du cortège de régression forcée est une surface d'émersion ou d'érosion subaérienne (*SU : Subaerial Unconformity* ; Posamentier & Morris, 2000 ; Catuneanu, 2002 ; 2006 ; Zecchin & Catuneanu, 2013) marquée par une érosion subaérienne sur la plate-forme (érosion fluviatile, éolienne, pédogénèse, dissolution, karstification, bypass) et le dépôt éventuel de sédiments non marins. Une telle surface est hautement diachrone : elle avance vers le bassin en amont de la ligne de rivage en même temps que cette dernière

Fig. I-12: *Diagrammes de Wheeler illustrant l'évolution du concept d'érosion subaérienne et sa signification temporelle : (A) Concept initial présumant de l'initiation de l'érosion subaérienne à la transition haut niveau/bas niveau marin, se formant de manière synchrone sur toute sa longueur et formant donc une barrière temporelle effective entre l'encaissant et le remplissage, ce dernier datant de la transgression postérieure. (B) Concept postérieur interprétant l'incision fluviatile en contexte de chute de NMR, donc diachrone sur sa longueur. Aucun dépôt fluviatile n'est toutefois envisagé en contexte de chute. (C) Reconnaissance du potentiel de préservation locale et exceptionnelle de sédiments fluviatiles en contexte de régression forcée. (D) Le modèle actuel cut-and-cover, permettant le dépôt de sédiments fluviatiles dès l'initiation de l'érosion subaérienne en début de chute de NMR, et se poursuivant au cours de toute la chute de NMR et le début de bas niveau. Holbrook & Bhattacharya, 2012..*

migre également vers le bassin (Fig. I-12 B et C). Elle peut également être nommée *Regressive Surface of Fluvial Erosion* (Plint & Nummedal, 2000) ou *fluvial entrenchment* (Galloway & Sylvia, 2002). Une chute de NMR en deçà d'une rupture de pente marquée (par exemple le rebord de plate-forme) forcera une incision profonde et bien développée de la SU. A l'inverse, si le NMR n'atteint pas une telle rupture de pente, la SU sera moins marquée (Fig. I-13, Vail & Todd, 1981 ; Posamentier, 2001 ; Törnqvist et al., 2006). L'interprétation conventionnelle d'une telle surface comme formant un important hiatus temporel (*time-barrier*, Van Wagoner, 1988), du fait du non-dépôt de sédiments fluviaux et d'érosion des dépôts sédimentaires sous-jacents, a récemment été remise en cause (Holbrook & Bhattacharya, 2012). Ces derniers auteurs suggèrent qu'une telle vision relativement simpliste de la SU est erronée et ne reflète pas la réalité des observations des systèmes fluviaux actuels et anciens (voir paragraphe c). En stratigraphie sismique, la SU forme généralement une surface de troncature sur la plate-forme continentale, surface correspondant à l'érosion des sédiments sous-jacents par les processus fluviaux. Il n'est cependant pas toujours aisé de déterminer la proportion d'érosion qui provient de la SU elle-même de l'érosion ravinante transgressive subséquente (Tesson et al., 2000 ; Rabineau et al., 2005 ; Santra et al., 2014).

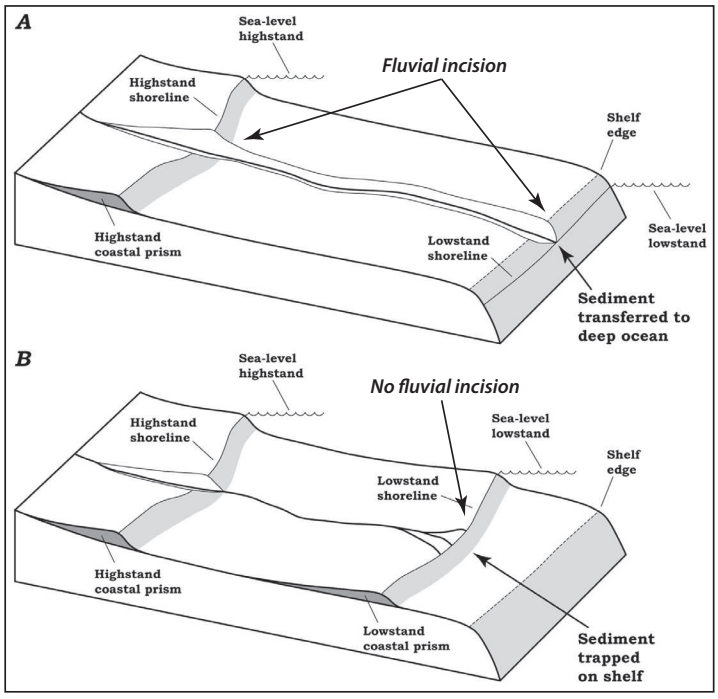


Fig. I-13: *Blocs diagrammes mettant en évidence le potentiel d'incision fluviatile en contexte de chute de niveau marin relatif en fonction de l'amplitude de celle-ci : (A) La chute de NMR sous le rebord de la plate-forme continentale (ou de toute autre rupture de pente) initie le développement d'une vallée incisée fluviatile à travers toute la plate-forme, permettant une connexion efficace pour le transfert sédimentaire entre le continent et le domaine marin profond. (B) Chute de NMR n'atteignant pas le rebord de la plate-forme continentale, inhibant une incision fluviatile et permettant ainsi la rétention des sédiments sur la plate-forme continentale (Posamentier & Allen, 1999).*

Enfin, la *Conformité Corrélative* (CC, Posamentier, 1988 et Posamentier & Allen, 1999 ; Catuneanu et al., 2009 ; Zecchin & Catuneanu, 2013), qui est une surface temporelle, coïncide avec la surface de dépôt (c'est-à-dire le paléo-plancher marin) au moment de la fin de la chute et du début de remontée du NMR (Fig. I-10). En ceci, la CC rejoint, à la ligne de rivage, la partie la plus jeune (et donc la plus distale) de la SU. Il est à noter que lors de l'émergence de la stratigraphie séquentielle, notamment caractérisée par l'absence du cortège de régression forcée, la SU était vue non seulement comme une barrière temporelle importante mais également comme étant la surface la plus synchrone au sein d'un tel système (Fig. I-11*)*.

2.1.4. FSST et limites de séquence

Une première définition du concept de séquence a été donnée par Sloss et al. (1949) dans un contexte stratigraphique, comme étant une unité à grande échelle spatiale limitée par des discordances. Le terme a été redéfini par Mitchum (1977), dans un contexte de stratigraphie sismique, comme étant « une succession relativement conforme de strates génétiquement reliées et limitées par des inconformités ou des conformités corrélatives ». Enfin, un concept de séquence stratigraphique qui élimine la nécessité d'avoir une érosion comme limite de séquence ainsi qu'une meilleure applicabilité aux séquences plutôt qu'aux *system tract* (comme ceci est impliqué par la définition de Mitchum (1977), Catuneanu et al., 2009) est donné par Catuneanu et al., (2009) : une succession de strates déposées pendant un cycle entier de changement d'accommodation et d'apport sédimentaire.

Il existe deux écoles principales en ce qui concerne les liens entre limite de séquence et FSST :

La première (Vail et al., 1977 ; Posamentier & Vail, 1988 ; Galloway, 1989 ; Hunt & Tucker, 1992 ; 1995 ; Kolla et al., 1995 ; Van Wagoner, 1995 ; Plint & Nummedal, 2000) considère que la limite de séquence se trouve au toit du prisme de régression forcée. Celle-ci est choisie car elle est bien visible à l'affleurement ainsi qu'en sismique. Elle est ainsi marquée par la surface d'érosion subaérienne, et parfois par une surface de ravinement vague quand des transgressions de haute fréquence se développent au sein du FSST (Plint & Nummedal, 2000). Néanmoins, cette surface est diachrone (Posamentier & Morris, 2000, voir aussi Figs. I-12 B et C). Elle commence en effet à se développer lors du début de la régression forcée, se poursuit pendant toute celle-ci puis pendant le bas niveau et même au début de la transgression. Le dépôt de sédiments fluviaux dans les vallées incisées, ces dernières marquant l'érosion subaérienne dans une telle interprétation, engendre le fait que deux types de dépôts sub-contemporains (fluviaux et marins) et tous deux appartenant au FSST se retrouvent séparés par une limite de

séquence (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013). De manière similaire, dans le cas de transgression de haute fréquence se développant au sein du FSST, la surface de ravinement vague (*surf diastem*) peut jouer le rôle de limite de séquence en se surimposant à l'érosion subaérienne (Plint & Nummedal, 2000). Ceci est problématique considérant que la *strandplain* se pose sur la surface de ravinement vague mais en admettant que cette *strandplain* fait partie intégrante du FSST, elle s'en trouve ainsi séparée par la limite de séquence (Swift et al., 2003). Autrement dit, si la surface de ravinement vague est une limite de séquence, la *strandplain* et le *shoreface* associé sont dans deux séquences différentes, ce qui n'est pas possible.

Une alternative notable concerne le positionnement de la limite de séquence sur le ravinement transgressif qui se surimpose à l'érosion subaérienne (Embry, 2009).

La seconde école (Posamentier et al., 1992 ; Posamentier & Morris, 2000) place la limite de séquence à la base du cortège de régression forcée (BSFR). Bien qu'il soit beaucoup plus difficile, voire impossible, de reconnaître une telle surface (à l'affleurement comme en sismique), elle a l'avantage d'être synchrone et de représenter une paléogéographie (c'est-à-dire une réelle surface physique) à un temps donné, celui de la fin du haut niveau marin relatif et du tout début de la chute de NMR.

D'autres auteurs enfin proposent une alternative au positionnement de la limite de séquence : la Surface de Régression Maximum (limite entre séquences transgressive et régressive, Embry & Johannessen, 1993) ou la Surface d'Inondation Maximum (MFS : *Maximum Flooding Surface*, Galloway, 1989) ; deux surfaces dont la reconnaissance physique est plus aisée mais qui sont indépendantes du FSST.

2.2. Les systèmes en régression forcée non glacio-isostatique

Il existe une très abondante littérature concernant des exemples de systèmes sédimentaires relatifs à des régressions forcées dont l'origine n'est pas glacio-isostatique. Ces régressions forcées peuvent être originaires d'un signal eustatique ou encore être liées à des mouvements tectoniques.

Les séries sédimentaires anciennes présentes à l'affleurement permettent une observation détaillée des faciès de dépôt et dans une moindre mesure les architectures stratigraphiques. A l'inverse, les morphostructures associées (motifs fluviaux et deltaïques…) sont souvent manquantes du fait de l'érosion subaérienne et/ou du remaniement transgressif postérieur (par exemple Mellere & Steel, 1995 ; Bhattacharya & Willis, 2001 ; Porębski & Steel, 2006 ; Schwarz et al., 2006 ; Fielding, 2015). Il est donc dans ces conditions quelquefois malaisé de déterminer quels sont les paramètres qui contrôlent la mise en place de ces cortèges de régression forcée. Néanmoins, la reconnaissance des régressions forcées anciennes d'origines glacio-eustatique

est fréquente dans ces séries présentes à l'affleurement. Notamment, les signaux eustatiques des glaciations paléoprotérozoïques (Van Kranendonk & Mazumder, 2015) ; ordoviciennes (Loi et al., 2010 ; Ghienne et al., 2014 ; Dabard et al., 2015), carbonifères (Bábek et al., 2013) ou encore oligocènes (Sømme et al., 2013) sont reconnus dans les séries sédimentaires. Les régressions forcées d'origines tectonique sont également enregistrées, comme celles associées aux systèmes d'avant pays orogéniques (Castelltort et al., 2003 ; Costa et al., 2010 ; Bera et al., 2010 ; Bera & Mandal, 2013) ou encore de rift (McMurray & Gawthorpe, 2000 ; Dong et al., 2011 ; Gobo et al., 2014a, b ; 2015).

Les cortèges de régression forcée pléistocènes ont été mis en place lors de la dernière chute glacio-eustatique majeure (entre 120 000 et 20 000 ans), suivie par la remontée eustatique tardi-pléistocène – holocène. Ainsi, ces séries sont actuellement toutes sous-aquatiques et ne sont donc caractérisables que par imagerie géophysique (sismique et bathymétrique) et carottage (par exemple Tesson et al., 2000 ; Rabineau et al., 2005 ; Santra et al., 2014 ; Alqahtani et al., 2015). L'observation des faciès sédimentaires est donc limitée comparativement aux séries anciennes présentes à l'affleurement. A l'inverse, les architectures stratigraphiques sont mieux contraintes, du fait notamment de l'imagerie sismique à haute résolution et 3-D, de même que les morphostructures associées (Reijenstein et al., 2011 ; Alqahtani et al., 2015). De manière similaire, les cortèges de régression forcée liés à la glaciation Oligocène - Miocène sont reconnus en stratigraphie sismique (Kominz & Pekar, 2001 ; Dunbar et al., 2008 ; Clausen et al., 2012 ; Miller et al., 2013a ; 2013b).

2.3. Réponse du système fluviatile à une régression forcée

Le développement de la modélisation analogique et numérique, ainsi que la réinterprétation de travaux anciens, ont permis l'émergence de nouveaux concepts de stratigraphie séquentielle en ce qui concerne le FSST. Notamment, la compréhension de la dynamique fluviale en contexte de régression forcée, et donc la signification de l'érosion subaérienne et de la limite de séquence, ont largement évolué. Comme il a déjà été évoqué plus haut, la vision de l'érosion subaérienne comme une surface de *bypass* de sédiments fluviaux et d'érosion de dépôts sous-jacents, formant une surface topographique bien marquée, a été fortement remise en cause (Burgess & Allen, 1996 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012).

2.3.1. Vallées fluviales : entre incision et dépôt

Strong & Paola (2008), Martin et al. (2009), Holbrook & Bhattacharya (2012) et Blum et al. (2013) ont montré que l'érosion subaérienne ne formait jamais une surface exposée sur toute sa longueur mais était plutôt continuellement remodelée au cours du temps, via des incisions,

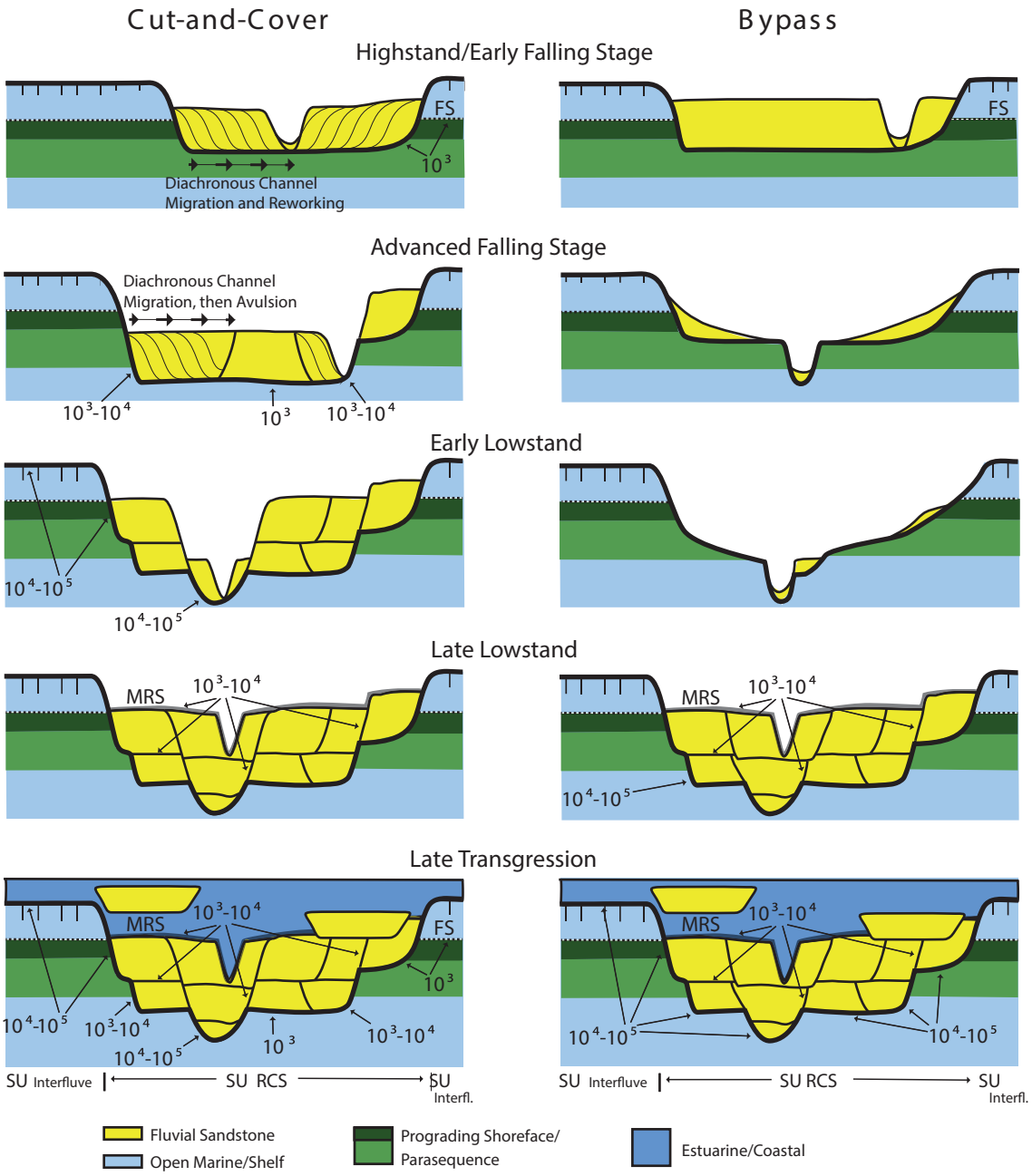


Fig. I-14: *Fig. I-14 Modèles conventionnel (à droite) et cut-and-cover (à gauche) d'incision et de remplissage d'une vallée incisée, mettant en évidence le potentiel de remplissage de la vallée en contexte de chute de NMR. Il en découle que le hiatus temporel dans le modèle cut-and-cover est moindre d'un ordre de grandeur que dans le modèle conventionnel. Ce schéma illustre également le concept des « vallées qui n'ont jamais existé » (valleys that never were, Strong & Paola, 2008) : la morphologie observée de vallée pendant le dernier stade de l'évolution sédimentaire n'a jamais été, dans le modèle cut-and-cover, une vallée à l'expression géomorphologique déduite de la vision en coupe mais a plutôt consisté en un amalgame de vallées plus restreintes, en incisions et remplissages perpétuels. A l'inverse, dans le modèle conventionnel, la vallée observée en coupe lors du dernier stade d'évolution sédimentaire, bien qu'absolument similaire à la vallée du modèle cut-and-cover, a représenté à un moment donné une vallée entièrement excavée, sans aucun remplissage sédimentaire.*

des avulsions et des dépôts de sédiments fluviaux (*cut-and-cover model,* Figs. I-12 D et 14). Le concept de « vallées qui n'ont jamais existé » (*Valley that never were,* Strong & Paola, 2008) illustre le fait que la surface initialement attribuée à une vallée et formant l'érosion subaérienne en coupe n'a été, à aucun moment de son histoire, une surface dont l'existence topographique était réelle. Au contraire, cette surface consiste plutôt en un amalgame de plusieurs incisions et dépôts fluviatiles successifs. La réinterprétation de séries fluviatiles quaternaires de la vallée du Mississippi, et notamment l'intégration de datations (Rittenour et al., 2007), a permis d'attribuer à certains épisodes d'aggradation fluviatile en contexte de régression forcée (OIS 4 à 2, Fig. I-2) des origines climatiques. Les variations d'apports sédimentaires et en eaux au système fluviatile, notamment du fait des fluctuations des marges de l'Inlandsis Laurentidien à la tête du bassin versant du Mississippi, ont forcé des alternances entre aggradation et incision du système fluvial, toujours en contexte de régression forcée. Des variations climatiques ont également conduit à l'aggradation fluviatile en régression forcée dans le bassin de la Mer Morte (Klinger et al., 2003), où une aridification a permis un plus fort apport sédimentaire du fait de la diminution du couvert végétal et la mise à disposition de sédiments retenus au préalable dans les régolithes.

Deux processus distincts mais pouvant coexister dans le temps et dans l'espace permettent de procéder à l'excavation et à l'incision d'une vallée. Les concepts de vallées butoirs (*Buttress Valley*) et de vallées tampons (*Buffer Valley*) (Fig. I-15, Holbrook et al., 2006 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012) ont ainsi été proposés. La vallée butoir correspond à une vallée incisée « conventionnelle » en termes de stratigraphie séquentielle, produite par la chute du niveau de base (butoir), généralement constitué par le NMR ou un niveau lacustre. Une vallée butoir se forme par une incision préalable du profil longitudinal de la rivière au niveau de la ligne de rivage lors d'une chute de NMR (ou niveau lacustre). Une telle incision va ensuite migrer vers l'amont du système fluviatile pour atteindre un équilibre temporaire du profil de la rivière. Il a été observé que l'influence d'une chute de NMR sur le profil fluviatile diminue vers l'amont du système (Bonnet et al., 1998 ; 2000 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012), où d'autres processus deviennent progressivement dominants (voir paragraphe suivant). Ainsi, une vallée butoir sera très développée (incision profonde et/ou large) à l'embouchure du système fluviale et diminuera en profondeur et d'extension latérale en migrant vers l'amont (Bonnet et al., 1998 ; 2000 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012). Dans le cas de systèmes fluviatiles restreints (petit bassin versant et rivière relativement peu étendue), une chute de NMR conduit à une migration rapide et géographiquement restreinte mais néanmoins potentiellement efficace de l'incision fluviatile vers l'amont. A l'inverse, dans le cas de bassins versants étendus et des rivières aux longs profils longitudinaux, l'incision vers l'amont se fera après un délai temporel

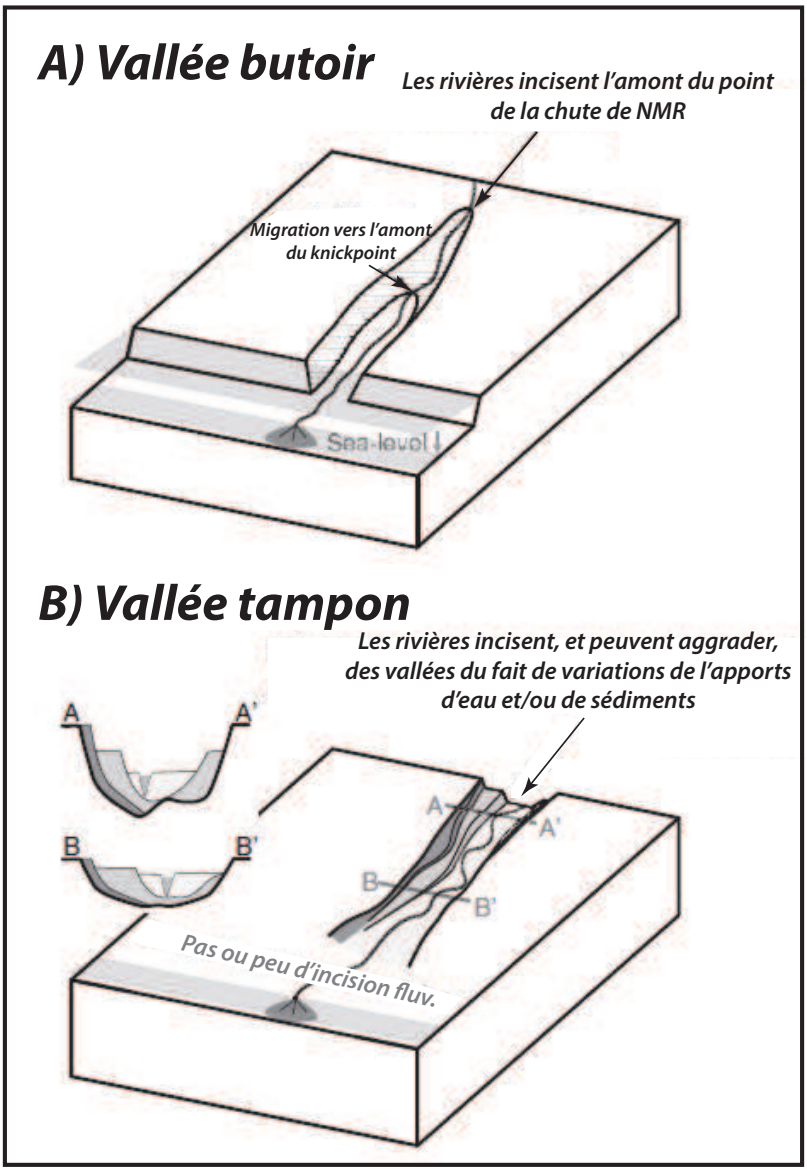


Fig. I-15: *Modèles d'incision de vallées fluviatiles butoirs et tampons : modèles des vallées butoirs et tampons (Holbrook & Bhattacharya, 2012). La vallée butoir (buttress valley) correspond à une incision fluviatile initiée au niveau de la ligne de rivage par une chute du NMR (ou de tout autre niveau de base) et migrant vers l'amont par le retrait d'un knickpoint. La vallée tampon (buffer valley) correspond à une incision fluviatile initiée à la tête d'un bassin versant par la réduction des apports sédimentaires, et migrant vers l'aval. Les taux de migration de ces deux types d'incisions dépendent notamment du coefficient de diffusion du système fluviatile*

relativement conséquent. Elle aura en revanche une influence loin à l'intérieur des terres, de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres vers l'amont pour le Mississippi (Van Heijst & Postma, 2001a). Dans ce dernier cas, les temps de réponse/rééquilibrage des grands systèmes fluviaux dépasseront largement les fréquences de variations eustatiques. Par exemple, les rivières Brazos, Colorado et Mississippi atteignant le Golfe du Mexique ont des périodes de rééquilibrage de l'ordre de 36, 99 et 248 ka respectivement (Casteltort & van den Driessche, 2003), c'est-à-dire supérieures à la majorité des cycles de Milankovitch. Il est donc extrêmement peu probable que de tels systèmes fluviatiles atteignent un équilibre dynamique au cours d'un cycle eustatique (Blum et al., 2013). Cependant, Shen et al. (2012) ont obtenu des valeurs de période de rééquilibrage pour le Mississippi comprises entre 25 et 75 ka, soit inférieures aux cycles eustatiques quaternaires. Ces auteurs montrent que le coefficient de diffusion du système fluviatile (k) se doit d'être pris en compte dans le calcul de la période de rééquilibre (t). Cette

dernière se définie donc sous la forme (Shen et al., 1992) :

$$t = \frac{L^2}{kF_F} \qquad \text{Eq. I-2}$$

L : longueur du bassin alluvial, F_F : fraction moyenne de l'année pendant laquelle la période est en condition de crue (Paola et al., 1992), k : coefficient de diffusion défini comme :

$$k = \frac{q_s}{S} \qquad \text{Eq. I-3}$$

Q_S : flux de sédiments (charge de fond) par unité de largeur de la rivière, S : pente du chenal fluviatile

Nijhuis et al. (2015), quant à eux, définissent la période de rééquilibrage d'un système fluvio-deltaïque comme :

$$t = \frac{q_s S}{r^2} \qquad \text{Eq. I-4}$$

q_s : apport sédimentaire par unité de largeur du lobe deltaïque, S : pente de la surface de l'eau, R : taux de chute de NMR

Les exemples les plus marquants de vallées butoirs profondément incisées dans les plate-formes continentales concernent celles qui se sont développées lors du Dernier Maximum Glaciaire et du bas niveau marin (-130 m) associés, notamment dans le Golfe du Mexique (Blum & Törnqvist, 2000 ; Törnqvist et al., 2006 ; Mattheus et al., 2007 ; Blum et al., 2013), ainsi que celles extrêmement spectaculaires faisant suite à une chute de NMR de plusieurs centaines à milliers de mètres lors de la crise méssinienne (tardi-Miocène) en Méditerranée et Mer Noire (Lofi et al., 2005 ; Bertoni & Cartwright, 2007 ; Gillet et al., 2007 ; Bache et al., 2009 ; Gargani et al., 2010 ; Csato et al., 2013 ; Clauzon et al., 2015). Il est à noter que ces incisions fluviatiles profondes dans les plate-formes continentales sont dues en grande partie à un abaissement de la ligne de rivage en-dessous du rebord de la plate-forme (voir Fig. I-13, Törnqvist et al., 2006).

A l'inverse, les vallées tampons (Fig. I-15, Holbrook & Bhattacharya, 2012) sont contrôlées par des processus opérants à la tête des systèmes fluviatiles et de leurs bassins versants. Ces processus comprennent des fluctuations temporelles dans les apports en eaux et sédiments introduits dans le système fluviatile. Il se produit donc des incisions —dans le cas de l'augmentation du ratio eau/sédiment— et des aggradations —diminution du ratio eau/ sédiment— fluviatiles se développant à la tête des systèmes fluviaux et qui migrent vers l'aval

tout en décroissant d'intensité. Il existe un profil d'équilibre vertical, nommé *zone tampon*, entre incision et aggradation fluviatiles maximales possiblement formées par des variations d'apports en eaux et en sédiments. De telles cycles d'incision – aggradation résultent généralement de variations climatiques. Ainsi, les systèmes fluviaux géographiquement restreints sont plus sujets aux incisions – aggradations, notamment du fait d'un temps de réponse court à de telles variations climatiques. Il en résulte également des zones tampon de forte amplitude (pouvant atteindre 100 m). A l'inverse, les grands systèmes fluviaux intégrés à l'échelle continentale sont moins sujets à de telles variations, et possèdent des zones tampon beaucoup plus restreintes (Harvey, 2002). Du fait de la reconnaissance assez précoce de l'occurrence, initialement présumée comme étant exceptionnelle, d'aggradation fluviatile en contexte de régression forcée par des variations climatiques (Blum, 1993 ; Miall, 1996 ; Sylvia & Galloway, 2001), il en a été déduit que la SU ne formait qu'une barrière temporelle « approximative » (Fig. I-12 C), que nous ne considérons plus généralement comme représentant la réalité (Fig. I-12 D ; Holbrook & Bhattacharya, 2012).

En résumé, les cycles d'incision et d'aggradation de sédiments fluviaux dans les vallées peuvent se marquer par deux mécanismes principaux. Le premier, celui qui est traditionnellement invoqué pour expliquer de tels processus, est lié à des variations de niveaux de base locaux ou régionaux et dont l'expression par excellence est le NMR. De telles vallées sont nommées vallées butoirs, typiques du cortège de régression forcée. Dans de tels systèmes, des chutes de niveau de base forcent généralement des incisions tandis que des montées de niveau de base permettent l'aggradation fluviatile. Un autre mécanisme, dont l'origine se trouve à la tête des systèmes fluviaux (vallée tampon), peut également produire des architectures stratigraphiques fluviatiles en incision ou aggradation. Il est constitué par les variations d'apports sédimentaires et d'eaux au sein du système fluviatile.

2.3.2. Aggradation fluviatile en régression forcée

L'aggradation de sédiments fluviaux à fluvio-deltaïques en contexte de régression forcée, sans incision préalable de vallées, a été produite par modélisation analogique et numérique (Wescott, 1993 ; Schumm, 1993 ; Koss et al., 1994 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Muto & Swenson, 2005 ; Petter & Muto, 2008 ; Prince & Burgess, 2013). L'aggradation fluviatile pure en régression forcée est vue comme un excès d'apports sédimentaires relativement au potentiel de transport des rivières associées. L'aggradation est donc dépendante au premier ordre du débit des rivières, lui-même dépendant de la pente des rivières (Schumm, 1993 ; Woolfe et al., 1998 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013). En cela, le concept d'aggradation fluviatile en contexte de régression forcée rejoint le concept de vallée tampon.

L'existence d'un équilibre particulier entre le gradient fluviatile et la pente du substratum nouvellement exondé lors de la chute du NMR est le principal contrôle d'occurrence d'aggradation fluviale en régression forcée (Fig. I-16).

Dans le cas d'un système fluviatile se développant sur une plate-forme continentale ou tout autre bassin récemment émergé lors de la chute concomitante de NMR, et dont le gradient d'équilibre est supérieur à la pente moyenne dudit bassin, il en résultera une aggradation des faciès fluviaux. Une telle dynamique aggradante demeure active tant que le ratio entre pente fluviale et pente de la plate-forme reste positif. Dans le cas d'un NMR chutant sous une quelconque rupture de pente marquée dans le bassin (par exemple le rebord de la plate-forme continentale ou encore la bordure d'un système deltaïque), l'équilibre ne sera plus maintenu et le système fluviatile commencera alors à s'inciser, forçant ainsi une dynamique plus conventionnellement attendue en contexte de régression forcée (Posamentier et al., 1992 ; Harvey, 2002 ; Törnqvist et al., 2006 ; Zecchin, 2007). Néanmoins, du fait de la réponse complexe des systèmes fluviaux aux variations de forçages environnementaux, une réorganisation du motif fluviatile peut provenir en lieu et place du simple couple incision – aggradation. Par exemple, dans le cas d'un NMR chutant sur une plate-forme peu ou fortement pentée, le ratio méandriforme peut diminuer ou augmenter respectivement afin de maintenir une pente d'équilibre fluviatile, sans qu'il y ait nécessité d'aggrader ou d'inciser le système (Fig. I-16, Holbrook & Bhattacharya, 2012).

La modélisation numérique et analogique (Burgess & Allen, 1996 ; Muto et al., 2007 ; Prince & Burgess, 2013) a montré que sous certaines conditions, le système fluviatile peut être aggradant en contexte de régression forcée même lorsque la pente de la plate-forme est supérieure au gradient d'équilibre du système fluviatile. Pour se faire, il est nécessaire d'introduire une « neutralisation » de l'espace d'accommodation disponible du bassin et ainsi réduire la pente du substratum sur laquelle le système fluviatile va se développer (Fig. I-17, Leeder & Stewart,

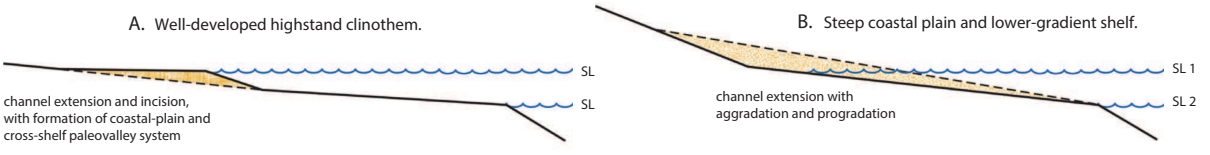


Fig. I-16: *Modèles géométriques simples illustrant la réponse des systèmes fluviatiles à une chute de NMR selon différentes combinaisons de gradients fluviatiles et de la plate-forme : (A) Cas d'un système fluviatile à faible gradient se développant lors d'une chute de NMR sur une plate-forme également peu pentée mais forçant une incision fluviatile du prisme côtier. (B) Cas d'un système fluviatile penté se développant lors d'une chute de NMR sur une plate-forme peu pentée, permettant ainsi l'aggradation fluviatile. Blum et al., (2013)*

1996 ; Ritchie et al., 2004b). Ainsi, à défaut de comparer l'équilibre entre gradient fluviale et pente de la plate-forme, c'est plutôt l'équilibre entre gradient fluviale et pente de la trajectoire de la ligne de rivage qui contrôle l'aggradation fluviatile (Helland-Hansen & Martinsen, 1996 ; Helland-Hansen & Hampson, 2009). Dans le cas d'une progradation importante de sédiments littoraux (delta par exemple) en contexte de régression forcée, la trajectoire de la ligne de rivage aura une pente faible. Si cette pente est inférieure au gradient d'équilibre de la rivière, alors l'aggradation fluviatile sera possible (Fig. I-17, voir par exemple Ritchie et al., 2004b). Ce concept rend ainsi prépondérant l'apport sédimentaire dans le système dans l'architecture des cortèges de régression forcée. En effet, la trajectoire de la ligne de rivage, et ainsi la neutralisation de la pente, sont administrées à parts égales par les apports sédimentaires, l'espace de dépôt disponible (et donc la morphologie du bassin) et les taux de chute du NMR (Helland-Hansen & Hampson, 2009). Les systèmes deltaïques en particulier, et en général tout autre système sédimentaire accumulant des dépôts littoraux importants (*strandplain*), sont

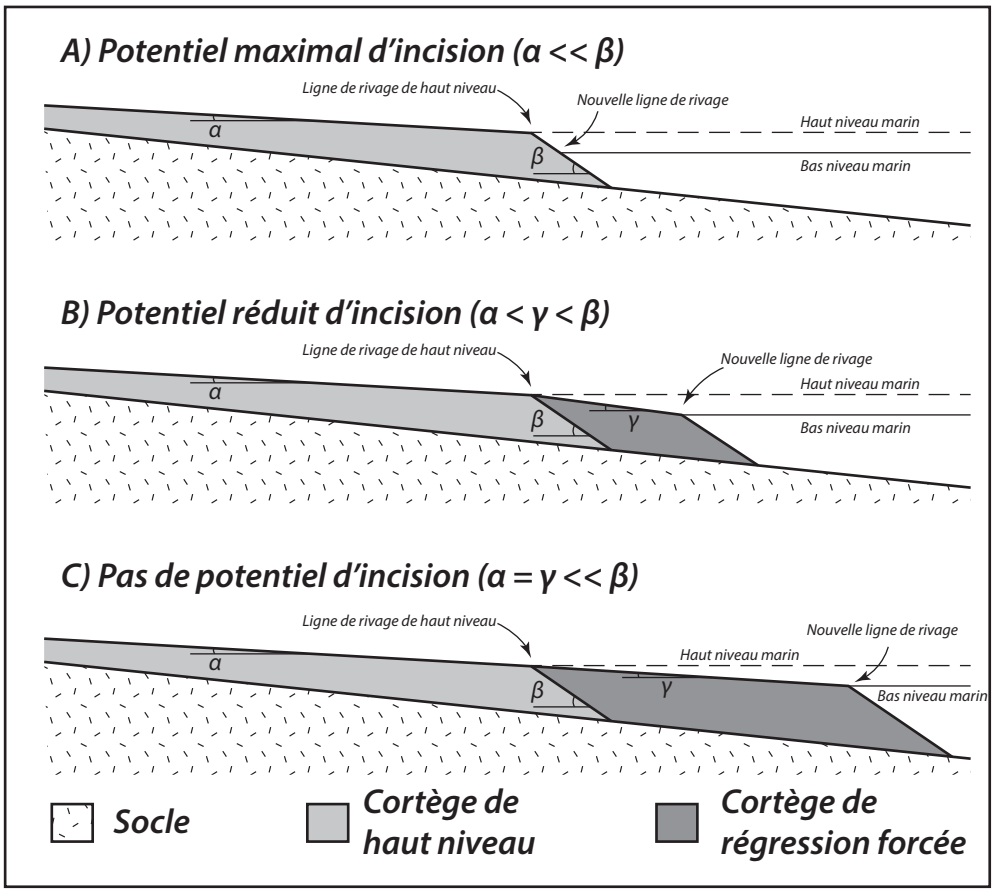


Fig. I-17: *Schéma conceptuel 2-D montrant les différences d'incisions fluviatiles en contexte de régression forcée en fonction de l'apport sédimentaire (Ritchie et al., 2004b) : (A) Incision fluviatile importante permise par la présence d'une rupture de pente, en contexte d'apport sédimentaire nul. (B) Potentiel réduit d'incision fluviatile du fait d'apports sédimentaires modérés. (C) Les forts apports sédimentaires permettent une progradation deltaïque rapide, inhibant l'incision fluviatile par la « neutralisation » de la rupture de pente.*

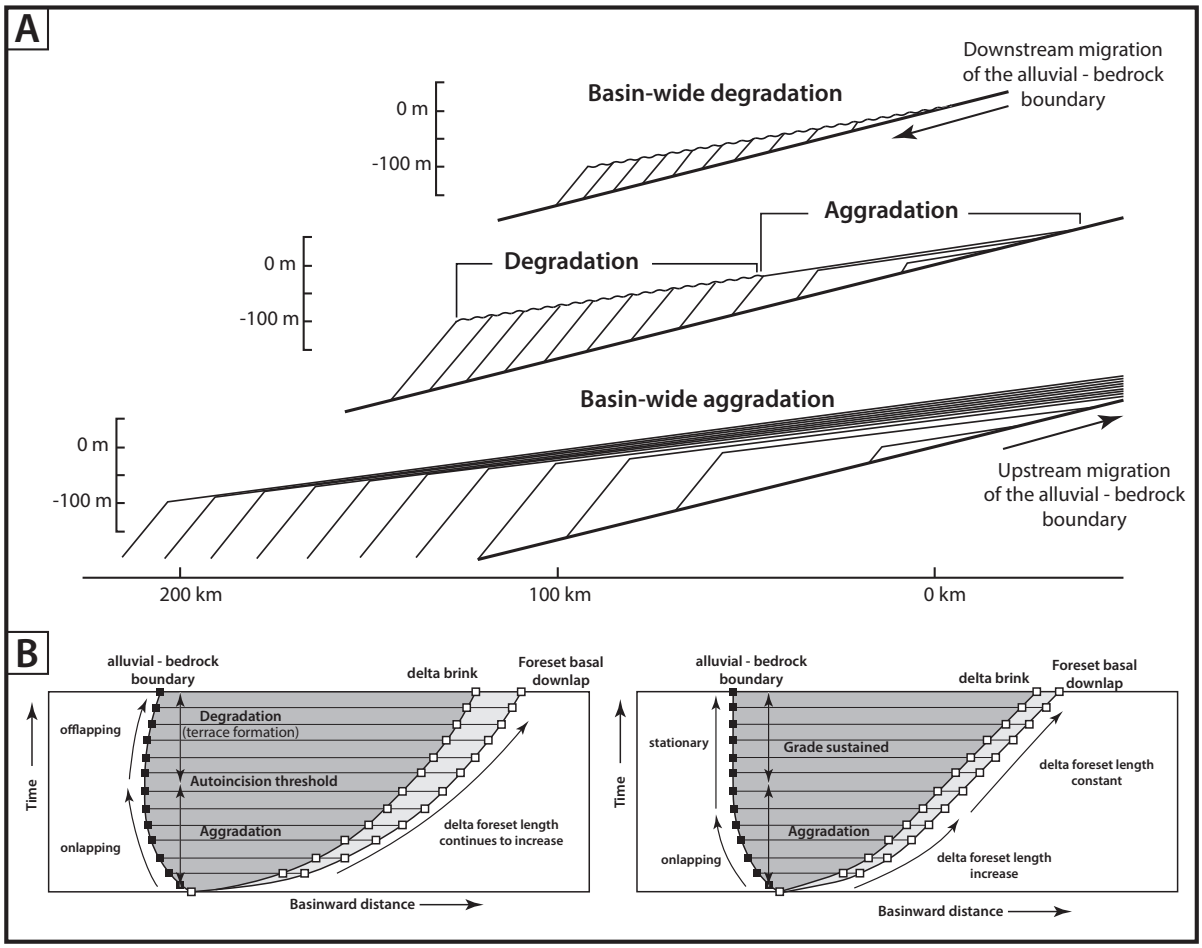


Fig. I-18: *Fig. I-18 Aggradation fluviatile et autoincision en contexte de chute de NMR : (A) Gamme des réponses stratigraphiques de trois systèmes fluvio-deltaïques en fonction des apports sédimentaires, en condition de chute de NMR à taux fixe. Sur la figure du haut, les faibles apports sédimentaires conduisant à une incision fluviatile tout le long de la plaine deltaïque. Sur la figure intermédiaire, les apports sédimentaires modérés permettent une aggradation fluviatile initiale, suivie par une période d'incision. Sur la figure du bas, les forts apports sédimentaires permettent une aggradation fluviatile pérenne (modifié de Swenson & Muto, 2007). (B) Chartes chrono-stratigraphiques montrant la réponse autogénique de systèmes fluvio-deltaïques en contexte de chute de NMR à taux fixe. Sur la figure de gauche, le gradient alluvial est inférieur à la pente du substratum. Une incision fluviatile succède à une période initiale d'aggradation fluviatile. Ce changement de tendance est nommé autoincision. Sur la figure de droite, le gradient alluvial est égal à la pente du substratum. Une période de transfert sédimentaire (bypass), pérenne, succède à une période d'aggradation fluviatile. Aucun processus d'incision fluviatile n'est observé (modifié de Muto et al., 2007).*

ainsi concernés. Il est à noter que dans le cas de systèmes alluviaux à deltaïques, l'aggradation fluviatile en régression forcée peut se maintenir pendant un certain temps, tant que le triptyque apport sédimentaire - espace disponible - chute de NMR permet un rapport entre gradient fluvial et trajectoire de ligne de rivage > 1. Dès que ce rapport chute en dessous de 1, un processus autocyclique d'incision fluviatile opère, nommée *autoincision* (Fig. I-18, Muto & Steel, 2004 ; Muto & Swenson, 2006 ; Swenson & Muto, 2007 ; Muto & Steel, 2014). L'autoincision a de fortes probabilités d'advenir dans le cas d'un système deltaïque à apport sédimentaire constant progradant dans un bassin penté, du fait de son impossibilité à maintenir une progradation constante au cours du temps. Toutefois, ces mêmes auteurs (Muto et al., 2007) suggèrent qu'une progradation sans incision fluviatile peut se maintenir tout au long d'un cycle de chute de NMR (Fig. I-18).

Des études de terrain (Woolfe et al., 1998 ; Browne & Naish, 2003 ; Fielding et al., 2003 ; Klinger et al., 2003 ; Winsemann et al., 2011) montrent que l'aggradation de sédiments fluviaux en régression forcée semble avoir une probabilité d'occurrence plus élevée dans les systèmes quaternaires. Comme il a été vu plus haut, une progradation deltaïque pérenne en contexte de régression forcée montrant initialement une aggradation fluviatile a de forte probabilité de s'autoinciser, du fait d'un volume exponentiellement grandissant d'espace à remplir. Dans la mesure où des cycles eustatiques rapides permettent des régressions forcées restreintes dans le temps, il est donc plus probable de maintenir une aggradation fluviatile pendant cette période sans autoincision. Le climat contrôle le débit des rivières, ce dernier étant le facteur principal permettant l'aggradation fluviatile sans ravinement fluviatile préalable (en contexte non glaciaire). L'aggradation fluviatile requière donc des cycles eustatiques dont les fréquences sont similaires aux cycles climatiques, typiquement de l'ordre de 10^3 à 10^4 années, afin d'éviter que la réduction cyclique des précipitations n'interviennent dans un seul cycle de chute eustatique (Gibling et al., 2011 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012). Néanmoins, l'absence de reconnaissance dans les systèmes anciens d'aggradation fluviatile en contexte de régression forcée, où des cycles eustatiques rapides ont pu être similaires à ceux du Quaternaire (Ghienne et al., 2014), peut être imputable au fait justement de l'absence de vallée incisée, élément stratigraphique conventionnellement considéré comme étant le critère diagnostic par excellence de reconnaissance des *FSST*.

2.3.3. Stockage sédimentaire fluviatile et progradation deltaïque

Le stockage de sédiments fluviaux en contexte de régression forcée est au moins une potentialité à défaut d'être une généralité. Ceci a une implication directe sur le motif de progradation deltaïque, du fait de la rétention de sédiments dans le système fluvial, ainsi indisponibles pour la progradation deltaïque. Le dépôt de sédiments fluviatiles en contexte de régression forcée a donc un impact sur les taux de progradation des systèmes alluviaux ou deltaïques associés (Porębski & Steel, 2003).

Dans le cas d'une aggradation pure, sans incision préalable de vallées, la totalité du sédiment fluvial accumulé est manquant pour la prograd-aggradation en domaine marin. Il en résulte donc des complexes deltaïques volumétriquement moins importants, l'absence, ou au moins la réduction drastique de cônes turbiditiques profonds, le passage plus précoce au TST ou encore des architectures stratigraphiques totalement différentes (par exemple *autodétachement* de Petter & Muto, 2007). Ce cas est assez simple considérant que le volume d'aggradation fluviatile correspond à un déficit net pour la progradation deltaïque.

Dans le cas d'une incision de vallée avec dépôt subséquent de sédiments fluviaux, la quantité totale de sédiments délivrée à la mer va être plus importante que la quantité totale de sédiments apportée par les rivières, malgré le stockage de sédiments fluviaux (Fig. I-19) :

Dans le cas d'une incision d'une vallée profonde mais relativement étroite, originaire de la chute de NMR sous le rebord de plate-forme et/ou de l'augmentation des taux de chute (Ritchie et al., 2004a), très peu de sédiments fluviaux peuvent potentiellement être stockés dans le système fluviatile. Par ailleurs, ce volume est nécessairement inférieur à celui dégagé par l'incision fluviatile initiale (Fig. I-19 A) et disponible pour la progradation deltaïque – alluviale et/ou de cônes turbiditiques profonds (Koss et al., 1994 ; Törnqvist et al., 2006).

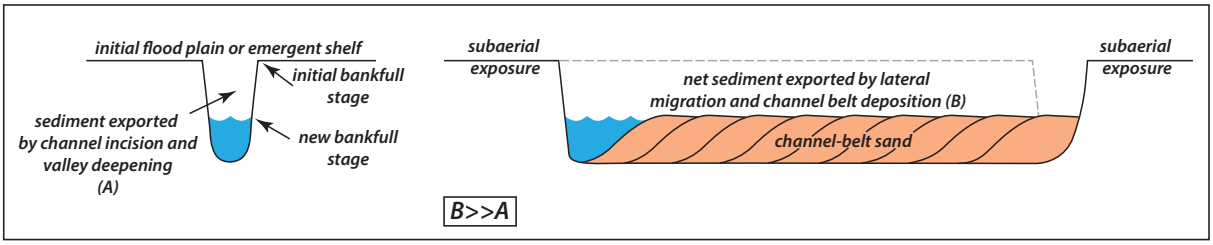


Fig. I-19: *Fig. I-19 Modèles simples illustrant l'importance de l'élargissement d'une vallée fluviatile incisée dans l'apport sédimentaire aux systèmes côtiers : (A) Incision initiale d'une vallée sans migration latérale, ce qui produit un faible excédant de sédiments délivré aux systèmes sédimentaires à l'aval. (B) Une incision fluviatile suivie d'un élargissement latéral et le dépôt contemporain d'une ceinture de chenaux exportent un volume important de sédiments (modifié de Blum et al., 2013).*

Au contraire, dans le cas d'une incision peu profonde de vallée ou d'une migration latérale de la barrière de chenaux (*channel belt)* après incision préalable, le système fluviatile a une grande liberté de divagation et d'avulsion. Ceci résulte d'une part en une plus grande érosion, en un stockage plus important de sédiments fluviaux mais aussi et surtout en un volume de sédiments atteignant le bassin beaucoup plus important que la quantité de sédiments apportée par les rivières (Fig. I-19 B, Blum et al., 2013).

A apports sédimentaires allogènes constants, un système fluviatile marqué par la mise en place d'une ceinture de chenaux permettra, de manière contre-intuitive, un apport sédimentaire vers la côte plus important que dans le cas d'un système fluviatile simplement incisé verticalement, sans mise en place d'une ceinture de chenaux (Fig. I-19). Ainsi, au lieu de manquer de sédiments, les deltas formés à l'aval de systèmes fluviatiles migrant latéralement reçoivent plus de sédiments que dans le cas d'une incision sans stockage sédimentaire. La dynamique d'incision des rivières est donc primordiale dans la définition de l'architecture des systèmes sédimentaires marins (Bonnet et al., 2003 ; Robin et al., 2005 ; Zecchin, 2007 ; Guillocheau et al., 2012), en contrôlant en partie l'apport sédimentaire.

2.3.4. Granulométrie et architecture deltaïque

Dans le cas d'incision préalable de vallée suivie d'une accrétion latérale de ceinture de chenaux, une variation de la nature du sédiment apporté au système deltaïque va se surimposer à l'augmentation de l'apport sédimentaire (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013). En considérant le stockage sédimentaire fluvial dans les vallées incisées, la fraction grossière (sables et graviers) a tendance à être retenue prisonnière dans les ceintures de chenaux tandis que la fraction fine est vannée et exportée vers le bassin. De plus, les sédiments marins préalablement excavés par l'incision précoce de la vallée, et ceux aussi transportés et redéposés dans le bassin, sont généralement plus fins, ou en tout cas contiennent une fraction fine plus importante que les sédiments fluviaux par lesquels ils sont subséquemment remplacés. Ainsi, dans le cas d'une incision préalable de vallée avec dépôts subséquents de sédiments fluviaux, même si la quantité globale (volume) de sédiments qui atteint le système deltaïque (ou le bassin) est supérieure à la quantité de sédiments apportée par les rivières, le bassin va recevoir une fraction fine beaucoup plus importante que s'il n'y avait pas de stockage de sédiments. Ceci a une très forte influence sur l'architecture deltaïque (Bhattacharya & Walker, 1992 ; Orton & Reading, 1993), la morphologie des deltas (par exemple Burpee et al., 2015), la distance de *pinchout* des *foresets* deltaïques sableux (Løseth et al., 2006) et même, dans les cas extrêmes, sur l'absence de système deltaïque, remplacé par des estuaires, des plate-formes ou des complexes littoraux argileux. Egalement, la présence de cônes turbiditiques profonds sableux dans de telles conditions peut

être sujette à des réductions de volume et de fonctionnement (Brouke et al., 2004).

En conclusion, la vision d'une érosion subaérienne comme barrière temporelle à tout endroit entre des sédiments jeunes au-dessus et vieux au-dessous est erronée et seulement rarement vraie. De même, les sédiments fluviaux observés dans les vallées incisées ne doivent pas systématiquement être interprétés comme une aggradation fluviatile appartenant au cortège de transgression mais ont plus probablement été déposés en contexte de chute de NMR et préservés dans les systèmes fluviaux durant toute la durée de la régression forcée. Enfin, l'absence de vallée incisée ne doit pas être considérée comme un critère diagnostic d'exclusion du cortège de régression forcée ; des études de terrains et expérimentales ayant montré la possibilité de l'absence totale de vallée incisée en contexte de chute de NMR.

2.4. Systèmes en régression forcée glacio-isostatique

Contrairement aux systèmes mis en place en contexte de chute glacio-eustatique, qui se développent lors d'une entrée en glaciation, ceux liés à une régression forcée glacio-isostatique se développent lors d'une déglaciation (Cf. §I-1). Ces derniers subissent donc des taux exceptionnellement élevés de chutes de NMR, allant du millimètre à la dizaine de centimètres par an (Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015), c'est-à-dire supérieurs d'au moins un ordre de grandeur par rapport aux chutes eustatiques (Fig. I-2, Siddall et al., 2003). Afin de subir une régression forcée glacio-isostatique, les systèmes sédimentaires concernés se trouvent par définition sur des zones qui ont été récemment englacées. Il en résulte ainsi que de tels systèmes ont été abondamment alimentés en eaux de fontes et en sédiments glaciogéniques, au moins dans les premiers temps de leur évolution.

Du fait de la présence des glaciers dans les bassins versants alimentant les systèmes sédimentaires, les taux d'apports sédimentaires sont ainsi également supérieurs d'un, voire deux ordres de grandeurs par rapport à des bassins versants non glaciaires, dépendamment de la taille de ces derniers (Church & Slaymaker, 1989). Il a également été noté que les systèmes sédimentaires de régression forcée glacio-isostatique, c'est-à-dire de déglaciation, sont caractérisés par une diminution des apports sédimentaires au cours du temps. Une telle réduction est vue comme le retrait glaciaire de la zone de sédimentation et ultimement du retrait des marges glaciaires hors des bassins versants des systèmes fluvio-glaciaires et donc le passage vers un système fluviatile non glaciaire (Church, 1972; 1978; Syvitski, 1989; Syvitski & Hein, 1991; Forbes & Syvitski, 1994; Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011; Nutz et al., 2014 ; Hein et al., 2014 ; Chap. III).

La majorité de la littérature portant sur des systèmes sédimentaires, particulièrement des deltas, et dont l'emplacement sous l'influence d'une régression forcée glacio-isostatique

est avéré, porte sur des systèmes quaternaires d'Amérique du Nord, d'Europe du Nord ou du Groenland. En effet, comme il a été vu plus haut, les systèmes deltaïques ou côtiers tardi-pléistocènes à holocènes et qui sont aujourd'hui émergés et présents sur des zones qui ont été précédemment englacées se rapportent nécessairement à un rebond glacio-isostatique qui a excédé la montée glacio-eustatique (zone dominée isostasie). Une lacune de reconnaissance dans les séries anciennes existe donc. Elle provient du fait (1) de la difficulté de l'attribution formelle de tels systèmes à des forçages glacio-eustatique ou –isostatique, et (2) d'une répartition géographiquement restreinte des systèmes glacio-isostatique par rapport à une répartition globale des systèmes de régression forcée glacio-eustatique. Par ailleurs, considérant des apports sédimentaires supérieurs d'un ordre de grandeur dans les systèmes de régression forcée glacio-isostatique par rapport à des régressions forcées glacio-eustatiques, ainsi que des taux de chute de NMR également supérieurs d'un à trois ordres de grandeur, il est suggéré que les architectures deltaïques soient, en l'absence de contraintes temporelles, d'apparence similaire. Un des objectifs de cette thèse est donc de tenter de produire des critères de discrimination des systèmes sédimentaires de régression forcée glacio-isostatique par rapport à glacio-eustatique, en l'absence de données de datation où dans le cas d'intervalles de temps trop restreints.

Les deltas mis en place en contexte de régression forcée glacio-isostatique se divisent en deux catégories principales, que forment les deltas positionnés dans la zone dominée isostasie et ceux de la zone dominée eustatisme (Fig. I-20).

Dans la zone dominée isostasie, les deltas mis en place après le LGM sont aujourd'hui par définition presque entièrement émergés. Seules leurs parties les plus profondes sont encore actuellement immergées (Hart & Long, 1996). La séquence sédimentaire typique des deltas mis en place dans une telle zone comprend, de la base au sommet :

- Une surface d'érosion glaciaire, imprimée sur le substratum rocheux ou sur des séries sédimentaires plus anciennes. Cette surface peut être drapée par endroit par des sédiments sous-glaciaires, comme des tills ou des eskers.
- Immédiatement au-dessus se placent des dépôts de cônes d'épandages proglaciaires et/ou des argiles glaciomarines proximales à débris délestés, mis en place en domaine sous-aquatique proglaciaire dans les mers postglaciaires, lors d'un retrait initial des marges glaciaires de la zone. Un motif de granocroissance est généralement observé, indiquant une progradation de ces systèmes, en contexte de chute de NMR, et malgré le retrait glaciaire.
- Le retrait glaciaire subséquent, et ainsi la rétrogradation de la source sédimentaire, se marquent dans l'enregistrement sédimentaire sous forme d'une granodécroissance, quelquefois qualifiée de pseudo-MFS.
- Une seconde séquence progradante se marque ensuite dans le système sédimentaire

provenant de la progradation active d'un delta alimenté en eau de fonte et sédiments glaciogéniques par les marges glaciaires toujours en retrait (Powell & Cooper, 2002). Cette progradation se caractérise par des dépôts turbiditiques ou des barres d'embouchures, dépendamment de plusieurs paramètres dont la morphologie du bassin, les taux de chute de NMR et d'apports sédimentaires (Corner, 2006 ; Eilertsen et al., 2011 ; Nutz et al., 2015a).

- Enfin, le sommet de cette succession se marque par la présence de dépôts littoraux étagés (plages, *shoreface*, plate-forme de flèche, lagon, etc.) mais également et surtout par une incision fluviatile importante, marquée par des chenaux incisés dans les anciens dépôts deltaïques proglaciaires. Ce dernier stade peut être interprété comme le reflet de l'arrêt des apports glaciogéniques lors du retrait des marges glaciaires hors des bassins versants des rivières alimentant les deltas (Cf. Chap. III).

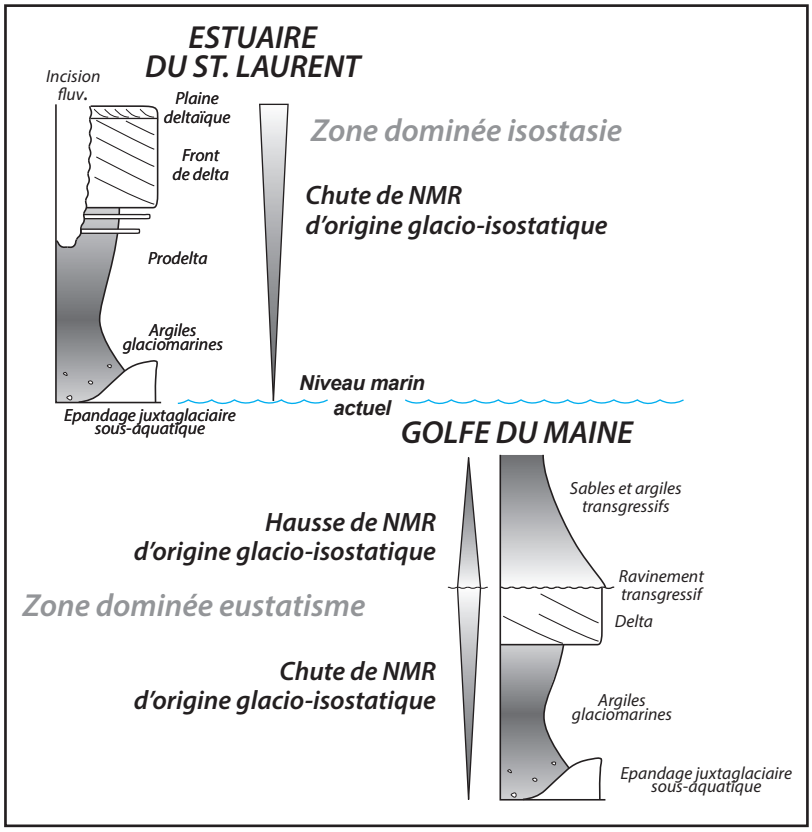


Fig. I-20: *Coupes lithostratigraphique synthétiques mettant en évidence la tendance exclusivement régressive (chute de NMR) de la zone dominée isostasie (à gauche, modifié de Nutz et al., 2015) de celle régressive puis transgressive de la zone dominée eustatisme (à droite, modifié de Hein et al., 2014). Les schémas ne sont pas à l'échelle.*

Bien que mise en place en contexte de chute de NMR atteignant des taux de plusieurs centimètres par an, une importante prograd-aggradation des systèmes est généralement observée (Nutz et al., 2015). Il est à noter qu'au sein de ces séries sédimentaires, les argiles glaciomarines, les cônes d'épandages proglaciaires ainsi que les systèmes deltaïques peuvent être absents ou faiblement exprimés. Au contraire, le plancher strié ainsi que les dépôts littoraux étagés sont des caractères virtuellement ubiquistes et dans certains cas, ces derniers peuvent se superposer directement sur le socle strié (Fraser et al., 2005). Les dépôts inhérents à la déglaciation (argiles glaciomarines et cônes d'épandage proglaciaires) sont les plus abondants volumétriquement, suppléés par les dépôts grossiers à très grossiers des cônes d'épandages. Ensuite, les dépôts deltaïques sont principalement sableux à silteux dans des proportions équivalentes. Enfin, les dépôts littoraux et fluviatiles constituant le sommet des séquences de déglaciation sont majoritairement sableux (Fig. I-20).

Les zones géographiques qui, lors de la dernière déglaciation, ont vu la mise en place de tels complexes deltaïques (au sens large), sont les pourtours de la Norvège (Corner, 2006 ; Lyså et al., 2010 ; Eilertsen et al., 2011) et les parties les plus septentrionales du Danemark (Nielsen & Johannessen, 2009), la Baie d'Hudson (Teller, 2001 ; Lajeunesse et al., 2002 ; 2003a ; 2003b ; Fraser et al., 2005), l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent (Sala, 1991 ; Hein et al., 1991 ; Hart & Long, 1996 ; Dionne & Occhietti, 1996 ; Shaw et al., 2002 ; 2006), ainsi que le Groenland (Hansen, 2004 ; Storms et al., 2012).

La mise en place de ces séries de déglaciation dans la zone dominée isostasie est comprise dans une gamme de temps inférieure à 10^4 années, et même généralement inférieure à quelques milliers d'années (par exemple, Lajeunesse et al., 2002 ; 2003 ; Hansen, 2004 ; Corner et al., 2006 ; Nutz et al., 2014 ; 2015a ; Chap. II, III et IV). La reconnaissance de telles successions peut être très problématique, particulièrement dans les séries anciennes où, en l'absence de contraintes de datation, une interprétation en termes de stratigraphie séquentielle conventionnelle peut mener à des inversions de tendances (voir Nutz et al., 2015 pour une synthèse). Par exemple, la progradation initiale des cônes d'épandage proglaciaires peut être interprétée comme un TST, la pseudo-MFS comme une MFS *s.s.*, la progradation deltaïque comme un HST et l'incision fluviatile finale comme marqueur d'un FSST (par exemple Pazos, 2002), alors qu'au contraire la mise en place de ces dépôts s'est intégralement déroulée en contexte de chute de NMR forcée par le rebond glacio-isostatique.

Les deltas mis en place en domaine dominé eustatisme montrent une séquence de déglaciation relativement similaire à celle caractérisant la zone dominée eustatisme à la différence que ces successions sont actuellement toutes immergées. En effet, comme il a été vu plus haut, ces zones ont été déglacées précocement et ont donc subi à ce moment-là une chute de

NMR forcée par le rebond isostatique, alors que la montée eustatique globale n'était pas encore très active. Ainsi, la mise en place de cône d'épandage proglaciaire, d'argiles glaciomarines et de deltas proglaciaires s'est effectuée comme décrit précédemment, en contexte de chute de NMR. Cependant, la hausse de NMR subséquente, forcée par la montée eustatique, a permis un ennoiement de ces séries. Généralement, cette montée est intervenue assez tôt pour inhiber le développement d'une importante érosion fluviatile au sommet de ces successions.

Lors de la dernière déglaciation, la Côte Sud de l'Île de Terre-Neuve (Shaw & Forbes, 1992 ; 1995 ; Shaw et al., 2008), le Grand Banc de Terre-Neuve (Dalrymple et al., 1992), la Nouvelle-Ecosse et le Nouveau-Brunswick (Forbes et al., 1995 ; Shaw, 2005 ; Shaw et al., 2009), le Golfe du Maine (Hein et al., 2014) et la Grande-Bretagne (Boulton, 1990) font parties des localités ayant vu la mise en place de systèmes deltaïques en contexte de régression forcée et leur ennoiement subséquent. Ainsi, le sommet de la succession se caractérise dans ce cas de dépôts littoraux ou deltaïques, tronqués par une surface de ravinement transgressif, elle-même scellée par des dépôts d'*offshore*. Ces zones, comme étant situées par définition loin des dômes glaciaires résiduels ou déconnectés précocement, de faibles apports sédimentaires les ont atteintes. Notamment, aucun cône d'épandage proglaciaire ni delta proglaciaire ne se sont déposés en contexte de chute de NMR sur le Grand Banc de Terre-Neuve. Les dépôts caractérisant la chute et la hausse du NMR consistent essentiellement en un remaniement des anciens dépôts sous-glaciaires diamictiques (tills) (Dalrymple et al., 1992).

3. L'Estuaire du St. Laurent : contexte géologique

L'Estuaire du St. Laurent sépare les roches du socle grenvillien formant le bouclier canadien au nord et les séries appalachiennes plus jeunes au sud. La province de Grenville, formée de roches ignées et métamorphiques, correspond à la racine profonde d'un orogène géant, résultant au mésoprotérozoïque–néoprotérozoïque (entre 1 090 et 980 Ma) de la collision des plaques Laurentia et Amazonia (Hynes & Rivers, 2010 ; Dufréchou & Harris, 2013). La marge sud de l'Estuaire est quant à elle formée de roches sédimentaires, métasédimentaires, intrusives et volcaniques néoprotérozoïques et principalement paléozoïques de la Province des Appalaches (Canada, 2012). Cette dernière est issue de la collision appalachienne, marquant la fermeture polyphasée de l'océan Iapetus, comprenant les phases Taconienne à l'Ordovicien moyen et supérieur, Acadienne au Dévonien moyen et Alléghanienne au Carbonifère - Permien (Rocher & Tremblay, 2001 ; Zagorevski & Van Staal, 2011 ; Tremblay et al., 2011 ; Chopin et al., 2014).

L'Estuaire du St. Laurent, d'axe NE-SO, forme quant à lui une profonde cicatrice dans la lithosphère et représente un système de rift Jurassique – Crétacé inhérent à l'ouverture du secteur Labrador de l'océan Atlantique (Rocher & Tremblay, 2001 ; Tremblay et al., 2013).

Ce rifting mésozoïque réactive les failles issues d'un rifting antérieur précambien – cambrien de l'ouverture de l'océan Iapetus. L'Estuaire du St. Laurent est formé sur sa marge nord par un demi-graben dont l'azimuth du pendage se fait vers le SE. Ce demi-graben est marqué par la présence d'une faille normale majeure courant le long du rebord nord de l'Estuaire, occasionnellement réactivée et formant un escarpement bien marqué, aérien aux alentours au sud-ouest de l'estuaire et devenant sous-aquatique aux alentours de la Malbaie (Tremblay et al., 2003). Le demi-graben du St. Laurent sépare, sur la marge nord de l'Estuaire et du Golf du St. Laurent les roches de la province de Grenville, formant le cœur du craton canadien, et les roches sédimentaires carbonatées et terrigènes cambro-ordoviciennes de la province de la plate-forme du St. Laurent, formées par des sédiments syn-rifts, de marges passives grenvilliennes et d'avant-pays appalachien. Le système de rift du St. Laurent lie les grabens d'Ottawa-Bonnechère et du Saguenay, tous deux d'axe NW-SE, interprétés comme des branches avortées de l'ouverture de l'océan Iapetus (Tremblay et al., 2003 ; 2013).

La topographie actuelle du bouclier canadien, caractérisée par un relief vallonné dont les altitudes sont comprises entre 500 et 1 000 m, est largement héritée de la pénéplanation des anciens reliefs précambriens (Fig. I-21, Ambrose, 1964). De larges vallées structurales, dans lesquelles coulent les rivières actuelles, dissèquent profondément les roches de la Province de Grenville. Ces vallées structurales ont un axe perpendiculaire à l'axe de l'Estuaire du St. Laurent et focalisent les écoulements des rivières actuelles vers ce dernier. Celles-ci mesurent plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres de long et plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres de large. La profondeur observée de ces vallées est typiquement de l'ordre de 200–400 m pour la partie visible, bien qu'un remplissage sédimentaire d'une épaisseur inconnue constitue le fond de ces vallées (Lajeunesse, 2014). Elles sont caractérisées par des flancs abrupts, fréquemment verticaux et comprennent à leur base une gorge caractérisée par un profil en V (Lajeunesse, 2014). Il existe une hiérarchie dans les dimensions de ces vallées, les plus grandes étant les vallées de Manicouagan, Outardes, Walker, Pentecôte, Ste-Marguerite et Moisie. Le fjord du Saguenay quant à lui est un cas à part puisque sa formation découle en partie d'un effondrement de rift (Tremblay, 2013). L'âge de ces vallées et gorges associées n'est pas connu mais est inféré comme étant pré-Quaternaire (Lajeunesse, 2014). Exception faite des

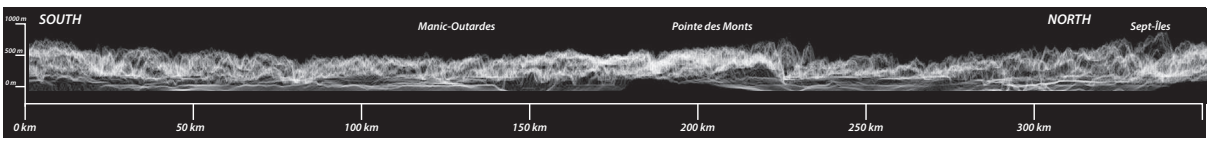


Fig. I-21: *Profils topographiques superposés (large-swath) de la Côte Nord de l'Estuaire du St. Laurent. Le socle grenvillien, formant les topographies les plus hautes, montre un motif apparent de blocs basculés. Les accumulations sédimentaires (complexes deltaïques) forment des replats bien marqués au-dessus du niveau marin actuel.*

vallées structurales, dont l'origine n'est pas clairement déterminée, le relief de pénéplaine qui caractérise le bouclier canadien est interprété comme étant virtuellement inchangé depuis le paléozoïque inférieur, voire même depuis le protérozoïque (Ambrose, 1964).

Les sédiments quaternaires post-wisconsiniens (tardi-pléistocènes à holocènes) reposent quasiment partout directement sur le socle des provinces de Grenville ou de la plate-forme du St. Laurent. Des sédiments anté-wisconsinien ont toutefois été occasionnellement observés, dans des dépressions topographiques les préservant des érosions glaciaires et marines subséquentes. Notamment, l'Île au Coudre comprend une importante série d'âge illinoïen - sangamonien (Brodeur & Allard, 1985 ; Clet & Occhietti, 1995 ; Occhietti et al., 1995), ainsi que dans l'astroblème de Charlevoix.

4. La déglaciation consécutive au Dernier Maximum Glaciaire au Canada Atlantique

4.1. Du LGM à la déglaciation

Le *LGM* correspond à la dernière période de l'Histoire de la Terre durant laquelle une grande partie de l'hémisphère nord était recouverte par des inlandsis et calottes glaciaires (Fig. I-22). Datant d'environ 23 000 ans (Pleistocene Supérieur), le LGM marque ainsi l'extension maximale des glaciers relatifs à la glaciation dite du Würm pour l'Europe, wisconsinienne pour l'Amérique du Nord ou encore weichselienne pour les Îles Britanniques. Cette période d'extension maximale de la glace fait suite à une lente croissance de ceux-ci depuis environ 100 000 ans. Bien qu'une grande partie de l'Europe du Nord et des Alpes était à ce moment englacée, le volume de glace de loin le plus important était celui composant la masse glaciaire nord-américaine, formée par la coalescence des Inlandsis de la Cordillère (positionné à l'ouest du continent, sur les Rocheuses), Laurentidien (sur le Québec) et Innuitien (sur l'archipel Arctique) (Dyke, 2004 ; Stokes et al., 2015). La majorité du Canada actuel et les états du nord des Etats-Unis étaient recouverts de glace lors du LGM (Fig. I-22).

Les marges orientales de l'Inlandsis Laurentidien atteignaient durant le LGM les rebords de la plate-forme continentale canadienne et occupaient le grand Banc de Terre Neuve (Fig. I-23, Shaw et al., 2002 ; 2006). A cette date, l'épaisseur de glace sur l'actuelle ville de Québec était de plus de 1 500 m tandis que le dôme central de l'Inlandsis Laurentidien centré sur le Nord-Québec et la Baie d'Hudson mesurait environ 3 500 m d'épaisseur (Peltier et al., 2015).

Du fait de la rhéologie ductile de la glace, de nombreux fleuves de glace (*ice streams*) se sont développés au sein de l'Inlandsis Laurentidien au cours de sa fonte (Fig. I-6, Clarke et

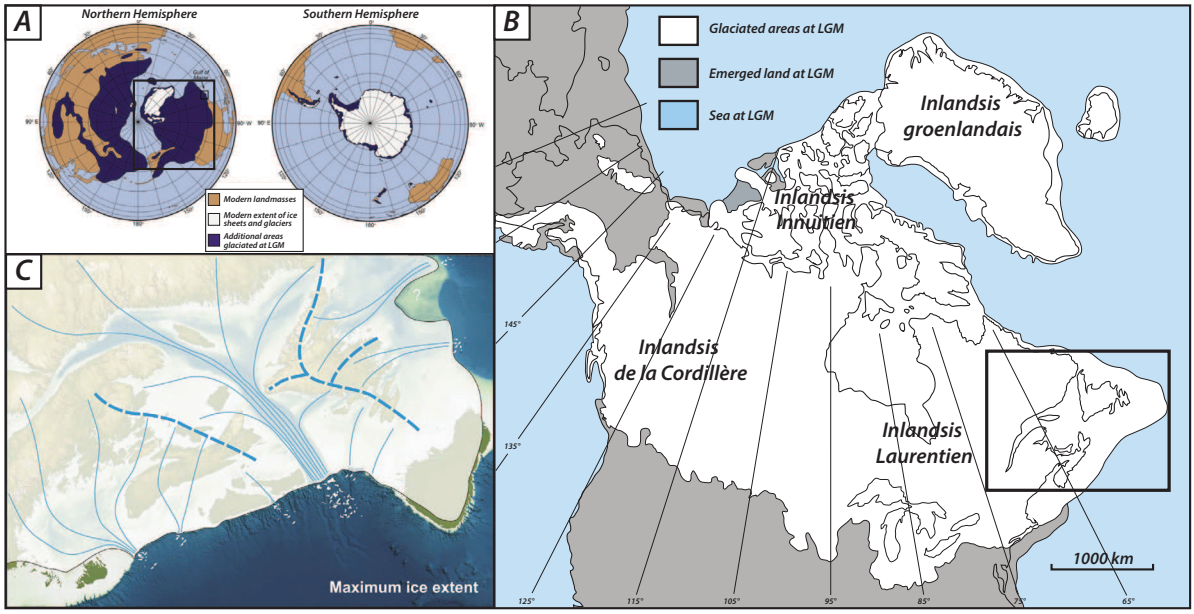


Fig. I-22: *Carte de l'extension maximale des différents inlandsis lors du Dernier Maximum Glaciaire : (A) Carte de l'extension globale des masses glaciaires lors du LGM. Le rectangle noir indique la position de la Fig. B (modifiée de Hein et al., 2014). (B) Carte de l'Amérique du Nord indiquant l'extension maximale de la masse glaciaire formée par la coalescence des Inlandsis Laurentidien, Innuitien et de la Cordillère et des terres émergées. Le rectangle noir indique la position de la figure C (modifié de Dyke, 2004). (C) Carte du Canada Atlantique et extension maximale de l'Inlandsis Laurentidien. Les marges de ce dernier atteignaient les rebords de la plate-forme continentale est-canadienne (Shaw et al., 2006).*

al., 2004 ; Margold et al., 2015). Un fleuve de glace se définit comme étant une zone où de la glace ancrée flue plus rapidement que les glaces qui l'encadrent (Swithinbank, 1954 ; Patterson, 1998 ; Bennett, 2003). Le phénomène des fleuves de glace est donc le processus principal par lequel un inlandsis perd de sa masse par l'exportation physique de la glace, notamment en période de déglaciation (voir discussion dans Margold et al., 2015). Les fleuves de glace de l'Inlandsis Laurentien ont eu deux types de terminaison : les terminaisons continentales, permettant la création de très grands lobes glaciaires (par exemple le lobe de Des Moines au Minnesota, USA, Patterson, 1997 ; Jennings, 2006) et les terminaisons marines (Chenal Laurentien, Shaw et al., 2006 ; 2009 et Détroit d'Hudson, Brookes, 2007), ayant permis le développement de *Trough Mouth Fan* (Ó Cofaigh et al., 2003 ; Piper et al., 2007 ; Li et al., 2012). Les fleuves de glace à terminaison marine ont permis un transfert efficace de sédiments vers les bassins océaniques. En effet, une terminaison marine d'un fleuve de glace permet une importante production d'icebergs (et inversement, une production d'icebergs permet de maintenir un fleuve de glace, Winsborrow et al., 2010) qui va exporter des sédiments. Plusieurs épisodes de sédimentations terrigènes qui ont été détectés dans les sédiments atlantiques pourraient correspondre à des périodes de production accrue d'icebergs, notamment du fait de l'accélération des fleuves de glace. De tels épisodes sont connus comme les évènements *Heinrich* (Heinrich, 1988 ; Andrews, 1998 ; Ross et al., 2011 ; Roberts et al., 2014).

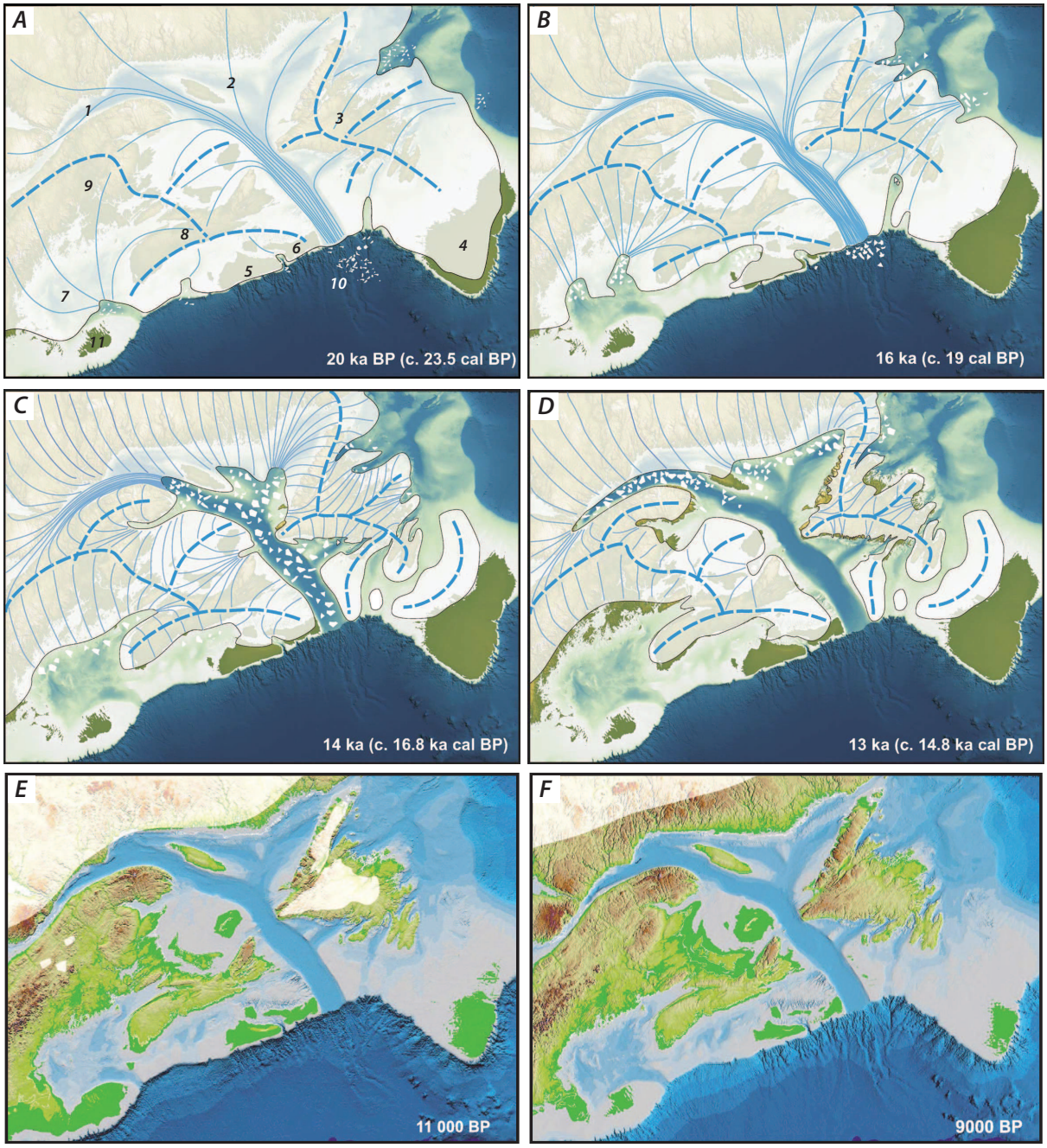


Fig. I-23: *Cartes paléogéographiques successives du retrait des marges de l'Inlandsis Laurentidien sur le Canada Atlantique incluant le Golfe et l'Estuaire du St. Laurent depuis le LGM. (A) 1 : Estuaire du St. Laurent, 2 : Golfe du St. Laurent, 3 : Île de Terre-Neuve, 4 : Grand Banc de Terre-Neuve, 5 : Banc de l'Île au Sable, 6 : Banc Banquereau, 7 : Golfe du Maine, 8 : Nouvelle-Ecosse, 9 : Maine et Nouveau-Brunswick. Les lignes pointillées bleues représentent les lignes de partage de la glace et*

Dans le Golfe du St. Laurent, la déglaciation précoce est généralement interprétée comme résultant d'une dislocation du fleuve de glace du Chenal Laurentien associé à un massif vêlage d'icebergs (Fig. I-23, Shaw et al., 2002 ; 2006 ; Dyke, 2004), bien qu'un tel modèle soit actuellement remis en question (P. Lajeunesse, pers. comm.). Ce modèle propose que le Chenal Laurentien et de manière générale l'ensemble du Golfe du St. Laurent jusqu'à l'embouchure du Saguenay soit libre de glace dès 15.0 ka Cal BP, tandis que les marges de l'inlandsis restent plus ou moins stables sur le bouclier canadien, les Appalaches, l'Île et le Grand Banc de Terre Neuve. Dès que les marges glaciaires se trouvent ancrées sur les terres, vers 12.0 – 13.0 ka Cal BP, le retrait par collapse est stoppé tandis que les processus de fonte prennent le relai (Shaw et al., 2002 ; Occhietti et al., 2011). A cette date, la glace a totalement disparu des Appalaches et du Grand Banc de Terre Neuve mais reste présente sur l'Île de Terre Neuve. Cet épisode de retrait glaciaire rapide et de réchauffement climatique global est connu sous le nom de Bølling-Allerød (14.6 à 12.9 ka Cal BP) et peut être dû à une redirection des écoulements proglaciaires des eaux de fontes de la LIS vers le Mississippi depuis la Baie d'Hudson (Obbink et al., 2010 ; Carlson et al., 2012). Entre 12.0 et 8.0 ka Cal BP, les marges glaciaires se retirent lentement et linéairement vers le nord : en Abitibi, cette période correspond à un retrait de 600 km tandis que sur la Basse Côte Nord (région de Sept-Îles), le retrait n'est que d'une centaine de kilomètres (Occhietti et al., 2011). Une exception pourrait concerner le lac St. Jean, que certains modèles considèrent libre de glace dès 12.9 ka Cal BP (Nutz et al., 2015). Le retrait glaciaire global voit néanmoins un retour temporaire à des conditions climatiques glaciaires, épisode connu sous le nom de Dryas Récent (*YD : Younger Dryas*) entre 13.0 et 11.5 ka Cal BP. Ce refroidissement se marque par des ré-avancées glaciaires dans le sud du Québec de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres marquées par le complexe morainique de St. Narcisse (Occhietti, 2007) ou Québec North Shore (Occhietti et al., 2011). Dès 8.0 ka Cal BP, le retrait vers le nord s'accélère ; à 6.0 ka, le LIS n'est plus qu'un dôme résiduel de quelques milliers de km² centré sur le Nord-Québec (au sud de la Baie d'Ungava, Clark et al., 2000 ; Occhietti et al., 2011) avant sa disparition totale et définitive peu après.

Les différents évènements de la déglaciation wisconsinienne (Bølling-Allerød, Dryas Récent) sont caractérisés par des variations importantes de températures globales qui peuvent être des causes ou des effets de la fluctuation de la LIS et qui se marquent par des variations de l'isotope 18 de l'oxygène ($\delta^{18}O$) dans l'atmosphère. De telles variations sont enregistrées dans les glaces du Groenland (Dansgaard et al., 1993 ; Rahmstorf, 2002 Rasmussen et al., 2006) et permettent ainsi de caractériser les périodes d'oscillations climatiques. La période du LGM est ainsi caractérisée par le Stade Isotopique 2 (*OIS : Oxygen Isotope Stage,* voir Fig. I-2 et Debret et al., 2009).

4.2. L'invasion des mers postglaciaires et la chute de NMR

Le retrait initial des marges glaciaires, a permis une invasion de mers dites postglaciaires sur les terres glacio-isostatiquement flexurées (Fig. I-24, Occhietti et al., 2004) :

Mer de Champlain sur l'actuelle basse vallée du fleuve St. Laurent et la tête de la vallée de la rivière Hudson au Vermont (USA). Le lac Champlain (Vermont) est une relique de cette mer postglaciaire (Cronin et al., 2008) ;

- Mer de Laflamme dans le bassin du Lac St-Jean et sur le Saguenay (Nutz et al., 2014 ; 2015a ; 2015b) ;
- Mer de Goldthwait sur l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent (Goldthwait, 1911 ; Elson, 1969 ; Dionne, 1977) ;
- Mer d'Iberville dans la Baie d'Ungava (Occhietti et al., 2004) ;
- Mer de Tyrrell dans les baies James et d'Hudson (Occhietti et al., 2004) ;
- Mer de De Geer sur le Golfe du Maine.

Ce travail de thèse se concentre uniquement sur des systèmes liés à la Mer de Goldthwait. Cette dernière a atteint des altitudes comprises entre 100 et 200 m au-dessus du niveau marin actuel, entre l'actuelle ville de Québec et le delta de la rivière Natashquan (Sala & Long, 1989 ; Sala, 1991), comme indiqué par d'abondants sédiments marins déposés et préservés jusqu'à ces altitudes. L'altitude maximale atteinte par la mer postglaciaire, indiquée par la présence des plus hauts sédiments marins, est nommée limite marine. L'altitude maximale atteinte par une mer postglaciaire est d'une importance primordiale, considérant que c'est cette altitude qui contrôle la mise en place des différents complexes deltaïques dont il est question dans ce travail de thèse. Le terme *invasion marine* sera préféré à celui de *transgression marine* dans la suite de ce travail de thèse, celui-ci faisant implicitement référence à la présence d'un cortège transgressif (voir Chap. II et III).

Les extensions maximales des différentes mers postglaciaires n'ont pas été contemporaines. Elles dépendent en particulier du calendrier du retrait des marges glaciaires sur chaque zone. Considérant que les taux de rebond glacio-isostatique sont supérieurs à ceux de remontée glacio-eustatique (Boulton, 1990 ; Shaw et al., 2002 ; Peltier & Fairbanks, 2006), l'extension et la profondeur maximales d'une mer postglaciaire sont atteintes immédiatement après le retrait des marges glaciaires de la zone, au moment de l'invasion marine. Au cours du temps, l'extension d'une mer postglaciaire ne fera donc que se réduire. Ceci implique également qu'une mer postglaciaire subit à partir de l'instant même de son invasion sur les terres glacio-isostatiquement flexurées une régression forcée. Sur l'est canadien, la Mer de De Geer est la première à se mettre en place, dès 14.8 ka (déglaciation précoce de la plate-forme continentale canadienne, Shaw et al., 2006) suivie par la Mer de Goldthwait (14-11 ka, Shaw et al., 2006 ;

Chap. II, III et IV), la Mer de Champlain (13 ka, Cronin et al., 2008) et la Mer de Laflamme (12-11 ka, Nutz et al., 2014 ; 2015a).

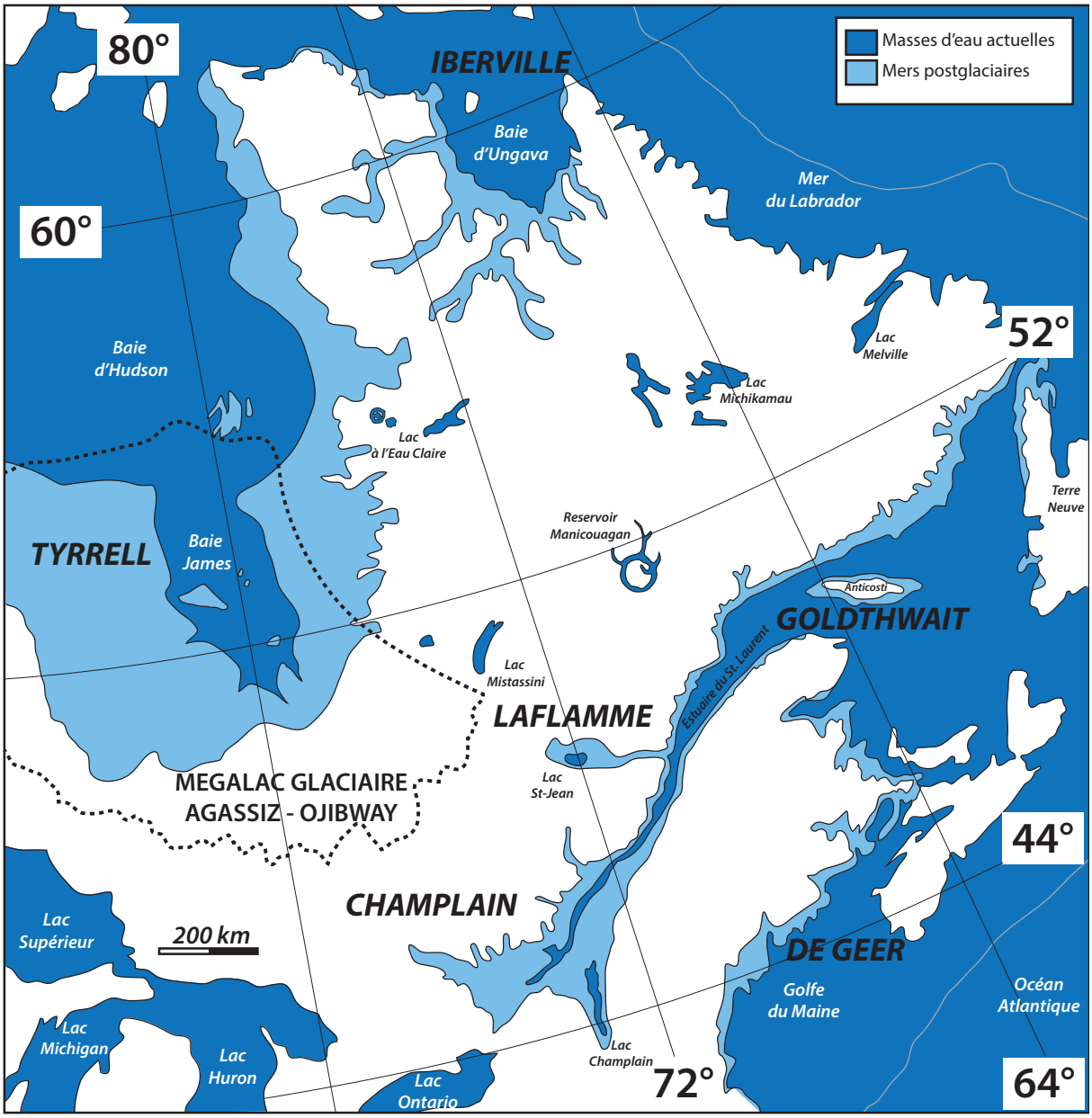


Fig. I-24: *Carte de l'extension maximale des mers postglaciaires ayant envahi les terres glacio-isostatiquement flexurées lors du retrait des marges glaciaires. Les traits pointillés représentent l'extension maximale du lac proglaciaire Agassiz-Ojibway, vers 8 800 ans Cal BP. Noter que l'extension maximale de ces mers et du lac Agassiz-Ojibway n'est pas synchrone et dépend des motifs locaux ou régionaux de retrait glaciaire ; cette carte ne représente donc pas une paléogéographie (modifié de Occhietti et al., 2004 pour les mers postglaciaires et Clarke et al., 2004 pour le lac Agassiz-Ojibway).*

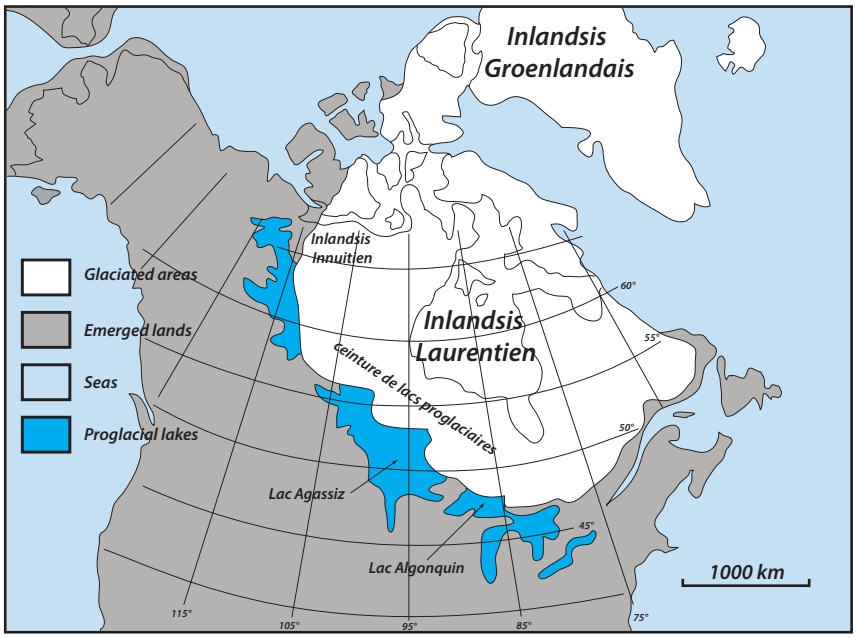


Fig. I-25: *Ceintures de lacs proglaciaires à 10 700 ans cal BP. L'existence de cette ceinture de lacs proglaciaires était permise par la flexure glacio-isostatique résiduelle au-delà des marges en retrait de l'Inlandsis Laurentidien (modifié de Dyke, 2004).*

La flexure glacio-isostatique des terres aux abords immédiats des marges glaciaires a permis le développement d'une ceinture de lacs proglaciaires sur une période courant du LGM jusqu'au milieu de l'Holocène (Fig. I-25, Dyke, 2004). Particulièrement, la présence d'un dôme glaciaire résiduel sur le nord du Québec et la Baie d'Hudson, ainsi qu'une flexure importante immédiatement au sud de ses marges, a permis la formation, entre ~12 et 8.2 ka Cal BP, de deux gigantesques lacs proglaciaires, nommés Agassiz et Ojibway (Clarke et al., 2004). Ceux-ci, barrés au nord par les marges glaciaires, se sont épisodiquement drainés dans l'océan, via le bassin des Grands Lacs et le Mississippi, le McKenzie et le St. Laurent. Le dernier épisode lacustre a vu la coalescence de ces deux lacs et la formation d'un mégalac (Fig. I-24) d'un volume approximatif de 100 000 km^3 (Veillette, 1994 ; Törnqvist & Hijma, 2012), qui s'est ultimement drainé dans la Mer de Tyrrell (Baie d'Hudson) vers 8.2 ka Cal BP (Clarke et al., 2004 ; 2009 ; Lajeunesse & St-Onge, 2008 ; Haberzettl et al., 2010 ; Hijma & Cohen, 2010 ; Li et al., 2012 ; Törnqvist & Hijma, 2012), entrainant un rebond *hydro-isostatique* (Teller, 2001 ; Leverington et al., 2002 ; Rayburn & Teller, 2007 ; Yang & Teller, 2012 ; Breckenridge, 2013 ; Teller & Yang, 2014). Bien que non exploré plus en avant dans ce travail de thèse, la présence de tels lacs est mis en parallèle avec l'invasion des mers postglaciaires et illustre ainsi le potentiel pour des masses d'eaux d'occuper les terres glacio-isostatiquement flexurées lors du retrait précoce des marges glaciaires.

Il est à noter que des mers postglaciaires ont existé seulement dans la zone dominée isostatique (Boulton, 1990, voir Shaw et al., 2002). Au contraire, dans la zone dominée eustatisme, le retrait des marges glaciaires dans les premiers temps de la glaciation, c'est-à-dire en contexte de niveau marin global bas avec des taux de montée encore faibles (Peltier et al., 2015), a permis à des hauts topographiques très étendus (plusieurs milliers de km²) et aujourd'hui submergés (Grand Banc de Terre Neuve, Banc de l'Ile au Sable, Banc Banquereau), d'être temporairement émergés (Shaw et al., 2006). Comme il a été expliqué plus haut (zone dominée eustatisme), ces zones ont rapidement été ennoyées du fait de la montée glacio-eustatique et des faibles taux de rebond glacio-isostatique (Fig. I-26, Dalrymple et al., 1992).

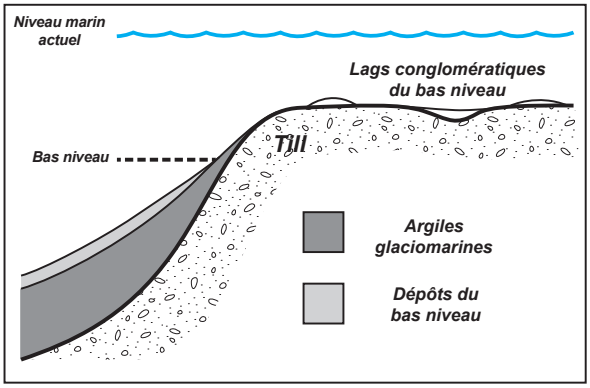


Fig. I-26: *Coupe stratigraphique simplifiée du Gand Banc de Terre-Neuve, mettant en évidence l'émersion des terres après le retrait glaciaire forcée par le rebond isostatique et l'ennoiement subséquent du fait de la hausse de NMR d'origine glacio-eustatique (Dalrymple et al., 1992).*

4.3. Contexte géologique de l'étude : l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent

L'Estuaire du St. Laurent (Fig. 1), qui comprend la zone située entre la ville de Québec et la Pointe-des-Monts, est le plus grand estuaire au monde (environ 15 000 km²). A titre de comparaison, il est 3 fois plus long, 6 fois plus large et contient 14 fois plus de sédiments quaternaires que la Gironde (Duchesne et al., 2010), qui compte parmi les estuaires les plus étudiés (par exemple Allen & Posamentier, 1993 ; Chaumillon et al., 2010 ; 2013). Le Golfe du St. Laurent, quant à lui, débute à la Pointe-des-Monts, s'étend jusqu'au rebord de la plate-forme continentale et couvre une superficie de plus de 230 000 km² (Fig. 1). Le Golfe et l'Estuaire sont tous deux marqués par la présence du Chenal Laurentien, dépression topographique allongée atteignant des profondeurs de plus de 300 m tandis que ses rebords, formés de la plate-forme continentale, n'atteignent en moyenne que 100 m sur les secteurs les plus orientaux de la marge est-canadienne. Le Chenal Laurentien, long de 1 500 km entre Tadoussac et le rebord de la plate-forme continentale, mesure entre 60 et 80 km de large. A Tadoussac, le Chenal Laurentien diminue abruptement de profondeur (d'Anglejan, 1990 ; Ménard, 2009), forçant à cet endroit un *upwelling* lié aux courants de marée, riche en nutriments (Simard et al., 2002).

L'Estuaire du St. Laurent se compose de 3 zones géomorphologiquement distinctes. Une plate-forme côtière peu pentée et comprise entre 0 et 30 m de bathymétrie compose les rebords nord et sud de l'Estuaire (Fig. I-27). Cette plate-forme côtière mène à un talus penté

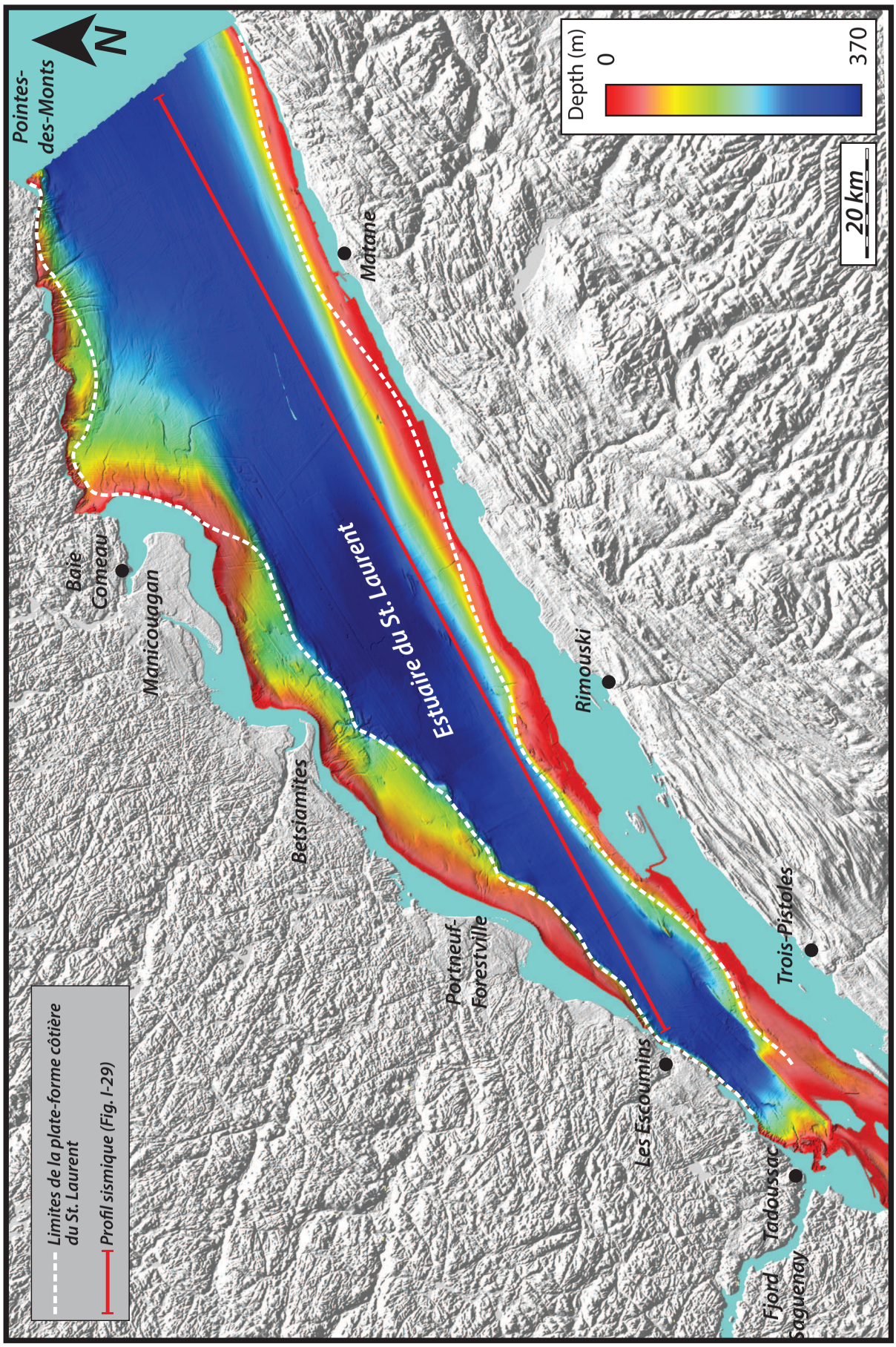


Fig. I-27: *Carte bathymétrique de l'Estuaire du St. Laurent (modifié de Duchesne et al., 2010).*

(environ 5° et atteignant par endroit 14°) marquant la transition vers des zones plus profondes du Chenal Laurentien. Enfin, ces dernières, relativement plates, atteignent des profondeurs de 370 m. La plate-forme côtière est d'une largeur variable. Sur la Côte Nord de l'Estuaire, la largeur de la plate-forme côtière atteint des valeurs maximale de 15-17 km mais peut par endroit être très restreinte (<500 m), voire inexistante (Duchesne et al., 2010 ; Normandeau et al. 2014). Cette plate-forme côtière est formée soit de sédiments meubles quaternaires, soit de socle igné, métamorphique ou sédimentaire (Canada, 2012). Le rebord de la plate-forme côtière se marque par une rupture de pente abrupte qui mène au talus. Ce dernier, formé lui-aussi de sédiments ou de socle, présente localement des chenaux incisés, des canyons et des chenaux-levées, soit à l'embouchure de rivières, soit hors de l'axe de celles-ci (Normandeau et al., 2015). La partie profonde est caractérisée par une accumulation extrêmement importante, atteignant 400 m par endroit, de sédiments quaternaires. Ceux-ci se sont déposés préférentiellement dans les dépressions topographiques du socle sous-jacent, interprétées comme résultant de l'érosion glaciaire différentielle au cours des glaciations quaternaires (Duchesne et al., 2007 ; 2010).

Le Golfe du St. Laurent, quant à lui, se compose d'une plate-forme peu pentée, comprise entre 50 et 250 m de bathymétrie, et formée par des séries carbonatées paléozoïques et mésozoïques (Sanford & Grant, 1990). Cette plate-forme est intersectée par plusieurs chenaux profonds (atteignant 510 m de profondeur) dont les profils en U sont interprétés comme résultant d'un surcreusement pré-wisconsinien (Josenhans & Lehmann, 1999 ; Lajeunesse, 2014). Le Chenal Laurentien est tributaire dans le Golfe d'autres chenaux plus restreints géographiquement : le Chenal d'Esquiman d'axe nord-sud présent entre l'Île de Terre-Neuve et le Labrador, lui-même tributaire du Chenal d'Anticosti ; ainsi que divers chenaux provenant de l'Île de terre Neuve (par exemple les chenaux Halibut et Burgeo).

La stratigraphie sismique dans l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent est assez monotone et reflète le retrait de l'Inlandsis Laurentien de la zone et la sédimentation glaciomarine, deltaïque et hémipélagique subséquente. La figure I-28 est une compilation des différentes unités sismiques équivalentes géographiquement et d'un auteur à l'autre mais nommées différemment (Syvitski & Praeg, 1989 ; Praeg et al., 1992 ; Josenhans & Lehmann, 1999 ; Duchesne et al., 2007 ; 2010 ; St-Onge et al., 2008). Il est à noter que malgré leurs natures communes, ces différentes unités montrent de très importantes variations d'épaisseur (plusieurs centaines de mètres) non seulement de l'Estuaire au Golfe mais également au sein de chacune de ces subdivisions géographiques (Fig. I-29).

L'unité 1 (Fig. I-28), la plus inférieure, repose sur le socle. Elle est constituée de sédiments d'aspect massif ou chaotique interprétés comme des faciès sous- à juxtaglaciaire (till) déposés par de la glace ancrée, et dont l'âge supposé est tardi-pléistocène à holocène,

bien que la présence de sédiments plus anciens soit très probable (par exemple Duchesne et al., 2010). Cette unité montre d'importantes variations d'épaisseurs mais peut atteindre 180 m d'épaisseur dans le Golfe (Josenhans & Lehmann, 1999) et 190 m dans les bas-fonds de l'Estuaire (Duchesne et al., 2010).

L'unité 2 montre des réflecteurs sismiques bien marqués, avec seulement quelques structures chenalisantes. Assez épaisse (70 m) dans l'axe du Chenal Laurentien, celle-ci diminue rapidement sur la plate-forme côtière (quelques mètres). Des épaisseurs similaires mais variables sont également observées dans le Golfe. Cette seconde unité est interprétée comme résultante d'une sédimentation glaciomarine proximale à distale dans la Mer postglaciaire de Goldthwait.

L'unité 3 est constituée de sédiments deltaïques à prodeltaïques fins, mis en place lors du retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentien sur le bouclier canadien. Cette unité montre un amincissement de l'ouest, où elle atteint 190 m d'épaisseur, vers l'est de l'Estuaire où elle est presque absente (moins de 10 m d'épaisseur) (Duchesne et al. 2010).

Enfin, l'unité 4 compose le sommet de la stratigraphie sismique et correspond au fond marin actuel. Elle drape toutes les autres unités sous-jacentes. Principalement résultante de la décantation d'argiles hémipélagiques, elle peut également intégrer des dépôts de contourites et d'effondrements gravitaires (Duchesne et al., 2010 ; Normandeau et al., 2013 ; 2014).

Nature	Syvitski & Praeg, 1989 Praeg et al., 1992	Duchesne et al., 2007 St-Onge et al., 2008 Duchesne et al., 2010	Josenhans & Lehmann, 1999
	St-Lawrence Estuary	St-Lawrence Estuary	St-Lawrence Gulf
Ice contact	1: Ice-contact sediments (till)	1: Ice-contact sediments (till)	1: Ice-contact sediments (till)
Glaciomarine	2: Ice-proximal sediments (glaciomarine) 3: Ice-distal sediments (glaciomarine)	2: Glaciomarine sediments	2: Glaciomarine sediments (ice proximal & distal)
Prodeltaic	4: (Pro)deltaic sediments	3: Sediments supplied by meltwater rivers 6: Local submarine fans	
Paraglacial	5: Postglacial sediments (hemipelagic mud)	4: Postglacial sediments (hemipelagic) 5: Postglacial sediments	3: Postglacial sediments
Others		7: Mass wasting deposits 8: Local contourites → Local units with various stratigraphic positions	

Fig. I-28: *Correspondance des unités sismiques dans l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent selon leurs natures (juxtaglaciaire, glaciomarine, prodeltaïque et paraglaciaire).*

Sur le rebord nord de l'Estuaire du St. Laurent, entre l'embouchure du fjord du Saguenay et la Pointe-des-Monts, quatre types de chenaux sous-aquatiques ont été distingués (Normandeau et al., 2015) :

- les chenaux alimentés par la marge glaciaire ;
- les chenaux alimentés par les rivières, associés aux systèmes deltaïques ;
- les chenaux alimentés par la dérive littorale (Normandeau et al., 2013) ;
- Les chenaux « pauvres en sédiments » (*sediment-starved canyons*), localisés hors de l'axe des systèmes fluviaux actuels (Normandeau et al., 2014).

Les deux premiers types sont aujourd'hui inactifs, comme indiqué par un drapage de sédiments fins postglaciaires, et correspondent donc génétiquement aux unités sismiques 1 et 3, respectivement. Les chenaux alimentés par les rivières sont ici interprétés comme les chenaux ayant alimenté les cônes sous-marins profonds observés au large de l'embouchure de la rivière Manicouagan (unité sismique 6 dans Duchesne et al., 2010). Les chenaux alimentés par les rivières se trouvent au droit des grands systèmes deltaïques présents sur la Côte Nord (Portneuf-Forestville, Betsiamites et Manicouagan-Outardes, Normandeau et al., 2015), ce qui indique une parenté de tels systèmes chenalisants avec les deltas. Leur inactivité suggère donc également, à l'échelle de l'Holocène récent, une inactivité des systèmes deltaïques apparentés. Les chenaux alimentés par la dérive littorale ceux privés de sédiments montrent des activités actuelles et pourraient ainsi correspondre génétiquement à l'unité sismique 4.

Le rebord de la plate-forme continentale, et plus particulièrement l'embouchure du Chenal Laurentien formant une protubérance sur le talus continental, est caractérisé par des faciès sismiques particuliers formés de dunes sableuses à conglomératiques à grande longueur

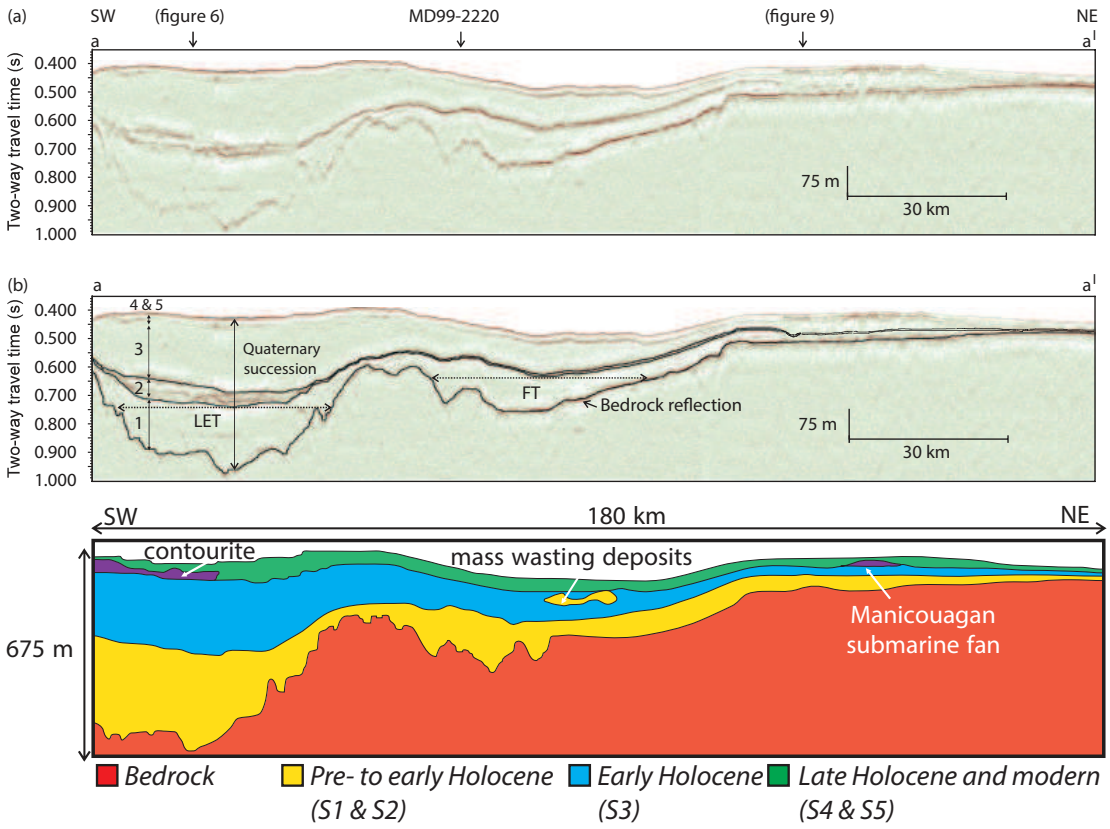


Fig. I-29: *Coupe schématique de l'Estuaire du St. Laurent représentant les épaisseurs des différentes unités sismiques (modifié de Duchesne et al., 2010).*

d'onde (30-80 m) et de dépôts d'argiles rouges (voir Piper et al., 2007 et les références incluses). Initialement expliqués comme dérivant du séisme du Grand Banc de Terre Neuve de 1929 et du courant de turbidité qui en a résulté (Hughes-Clarke et al., 1990, voir également Talling et al., 2012), ces facies ont ensuite été réinterprétés comme associés à l'extension maximale de l'Inlandsis Laurentidien jusqu'au rebord de plate-forme et des processus de crues sous-glaciaires qui ont permis l'accrétion du cône laurentien (Piper et al., 2007).

Les différentes unités sismiques observées par les méthodes géophysiques dans l'Estuaire du St. Laurent pourraient correspondre pour la plupart d'entre elles aux équivalentes distales de séries sédimentaires observées à terre (Cf. Chap. II et III). Par exemple, les argiles glaciomarines et les sédiments deltaïques se retrouvent à la fois en mer et à terre (par exemple Duchesne et al., 2010). Une telle corrélation terre-mer provient du fait de la chute de NMR et de l'exondation des séries proglaciaires, deltaïques et littorales. Ici également, il est à noter que la similarité de faciès n'est pas nécessairement corrélable temporellement et/ou le long d'un même profil de dépôt.

4.4. Géographie physique de la zone d'étude

Les accumulations sédimentaires tardi-pléistocène et holocène se trouvent majoritairement aux débouchés des vallées structurales, et constituent des systèmes deltaïques aujourd'hui inactifs. Ceux-ci forment des protubérances sur l'Estuaire du St. Laurent (Fig. 1), notamment les deltas de Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III), Betsiamites, Manicouagan-Outardes et Sept-Îles (Cf. Chap. II) pour les plus importants. Entre ces systèmes deltaïques, le long de la Côte, ces accumulations sédimentaires importantes sont absentes ou bien remplacées par une mince couverture (moins de 10 m d'épaisseur) de sédiments de contact glaciaire (till) ou littoraux (plages) (Dredge, 1983 ; Canada, 2002 ; Cousineau et al., 2014). Ces sédiments wisconsiniens, qu'ils soient juxtaglaciaires, deltaïques ou littoraux, constituent du matériel meuble, non encore consolidés ni diagénétisés et sont donc très sensibles à l'érosion littorale.

Le long des rivages formés de sédiments meubles, un actif retrait de la ligne de côte est observé (Fig. 2), principalement du fait de l'érosion par les vagues et des processus cryogéniques des falaises meubles, constituées de sables et d'argiles non consolidés (Bernatchez & Dubois, 2004). Le long de la Côte Nord du St. Laurent, le recul de la ligne de rivage est compris entre 0.5 et 2 m/an (Bernatchez & Dubois, 2004). L'action de sape des vagues semble avoir plus d'influence sur les falaises sableuses, notamment pendant les tempêtes et les marées de vives eaux, tandis que les falaises argileuses sont plus sensibles à l'action cryogénique (Bernatchez & Dubois, 2004). Particulièrement, les estrans intertidaux et arrière-flèches sont très sensibles, notamment du fait de la réduction d'apports sédimentaires par les rivières imputable à l'emplacement de

barrages hydro-électriques sur le tracé de nombreuses rivières (Hart & Long, 1990 ; Boyer-Villemaire et al., 2013). Concernant les sédiments juxtaglaciaires et notamment les cordons morainiques à forte proportion de galets et blocs, le délavage par l'action des vagues permet de vanner les particules fines (sables et silts) tandis que la fraction très grossière reste sur place et constitue ainsi des horizons de vannage à galets et à blocs (Fig. I-30, voir par exemple Dionne, 2001b).

L'Estuaire supérieur du St. Laurent, aux alentours de Tadoussac est caractérisé par la présence d'une eau salée (entre 1 022 et 1 025 $kg.m^{-3}$) descendant vers le nord-ouest avec un débit moyen de $1.1x10^4$ $m^3.s^{-1}$ pendant la marée descendante et pouvant atteindre $1,7.10^4$ $m^3.s^{-1}$ lors des marées de vives eaux (Saucier & Chassé, 2000). A Tadoussac, le marnage est de 6 m tandis que les courants tidaux sont de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$. Cette partie de l'Estuaire est caractérisée par la présence de marées internes (Saucier & Chassé, 2000). Le fjord du Saguenay est le principal tributaire de l'Estuaire du St. Laurent, avec un débit à son embouchure de $1.3x10^3$ $m^3.s^{-1}$. La présence de marées internes est suspectée comme processus générateur de courants hydrauliques très dynamiques, permettant la migration vers l'amont de dunes sableuses observées dans des chenaux et canyons sous-marins aux alentours de la Pointe-des-Monts (Normandeau et al., 2014).

Les trois complexes deltaïques étudiés au cours de cette thèse se situent dans des contextes aux caractéristiques hydrographiques et océanographiques suivantes :

Les rivières Portneuf et Sault-au-Cochon (Fig. 1, Chap. III) ont des débits respectifs de 63.5 et 41.7 $m^3.s^{-1}$ à leurs embouchures (Gouvernement du Québec ; Hydro-Québec). Dans cette région, le marnage moyen est 3.3 m et de 4.5 m lors des marées de vives eaux. Le niveau moyen des mers se situe à 1.5 m au-dessus du niveau global et atteint 4.8 et 5 m lors des marées hautes de mortes et vives eaux respectivement. Le régime des marées est de type semi-diurne (Canada, 2007). La dérive littorale se fait vers le sud-ouest, comme indiquée par la direction des flèches (Dionne et al., 2004).

La Rivière Moisie, dans la région de Sept-Îles (Fig. 1, Chap. II), a un débit moyen de 401 $m^3.s^{-1}$ à son embouchure mais peut atteindre 1 400 $m^3.s^{-1}$ lors de la fonte des neiges et débâcle printanière (Dredge, 1983). Le niveau moyen des mers à Sept-Îles est de 1.5 m au-dessus du niveau global, avec un marnage moyen de 2.4 m et 3.4 m lors des vives eaux ; un niveau record ayant atteint 4.6 m. Le régime des marées est ici aussi semi-diurne.

La Rivière St. Jean (Fig. 1, Chap. IV) a un débit à son embouchure de 128 $m^3.s^{-1}$ (Gouvernement du Québec). Le régime tidale dans cette région est semi-diurne, avec un marnage moyen de 1 m et de 1.7 m pendant les vives eaux. Le niveau moyen des mers est de 1 m au-dessus du niveau global (Canada, 2007).

A
B
C
D
E
F
G
H
1 m
I
J

Fig. I-30: *Planche photographique des évidences d'érosion et de retrait glaciaire : (A) Cannelures glaciaires « géantes » de la cascade de la rivière du Sault-Plat ; (B) Détail de (A), géologue entouré d'un cercle pour échelle ; (C) Rochers profilés par l'érosion glaciaire. La face peu pentée représente la face amont de l'écoulement glaciaire. Baie Ste. Catherine ; (D) Erosion glaciaire différentielle du socle grenvillien formant une structure en croissant autour d'un noyau dur de roche métamorphique. L'écoulement glaciaire se faisait du bas droit de la photo vers le haut gauche ; (E) Cannelures glaciaires montrant un paléo-écoulement glaciaire vers l'axe de l'Estuaire du St. Laurent. Tadoussac ; (F) Broutures (chattermarks) dans le socle grenvillien mettant en évidence un paléo écoulement glaciaire vers la gauche ; (G) Moraine délavée par les processus littoraux formant une plage à blocs. Côte Nord du Golfe du St. Laurent ; (H) Crête morainique formée de blocs décimétriques à métriques. Région de Magpie (voir Chap. IV) ; (I) et (J) Débris délestés dans les argiles glaciomarines de la Mer de Goldthwait indiquant un vêlage d'icebergs ou la présence d'une plate-forme glaciaire flottante. Baie Ste. Catherine.*

CHAPITRE II

11 000 ANS D'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE AUTOUR DE SEPT-ÎLES : MOTIFS D'EMPILEMENT STRATIGRAPHIQUE D'UNE SÉQUENCE DE DÉGLACIATION

Introduction

Ce chapitre s'intéresse à la dynamique de déglaciation en domaine juxtaglaciaire, et plus particulièrement aux modalités de mise en place de dépocentres étagés marquants des lignes successives d'ancrage de la glace (*GZWS : Grounding Zone Wedges*). A partir de l'étude morpho-stratigraphique et sédimentologique du delta de la rivière Moisie (région de Sept-Îles), il propose une étude intégrée comprenant des données à terre et en mer. Ceci permet la réalisation d'un transect synthétique de plus de 50 km de long, englobant les différentes zones d'ancrages de la glace, les lobes deltaïques successifs, jusqu'à l'incision de la rivière et la dynamique littorale actuelles. Particulièrement, le mode d'empilement de ces corps sédimentaires a été étudié.

Le delta de Sept-Îles a fait l'objet de nombreuses études à terre (Lowdon & Blakes, 1975; Dredge, 1983 ; Higgins, 1991; Drapeau, 1992; Hein et al., 1992), et plus récemment, en mer, par méthodes géophysiques : bathymétrie sous-marine de la Baie de Sept-Îles (Lajeunesse et al., 2007) ; astroblème sous-marin du banc de Corossol (Lajeunesse et al., 2013) ; lignes sous-marines d'ancrages de la glace (Lajeunesse & St-Onge, 2013 ; Lajeunesse, In Press) ; dynamique turbiditique liée à la dérive littorale (Normandeau, 2011 ; Normandeau et al., 2013) ; et enfin, impact des barrages hydro-électriques sur la sédimentation côtière (Boyer-Villemaire et al., 2013). Ce corpus de données et celles acquises au cours de ce travail de thèse permettent alors de discuter de l'influence relative de différents paramètres sur le mode d'empilement des dépôts juxtaglaciaires, ainsi que des rétrocontrôles entre sédimentation et dynamique de retrait glaciaire.

Le chapitre II est subdivisé en deux parties :

La première partie concerne les modalités de mise en place des dépocentres étagés relatifs aux lignes d'ancrages de la glace, à la sédimentation deltaïque subséquente et au mode d'empilement de ces dépôts. Il s'agit d'une approche de type « stratigraphie séquentielle » des dépôts glaciogéniques, dans la continuité des travaux de Powell & Cooper (2002), Corner (2006) ou Zecchin et al. (in press). Cette partie est un manuscrit en préparation pour la revue *Geological Society of America, Bulletin.*

La seconde partie se focalise sur des structures sédimentaires issues d'écoulements transcritiques (*cyclic steps*) au front d'un delta juxtaglaciaire. Un lien avec des courants hyperpycnaux est proposé, en contradiction avec l'interprétation conventionnelle qui les attribue à des processus gravitaires (Hughes-Clarke et al., 2012 ; 2014 ; Talling, 2014). Cette partie se présente sous la forme d'un manuscrit accepté pour publication dans la revue *Journal of Sedimentary Research*, le 8 octobre 2015.

Les affleurements du delta de Sept-Îles ont été étudiés au cours de trois missions de terrain (juin 2012, juillet 2013 et septembre 2014), totalisant près de trois semaines. J.-F. Ghienne, P. Lajeunesse, et A. Normandeau ont participé à ces missions. En outre, lors de la mission de juin 2012, j'ai participé à une journée de relevé bathymétrique (Fig. II-1 B) par échosondeur multifaisceaux à bord du navire *Louis-Edmond Hamelin* de l'Université Laval (Québec).

II.A. Article en préparation pour la revue *Geological Society of America Bulletin*

MORPHOSTRATIGRAPHY AND SEDIMENTARY ARCHITECTURE OF A MARINE TO CONTINENTAL DEGLACIAL SEQUENCE (SEPT-ILES AREA, NW GULF OF ST LAWRENCE)

Dietrich. P.[1], Ghienne, J.-F.[1], Normandeau, A.[2,3], and Lajeunesse, P. [2]

1 Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS/Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, FRANCE

2 Centre d'Étude Nordiques and Département de Géographie, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price, 2405 Rue de la Terrasse, Québec, Québec G1V 0A6, CANADA

3 Department of Geography, Queen's University, Kingston, ON K7L 3N6, CANADA

1. Introduction

The architecture of glacial sequences is primarily controlled by the sediment entry points, dependent on the position of the ice margins. Their evolution controls stratigraphic stacking patterns together with the evolution of the available depositional space (Brookfield & Martini, 1999; Powell & Cooper, 2002; Zecchin & Catuneanu, In Press) and therefore, Relative Sea Level (RSL) is not the main forcing. The sediment entry point can be positioned everywhere in a glacimarine system, regardless of the local sea level and can shift abruptly through short periods of time. Accommodation space for sediment deposition is also constantly evolving as it is controlled by glacio-eustatically- and glacio-isostatically-driven RSL changes, themselves depending on successive ice advance-retreat cycles (Boulton, 1990; Dunbar et al., 2008). Ice can also lies in the basin thus negating any accumulation potential. However, RSL becomes again the primary control on sedimentation pattern as soon as the onset of land-based ice margins. The position of the sediment input point in the marine basin re-enter at that time in a conventional scheme, corresponding to the land-water interface, yet the ice-margin positions still control the discharge regime (Corner, 2006; Hein et al., 2014; see Chap. III). The impact of ice advance-retreat cycles at that time are restricted to glacio eustatically- and/or isostatically-driven RSL changes and in supplying sediment but not in occupying accommodation space. It thus appears that the emplacement of a complete deglacial sequence, involving complete ice removal, deals with first-order but unbalanced and rapidly evolving controls on the sedimentation pattern.

Here we attempt to integrate shipborne geophysical data (including seismic and bathymetric surveys), aerial and satellite photography and inland facies sequence analysis from the Sept-Îles area, North Shore of the St. Lawrence Gulf, Québec (Canada), that experienced a rapid deglaciation and an associated RSL-fall since the last two tens of thousands years, tied to the retreat of the Laurentide Ice Sheet (LIS). The data are integrated in order to produce a data-based longitudinal transect of more than 50 km long, encompassing backstepping subaqueous ice-contact deposits (Grounding Zone Wedges, outwash fans, morainic ridge) tied to early marine-based ice margins, forced regressive proglacial deltaic lobes emplaced at the time of inland retreat of the ice, and currently active sedimentological features, corresponding to the recovery of the former glaciation (paraglacial deposits). We present here an original approach of a marine-land transect that is well-constrained by ^{14}C dating, thus constituting the ground-thruting of existing conceptual deglacial models on the continental shelf (Boulton, 1990; Powell & Cooper, 2002; Zecchin & Catuneanu, In Press) or in protected setting (Corner, 2006; Shaw et al., 2008, see also Nutz et al., 2015).

2. Geological setting

The study area is situated on the North Shore of the St. Lawrence Gulf, around the city of Sept-Îles (50°12'N, 66°22'W; Fig. II-1). This area is located on the southern border of the Grenville Province that forms the basement of the St. Lawrence North Shore (Canada, 2012). The bedrock forms inland a series of adjacent hills reaching 400 m.a.s.l. 25 km to the north of the city of Sept-Îles. Here, the bedrock is deeply incised by a N-S oriented structural valley in which the Moisie River flows (Fig. II-2). This structural valley is narrow (between 500 m and 2 km) and deep, reaching 130 m for the visible part but may include an underlying V-shaped gorges (Lajeunesse, 2014). At the structural valley outlet 15 km NE away from the city of Sept-Îles, the valley bottom (*i.e.,* the river thalweg) lies at 3 m.a.s.l. The structural valley extends more than 150 km inland and drains 3 subordinate structural valleys. 150 km inland, the elevation of the river is less than 100 m.a.s.l. The Moisie River catchment is 19 100 km² and is elongated in shape; it extents 300 km inland to the north (Fig. II-3; Canadian Hydrographic Service, 2007). The Moisie River has today a mean discharge of 412 $m^3.s^{-1}$. Offshore the Sept-Îles city, lower paleozoic sedimentary rocks of the St. Lawrence Platform Province (SLPP) (Pinet et al., 2008) are affected by a SW-NE faulting system that result in a series of submerged cuesta-like landforms due to differential erosion during Quaternary glaciations (Lajeunesse et al., 2007; 2013).

The study area, *ca* 900 km², comprises a subaerial and a subaqueous counterpart. The subaerial part is constituted by sedimentary terrains, Late Wisconsinan to Holocene in age,

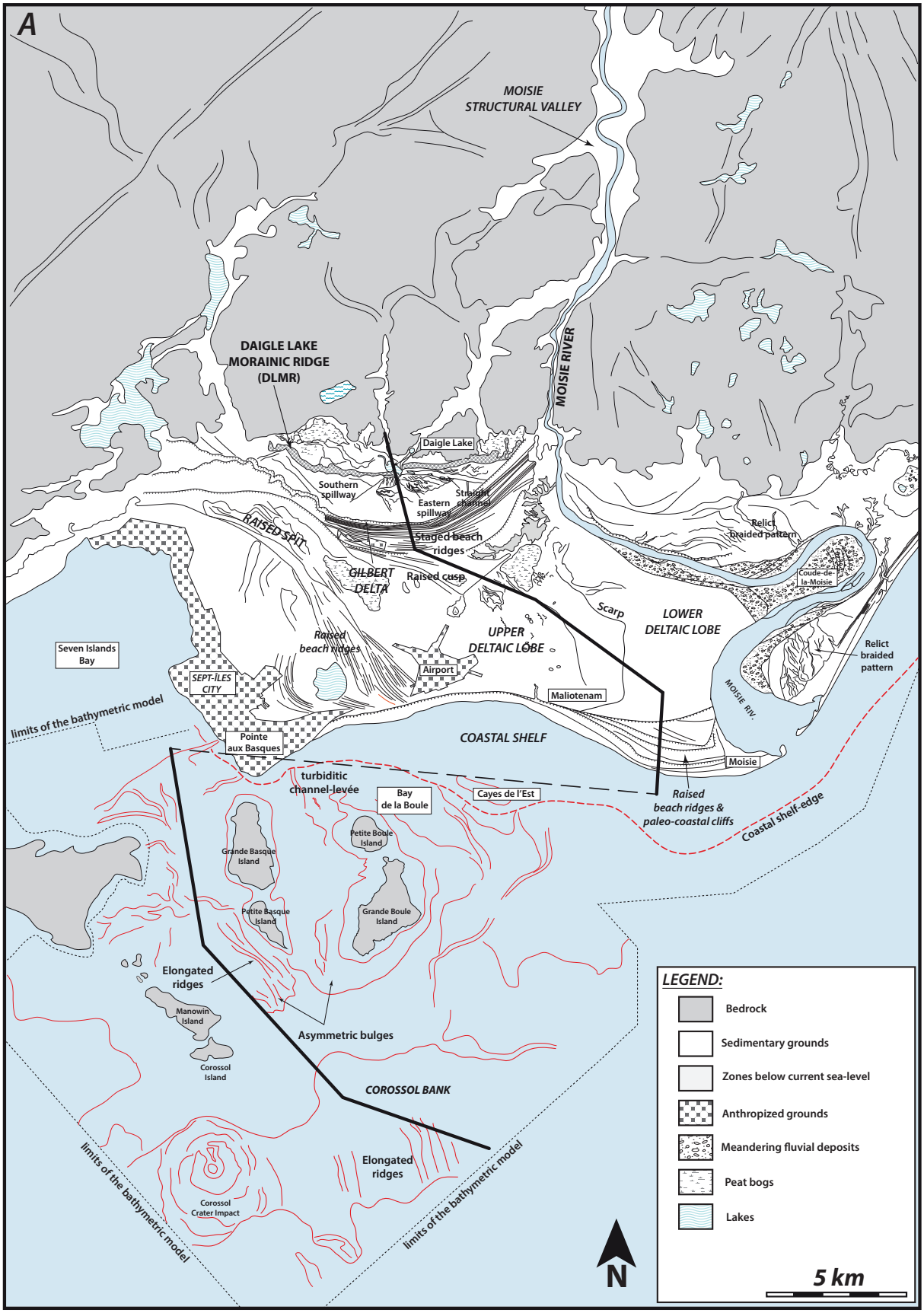


Fig. II-1: *(A) Morphostructural map of the Sept-Îles area, including both inshore landforms and offshore structures. The black bold line represent the path of the synthetical transect (Fig. II-4). (B) The bathymetric map of the Sept-Îles offshore region derives from Normandeau et al. (2013).*

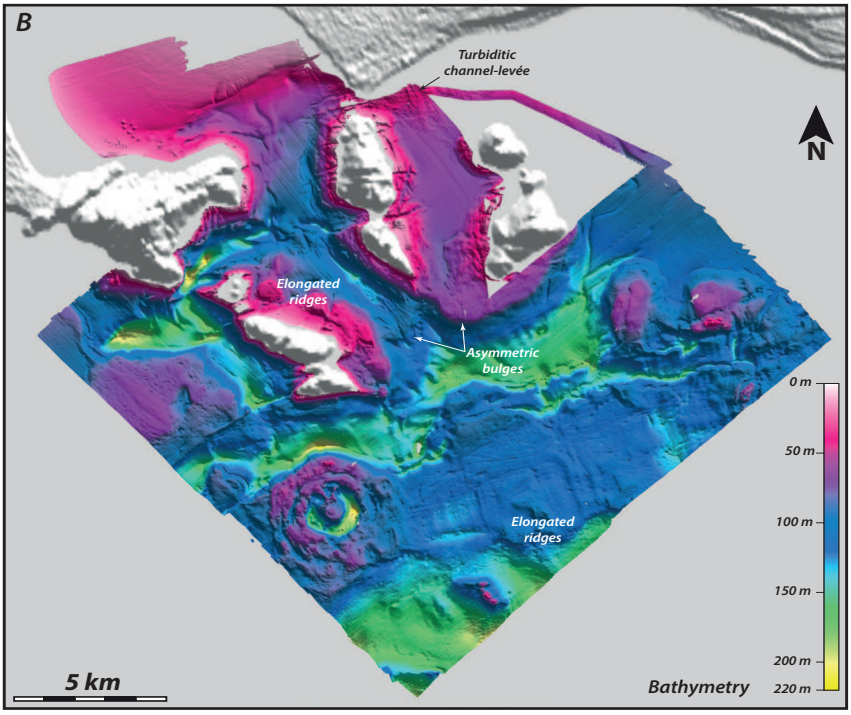


Fig. II-1: *(Continued)*

emplaced under conditions of forced regression and ascribed as being pro- to paraglacial deltaic and coastal deposits (Fig. II-1, Dredge, 1983; Hein et al., 1993). Several studies have focused on this part, distinguishing 2 deltaic lobes and a large-scale raised spit (Dredge, 1983; Drapeau, 1992; Hein et al., 1993; Bernatchez & Dubois, 2004). The present-day Moisie River deeply incises raised sedimentary terrains, offering stratigraphic sections. The subaqueous counterpart

Fig. II-2: *Photograph of the structural valley of the Moisie River north of the Sept-Îles city. At this site, the valley is ca. 500 m wide and at least 100 m between the river thalweg and the valley shoulder. The river lies at 15 m.a.s.l. The marine limit in this area is 140 m.a.s.l. indicating that this valley initially turned into a fjord at the time of the marine invasion.*

of the study area comprises an irregular seafloor characterized by topographic lows and highs (the seven islands of the Sept-Îles Bay and the Corossol Bank, Lajeunesse et al., 2013) partly buried by glaciomarine ice-contact to paraglacial sediments (Fig. II-1; Lajeunesse & St. Onge, 2008; Normandeau et al., 2013; Lajeunesse et al., 2013; Boyer-Villemaire et al., 2013).

The sedimentary terrains forming the current Sept-Îles delta were emplaced in the post-glacial Goldthwait Sea (Dredge, 1983). Following the LGM (Last Glacial Maximum) during which the LIS margin reached the continental platform edge to the east, the ice recessed mainly

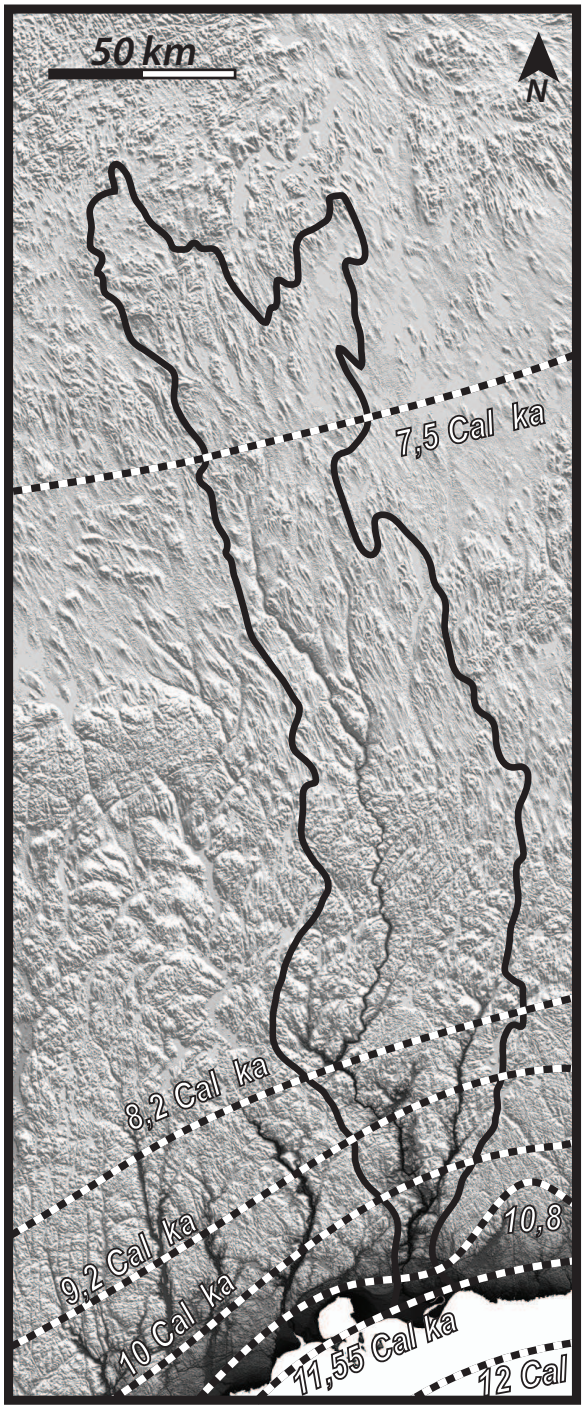


Fig. II-3: *Drainage basin of the Moisie River with ice retreat lines inferred from Occhietti et al. (2011)*

by calving up to a stabilization on the St. Lawrence North Shore (Shaw et al., 2002; 2006). From that time, the grounding of the ice front allowed a recession mainly by melting. The post-glacial Goldthwait Sea invaded the glacio-isostatically flexured lowlands that permitted the RSL to reach 130 m.a.s.l. (marine limit, Dredge, 1983). From this date, the LIS margin retreating toward the north (Occhietti et al., 2011) fed fluvio-deltaic systems in meltwater and sediment supplies. Simultaneously, under the action of the glacio-isostatic rebound, the RSL fell down to reach the present-day situation. Interactions between the RSL fall, the supply in meltwater and glaciogenic sediments and the longshore drift in the St. Lawrence Gulf combined to form the raised deltaic and coastal landforms observed today around the city of Sept-Îles.

Today, the subaerial counterpart of the Sept-Îles study area experiences an active coastal dynamic. In places, the coast retreats while it accretes in other locations, depending on the longshore drift pattern (Bernatchez & Dubois, 2004; Bernatchez & Fraser, 2011). Subaqueously, the current sedimentary dynamic consists of longshore-driven sandwaves migration on the shallow coastal shelf and the emplacement of turbiditic canyons at the edge of this shelf, providing sediments to deeper parts of the basin (Normandeau et al., 2013). The tides are semi-diurnal with a mean range of 2.3 m (Canada, 2007). A longshore drift toward the SW is provided by a combination of wind, tides and the Labrador Current which enters in the St. Lawrence Gulf from the NE (Lessard & Dubois, 1984; Boyer-Villemaire et al., 2013). Such a longshore drift is evidenced by accretion of coastal sediment at the west of the city of Sept-Îles while the south and south-east experience active retreat (Bernatchez & Dubois, 2004; Normandeau et al., 2013). Today, the Sept-Îles area experiences a RSL fall in the order of 1 $mm.yr^{-1}$, provided by the combination of glacio-isostatic uplift (3 $mm.yr^{-1}$; Sella et al., 2007) and global eustatic rise (2 $mm.yr^{-1}$; Woodworth et al., 2011).

3. Methods

Field campaigns (2012, 2013 and 2014) were conducted in order to characterize the surficial deposits of the Sept-Îles area. Sedimentological logs were performed in order to determine depositional environments and stratigraphic architectures. Extensive outcrops along river banks allowed deltaic paleo-depositional profile to be examined. A set of 8 shell debris were sampled for radiocarbon dating, mainly in deltaic sands and glacimarine muds. Morphosedimentary structures derives from aerial and satellite images together with the surficial geological map (Dredge, 1983).

An unpublished high-resolution seismic profile (AirGun), 25 km long, trending roughly north-south is used. It was collected in 1986 during a mission of the Geological Survey of Canada (*Canadian Hydrographic service*), penetration is ca. 75 m. The bathymetric data

(Fig. II-1) derives from several sets of high-resolution multibeam bathymetric data collected in 2001; 2007 and 2012. Details of used materials are available in Normandeau et al. (2013).

As depositional palaeo-bathymetries were inferred from deltaic architectures, available ^{14}C dates together with geomorphic evidences of paraglacial reworking (see below) allowed a RSL curve to be established. It includes both original and published (Lowdon & Blakes, 1975; Dredge, 1983; Hein et al., 1993) ^{14}C dates, as well as inferred ages of the most offshore grounding zone wedge (Lajeunesse & St-Onge, 2013) and the Daigle lake Moraine Ridge (Dredge, 1983; Occhietti et al., 2011) associated with the Gilbert-type delta with its top lying at 135 m.a.s.l.

The glacio-isostatic flexure of the Sept-Îles area was modelled by using a GIS software in combining SRTM3 DEM (available on the NASA website) and our refined RSL curve for the Sept-Iles locality.

4. Inland & offshore morphostructures

4.1. Inland morphostructures

Five sets of landforms and morphosedimentary structures are recognized inland. They tied to (1) ice-contact deposits, (2) relict fluvioglacial streams, (3) fluviodeltaic suites and associated braided stream relics, (4) raised and staged beach ridges and shore-related morphostructures and (5) meandering fluvial deposits.

Ice-contact deposits comprise two main bodies emplaced to the north near the Daigle Lake. The first is a radial (*ca.* 3 km in diameter) fan-shaped sediment body centered on the present-day Daigle Lake, which the apex is localized on a bedrock pinning point *ca.* 3 km north of the Daigle Lake. An E-W-oriented linear ridge lies at the top of the sediment body. This ridge is 400-500 m wide, 10 km long and had a mean height of 20 m. The ridge forms midway a local depression where the Daigle Lake is emplaced. This ridge is interpreted as a morainic complex (Dredge, 1983; Hein et al., 1993; Lajeunesse & St-Onge, 2013) and will be thereafter referred as the Daigle Lake Morainal Ridge (DLMR).

Relict fluvioglacial streams form two depressions flowing away from the DLMR on the top of the fan-shaped sediment body, with outflow points positioned at the Daigle Lake. Both the depressions are flared basinward and present a relict anastomosed pattern (Fig. II-1, see also Chap. II part 2) indicating paleoflows toward the south and east for the southern and eastern depression, respectively. The latter also includes relict kettles, 40-100 m in diameter, currently occupied by lakes. The two radiating depressions are interpreted as spillways derived from outburst floods, as indicated by their flared shape, anastomosed channels and the presence of kettle holes (Russell et al., 2006). Spillways were active when the former ice margin was

located at or near the DLMR.

Fluvio-deltaic morphostructures comprises two staged deltaic lobes. The upper one is located around the airport (Fig. II-1). Its upper surface gently dips basinward (0.09°) from 60 to 53 m.a.s.l. The lower deltaic lobe lies eastward of the upper one, between *Maliotenam* and *Coude-de-la-Moisie* (Fig. II-1). Its upper surface also gently dips basinward (0.07°) from 50 to 40 m.a.s.l. The two deltaic lobes are separated by a 3-7 m-high scarp. At the top of the lower deltaic lobe, relict braided pattern are observed in place (Fig. II-1). It is well expressed north of the large meander of the Moisie River and on the northeastern bank of the Moisie River mouth. Crescentic bedforms are also observed, interpreted as relict aeolian dunes.

Raised beach ridges and shore-related structures are observed in two distinct geomorphic settings. At relatively high elevations, they mainly comprises staged beach ridges and paleo-coastal cliffs specifically observed at the edge of the fan-shaped sediment body beyond the DLMR. As these deposits are staged from 135 to almost 60 m.a.s.l., they form a ring around these inherited glaciogenic morphostructures whilst preserving the original radial shape. Interestingly, beach ridges truncate all the morphosedimentary structure lying at the top of the fan-shaped structure (*i.e.,* the two braided spillways and the DLMR itself) indicating that at the time of the beach development when the RSL was located at 135 m.a.s.l., all these features were already inactive. At 60 m.a.s.l., a triangle-shaped morphostructure associated with the aforementioned beach deposits is interpreted as a raised cusp. A second family of shore-related deposits comprising staged beach ridges, paleo coastal-cliffs and a raised spit is observed at lower elevations at the rim of the two deltaic lobes *i.e.,* north and below of the city of Sept-Îles (Fig. II-1). A 7 km-long raised spit lies at 50 m.a.s.l. to the northwest of the city of Sept-Îles.

Meandering fluvial pattern is observed on the banks of the Moisie River near its southern reach *i.e.,* close to its current mouth in the *Coude-de-la-Moisie* site (Fig. II-1). These deposits are found below 35 m.a.s.l. and form relic and staged point bars that evidence the Moisie meander amplification. The current Moisie River is deeply incised within the lower deltaic lobe and displays an important meander at its southern reach less than 5 km from the river mouth. Upstream, the river course is constrained by the bedrock-flanked structural valley (Fig. II-2). A smaller-scale relict channel is observed in association with the DLMR. It indicates paleo-flows toward the east and the overprinting of the aforementioned eastern spillway. This channel is observed upstream (northwest) the DLMR where a meandering pattern is deciphered. The northwestern arm of the Daigle Lake is a segment of this former channel. This channel was emplaced after the two spillways and the DLMR as it intersects them but before the staged beach ridges.

4.2. Offshore morphostructures

The offshore morphology of the Sept-Îles study area is characterized by an irregular topography marked by topographic highs and lows down to 170 m.b.s.l. The cuesta-like oriented SW-NE is observed on the south of the bathymetric map (Fig. II-1). The cuestas constitute the Corossol Bank with a mean depth of 115 m.b.s.l. An annular structure is observed on top of the Corossol Bank, possibly representing a meteoritic crater impact (Lajeunesse et al., 2013). The Corossol bank shows on its top elongated and rectilinear SSE-oriented ridges, with 5 – 10 m mean height and 500 m mean width. The Corossol bank is flanked on both its NW and SE sides by topographic depressions. It served as grounding zone for the LIS margin around 12.5 ky Cal BP (Lajeunesse & St-Onge, 2013). Between the Manowin and Petite Basque islands and between the Petite Basque and Grande Boule islands, two asymmetric mounds are observed with their top lying at 96 and 62 m.b.s.l., respectively. The basin-facing sides of these bulges are steep-sloped (22° and 3.72°, respectively) relative to the land-facing sides (1.7° and 0.72°, respectively). The lee sides of both these mounds lead to the bathymetric low that flanks to the northwest the Corossol Bank. On the landward faces of the mounds, subdued elongated ridges, SSE-oriented, are also observed. The elongated ridges observed at the top of the Corossol bank and on the mounds display the same azimuth that the inland glacial striaes and are here interpreted as mega-scale glacial lineation (MSGL, see for example Dowdeswell et al., 2008; Rüther et al., 2011).

Along the coast of the Sept-Îles study area, a shallow coastal shelf marks the transition between the deep parts to the south and the land to the north. This coastal shelf is 2.5 km wide in front of the Moisie River, almost 5.2 km near Cayes de l'Est prior its narrowing toward the Pointe-aux-Basques, where it is 150 m wide (Fig. II-1). This coastal shelf is characterized by the presence of sandbars prograding toward the WSW owing to the longshore drift (Normandeau et al., 2013). The depth of the shelf break-in-slope range from 5 m.b.s.l. near Pointe aux Basques to 35 m.b.s.l. at the Cayes de l'Est. This break-in-slope leads to a sigmoid-shaped slope with a mean slope of 3°, reaching in places 12° (Normandeau et al., 2013). To the west, where the coastal shelf narrows, the slope is characterized by an active turbiditic channel-levée, which the head is located 150 to 300 m off the coast. In its thalweg, asymmetric sandwaves are observed. Downslope, a large bird-foot turbiditic fan is emplaced at the mouth of the channel levée between 50 and 70 m.b.s.l. Repeated bathymetric surveys revealed that the asymmetric sandwaves migrate upstream (Normandeau et al., 2013).

5. Stratigraphic architecture and facies succession

The figure II-4 presents a synoptic transect covering more than 50 km downdip, including ice contact, glacimarine, deltaic and paraglacial deposits and landforms. The transect runs from the bathymetric low beyond the Corossol Bank (200 m.b.s.l.) to north of the Daigle Lake Morainic Ridge (170 m.a.s.l.). From south to north *i.e.,* from lower to higher elevations, the transect runs from present-day subaqueous features dominated by positive topographies formed by grounding zone wedges (GZWs), that are draped by glacimarine muds. Immediately above, close to the current shore, the coastal shelf fed by longshore prograde onto the glaciomarine deposits. Northward, two imbricated deltaic lobes, lying from 40 to 62 m.a.s.l. represent the most voluminous sediment package of the study area. More up dip, the Gilbert delta plain lies at 135 m.a.s.l., immediately beyond the DLMR. At the extreme north, the subaqueous outwash fan and the DLMR represent the most high and landward deposits of the study area. Note the lower to higher elevation does not represent an older to younger transect although the older deposits are emplaced on the southern part of the transect (GZW 1), as explained below. The younger deposits stand in the exact middle of the transect that is near the current RSL.

5.1. Seismic Units

Three seismic units (SU) have been recognized (Fig. II-5). The lower (SU1) and upper (SU3) ones are discontinuous along the line while the intermediate one (SU2) is uninterrupted. Seismic units were delineated and interpreted based on their size, extent, internal reflector geometries and acoustic characters.

5.1.1. SU1: Ice-contact deposits – Grounding Zone Wedges

Description: SU1 is the lowermost seismic unit that directly overlies the underlying basement. It consists of localized depocenters that define topographically positive wedges of different sizes and aspect ratio (l/h). The two largest of them (GZWs 1 & 2 on Fig. II-5) are respectively 25 and 60 m in height and 2000 and 3500 m in length, defining two contrasted aspect ratio (80 and 58, respectively). The two wedges are asymmetric in shape, showing: (i) a gently-sloped (1.15 and 0.8° GZW1 and 2 resp.), land-facing stoss side dipping landward and (ii) a steep-sloped (6.8 and 6.25°), basin-facing lee side dipping seaward. The GZWs 1 and 2 form respectively on the southeastern flank of the Corossol bank and the asymmetric mound lying between the Manowin and Petite Basque islands observed in map view (Fig. II-1). SU1 show complex reflector patterns, changing from base to top. The base shows a low-reflexivity, acoustically chaotic or transparent pattern. Upward, a more stratified and well-marked

reflectivity is observed. Two classes of well-marked reflectors are recognized. Those associated with the land-facing side of the wedges are gently-sloped, landward-dipping *i.e.,* sub-parallel to the wedge upper limit. Reflectors are undulating and display frequent truncations, producing a rough top of the wedges, with some channel-like features. Landward, reflectors onlap or downlap on the underlying basement. The upper surface of the land-facing side of GZW 1 displays a stepped geometry. The second class of well-marked internal reflector are associated with the basin-facing side of the wedges. They are also parallel to the wedge boundaries but are by far better stratified and of highest reflectivity, concordant to each other, without internal erosion. In place, long-wavelength (*ca.* 100 m) undulations, less than 5 m in height, are observed in the distal part of the basin-facing sides of GZW 1, characterized by upslope-migrating crests. The association of both types of internal reflectors forms a subdued offlaping pattern. Small-scale wedges have much smaller aspect ratio and are mainly composed by chaotic or poorly-stratified reflectors.

Interpretation: Based on their positive topography, asymmetric shape and internal reflector pattern, the two largest wedges are interpreted as Grounding Zone Wedges (GZWs) while smaller ones are interpreted as Transverse Ridges (Dowdeswell et al., 2008; Dowdeswell & Fugelli, 2012). GZWs and transverse ridges respectively mark perennial and ephemeral glacial stillstands in a generally retreating ice margins. The asymmetric shape of the GZWs *i.e.,* the steep-sloped basin-facing side (lee side) and gently-sloped land-facing side (stoss side), indicate that wedges prograded toward the SE (basinward) and ice margins retreated toward the NW (landward).

The basal, chaotic reflectors at the base of the GZWs are interpreted as unstratified and unsorted deposits composed by glaciogenic material deposited at the ice-bedrock interface (till) during early stages of glacial stillstands, as already pointed out by several workers. They may also include pre-wisconsinan deposits (Syvitski & Praeg, 1989; Hein et al., 1993; Josenhans & Lehmann, 1999; St-Onge et al., 2008; Duchesne et al., 2010). Better-stratified deposits observed upward are interpreted as proximal subaqueous fluvio-glacial or glacimarine deposits. Disrupted reflectors of the stoss side of the GZWs are interpreted as the signature of pressurized meltwater flows in subglacial cavities or entering the sea. Alternatively, minor ice margins fluctuations may have created such a pattern by bulldozing. Well-stratified deposits of the lee sides are interpreted as deposited by recurrent sediment-laden water flows. The offlaping pattern observed in the GZWs indicates that the latter were prograding (Dowdeswell & Fugelli, 2012), suggesting that these GZWs are subaqueous outwash fans (grounding line

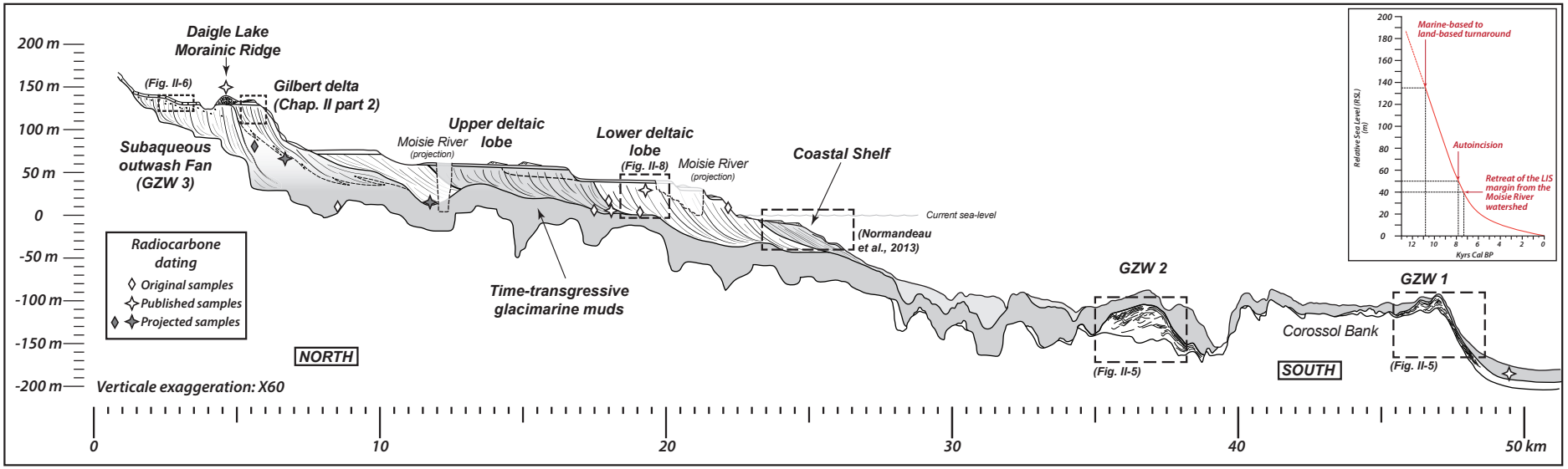


Fig. II-4: *Synthetical inshore-offshore transect of the Sept-Îles area show 3 major stabilizations.and involves two backstepping Grounding Zone Wedges (GZWs) and associated glacimarine muds, the Daigle Lake Morainic Ridge marking the transition from a marine-based to a land-based ice margin, an ice-contact Gilbert delta, and two proglacial lobes. See Fig. II-1 for location of the transect. Dashed rectangles represent zones of interest illustrated in other figures. The insert shows the RSL curve deduced from the dating of the different sedimentary wedge.*

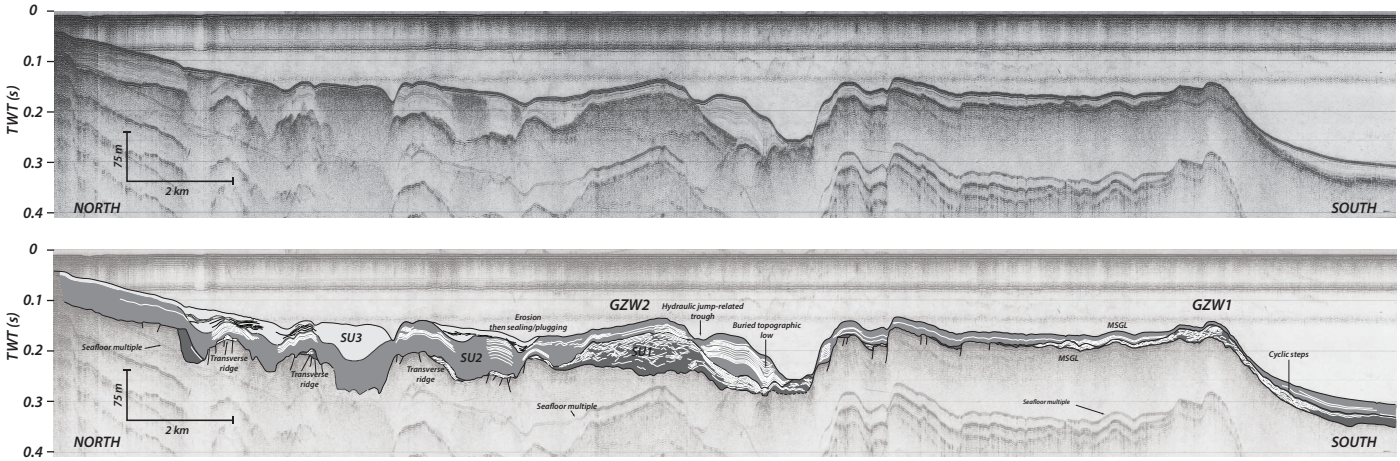


Fig. II-5: *Uninterpreted and interpreted high-resolution AirGun seismic profile of the subaqueous Sept-Îles area. The position of the line is given by the southern segment of the black bold line on Fig. II-1.*

fans of Powell & Domack, 1995). Upslope-migrating undulations observed on the lee side of GZW 1 are interpreted as deposited by transcritical water flows (cyclic steps, Normark et al., 1980; Migeon et al., 2000; Cartigny et al., 2014). It is however unclear whether these flows derived from gravitational instabilities of the steep-sloped lee sides of the GZWs (not supported by observation as no scars are observed) or more likely deposited by hyperpycnal-like inertia-driven sediment-laden density flows derived from submarine glacio-fluvial outflows (Russell & Arnott, 2003; Piper et al., 2007).

The stepped character of the upper surface of the stoss side of GZW 1, together with its low aspect ratio, may either relate to minor ice margin fluctuations during the stillstand or alternatively to the presence of an ice shelf at the time of GZW 1 emplacement (ice-roofed cavity), forcing horizontal progradation and preventing vertical aggradation. By contrast, GZW 2 has a higher aspect ratio and was thus probably emplaced at a tidewater glacier margin where vertical aggradation space was not occupied by an ice-shelf (Dowdeswell & Fugelli, 2012).

5.1.2. SU2: glacimarine muds

Description: SU2 forms the volumetrically-dominant seismic facies. It is characterized by parallel and high-amplitude reflections. SU2 conformably drapes underlying morphologies constituted either by the underlying basement or by SU1. The maximum observed thickness is 50 m but thickness variations are common. Occasionally, SU2 thins and disappear, especially where underlying topography is steep (sub-vertical). A vertical facies change is observed, involving the base of SU2 that show well-expressed, high-amplitude and conformable reflectors while upward, reflectors are of less amplitude. No downdip variation is observed. In place, remnants of specific reflectors pattern are observed, involving undulations in the bedding, discrete thinning-thickening of the reflectors, top-truncated beds and buried topographic lows. It should be noticed that the distal facies of GZW 1 closely resembles to SU2, although the latter is much less marked in seismic amplitude. A drilling in glacimarine deposits (SU2) 6 km south of GZW 1 gave an age of 12.5 ka Cal BP (Lajeunesse & St. Onge, 2013).

Interpretation: As they directly lye on the underlying ice-contact SU1 and drape the bedrock where SU1 is absent, SU2 is interpreted as proximal to distal glacimarine muds (Syvitski & Praeg, 1989; St-Onge et al., 2008; Duchesne et al., 2008). The lower part of these facies is interpreted as primarily derived from settling from a turbid meltwater plume, as they drape underlying topography. Upward, the emplacement by gravity flows is considered as dominant, as thickness variations are frequent, together with undulations, thinning-thickening of the beds and buried topographic lows. As they are observed downstream of marked topographic high formed by the SU1 wedges, these buried lows may be interpreted as issued from hydraulic jump

processes that occur when gravity flow underwent an abrupt decrease in the steepness of the flow path (*e.g.,* Massari & Parea, 1990; Breda et al., 2007; Gobo et al., in press).

As no obvious change in seismic character is observed longitudinally along the seismic profile, we suggest that these deposits are time-transgressive, younger landward in order to avoid important finning basinward, as it is observed in the glacimarine unit in Duchesne et al. (2010). This also indicates that sediment entry point (*i.e.,* the ice margin) operated successive retreat, as it is also indicated by the presence of backstepping GZWs (SU1).

5.1.3. SU3: paraglacial muds

Description: SU3 is characterized by intermediate to high reflectivity and constitutes the topmost unit of the seismic profile. This third SU forms to the north (*i.e.,* in the Sept-Îles bay) the present-day sea floor. SU3 shows important thickness variation, reaching 50 m, 5 km landward from the GZW 2. The base of SU3 is highly erosive on underlying SU2, forming trough that are subsequently sealed or plugged by conformable or onlapping reflectors.

Interpretation: As SU3 forms the present-day sea floor in the context of sustained sediment supply (Normandeau et al., 2013), it is interpreted as sub-modern and thus as paraglacial longshore drift fed submarine fan (Normandeau et al., 2013) to hemipelagic muds (Syvitski & Praeg, 1989; Hein et al., 1993; Duchesne et al., 2010). Submarine currents are associated with these deposits as the underlying SU2 is eroded in places.

5.1.4. MSGL:

Elongated ridges interpreted as MSGLs are observed on bathymetric image on the Corossol bank (Fig. II-1). Irregular topography observed in this area (Fig. II-5) seems to originate from the draping by glacimarine mud (SU2) of topographic mounds formed by SU1. These mounds were moulded into subglacial materials rather than ploughed into the antecedent substratum; they correspond to the definition of MSGLs (*e.g.,* Clark, 1993; Clark et al., 2003; Fowler, 2010; Stokes et al., 2013). The fact that the elongated ridges are observed near or at the top SU1 forming the stoss side of the GZWs indicates that these MSGLs were not shaped during pleniglacial conditions (LGM) but rather suggests fast-flowing ice at the time of the emplacement of GZW 1.

5.2. Inland glaciogenic features

5.2.1. The subaqueous grounding line fan

The facies assemblage that composes the radial, fan-shaped sediment body below the Daigle Lake (Fig. II-1) has been observed in two distinct pit excavations. Only the upper 5 m of the sedimentary succession were available to observation.

Description: Two vertically superimposed facies assemblages compose the uppermost part of the fan-shaped sediment body. The lower facies, which the observed thickness does not exceed 3 m, is characterized by sloped (up to 7°) foresets radially dipping basinward, from the SW in the western side and to the SE on the eastern side of the body. A crude alternation between, cm- to m-thick beds ranging from silty fine-grained to very-coarse-grained sand composes the foresets (Fig. II-6 A & B). These beds are characterized by abundant angular and occasionally striated lonestones ranging from granules to plurimetric boulders (Fig. II-6 D, the biggest measuring *ca.* 24 m^3). The beds are contorted or disrupted by a dense network of downstepping extensional fractures. In places, laminae underlying lonestones are perforated. Trough cross-strata, current ripples and bed-parallel laminae are observed in spite of the deformation.

The upper unit constitutes a sheet, up to 2 m in thickness, of sandy diamicton including boulders (Fig. II-6 C). A chaotic pattern was observed with few evidence of sub-horizontal shearing (*e.g.,* folding, fissility). Interestingly, basinward *i.e.,* southeastward of the DLMR, the upper unit is absent, replaced by a 1 to 5 m thick sheet of very well-sorted medium grained sand characterized by an open-framework and heavy minerals placers. Some landward-dipping and gently-sloped beds (1 - 2°) are observed. A pebbly lag with boulders is observed at its base, truncating the lower units (Fig. II-6 B). Some boulders exceed in thickness the overlying sandy deposits and then crop out at the top of the upper unit.

Interpretation: Foresets in the lower unit indicate progradation of the system. In the absence of topset, this structure is interpreted as a subaqueous fan. Outsized lonestones are interpreted as ice-rafted debris (IRD) either derived from icebergs or from an overlying ice shelf. In both cases, it indicates the close proximity to a glacimarine ice front (Boulton, 1990). The facies indicate that sediments were thus glaciogenic. This unit is thus interpreted as a grounding line (outwash) fan (Powell & Domack, 1995; Lønne et al., 2001; Occhietti, 2007). Deformation relates to shearing under the overlying ice (intraformational shearing, squeezing) and may either relate to iceberg keel scouring, intermittent grounding of a potential overlying ice shelf (Boulton, 1990; Powell, 2005) or due to a subsequent glacial re-advance.

The diamicton is interpreted as a subglacial till (Evans et al., 2006). Relative to the

underlying grounding line fan, it relates either to the grounding of the ice shelf or to a subsequent glacial re-advance, the latter may have been driven by the ice shelf grounding (Boulton, 1990). The open-framework sandy unit with heavy minerals that replace the diamicton downstream of the DLMR is interpreted as beach deposits. Landward-dipping foresets tie to washover systems. The lag at the base of the beach deposits issued from the shallow-marine winnowing of the foresets of the dropstone-bearing outwash fan. The exclusive presence of till deposits upstream of the DLMR indicates that the till unit ties to the glacial advance that built the DLMR. Coevally, seaward of the morainic complex, the inactive subaqueous grounding line fan was subsequently reworked by shallow marine processes.

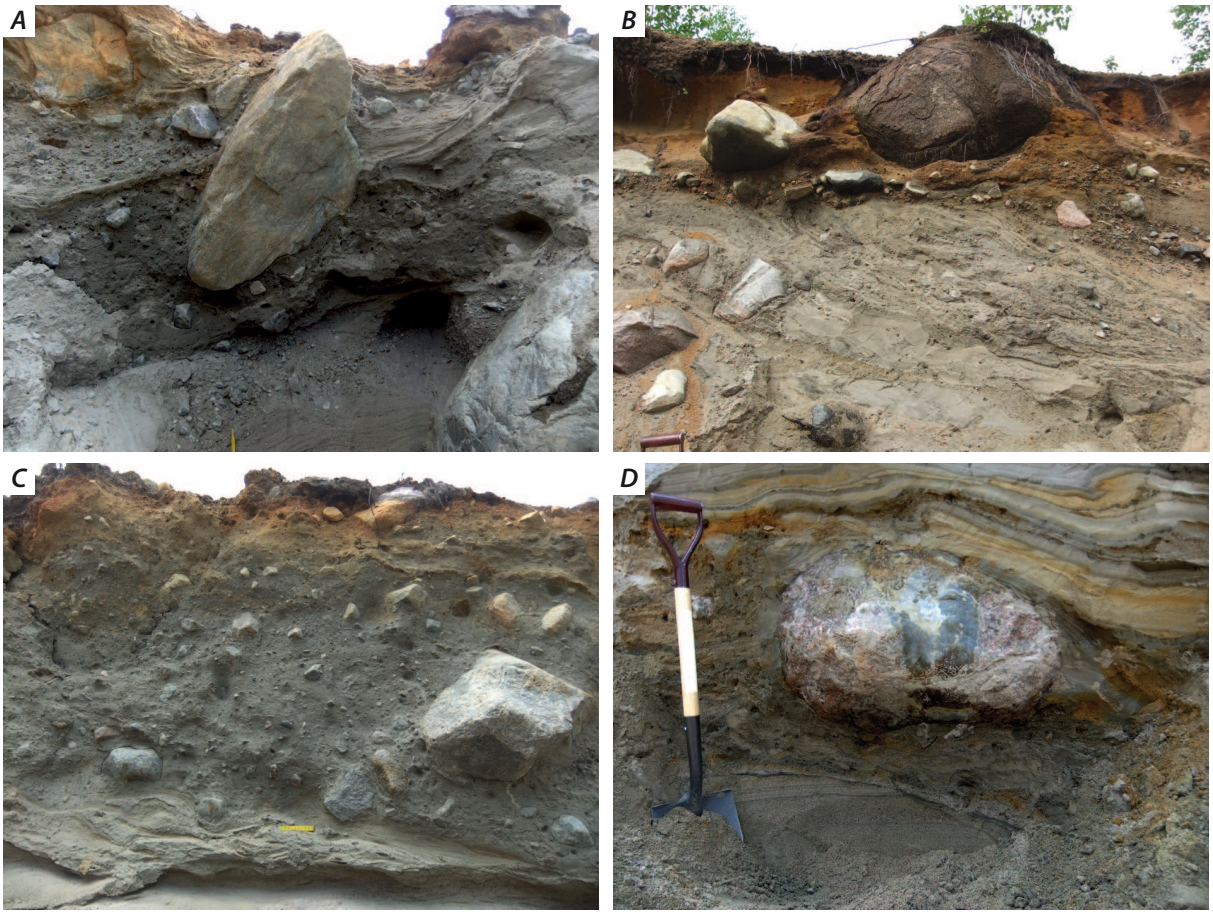


Fig. II-6: *Subaqueous outwash fan deposits. (A) Deposits at 135 m.a.s.l. Note metric IRD and coarse-grained and poorly-sorted deposits; (B) Outwash fan foresets. The upper part of the outcrop (yellowish sand) represents beach deposits that reworked the outwash fan; (C) Diamicton with a fissility interpreted as a subglacial till; (D) Outsized lonestone in foresets of the outwash fan.*

5.2.2. Daigle Lake Morainal Ridge

Description: The ridge damming the current Daigle Lake consists of an assemblage of clast-supported metric to plurimetric boulders embedded in a sandy diamicton. In places, the uppermost 2 m of the ridge consists of a pebble and boulder lag overlain by well-sorted and laminated medium-grained sand containing abundant heavy minerals placers.

Interpretation: The DLMR (Dredge, 1983) corresponds to a frontal moraine. The moraine was likely emplaced during the glacial readvance. The upper well-sorted sand deposits are interpreted as beach deposits that reworked the morainic deposits.

5.2.3. Glacimarine muds

Description: Well-stratified and well-laminated muds compose a large volume of the Sept-Îles facies suite. They contain shell debris and well-rounded lonestones, not exceeding the pebble in size. These muds represent an accumulation of several tens of meters and are observed up to 120 m.a.s.l. (see the geological map in Dredge, 1983). They are particularly abundant near the outlet of the Moisie structural valley. Here, they drape underlying bedrock topographies even on sub-vertical slopes.

Interpretation: Outsized lonestones are interpreted as IRD and thus muds are interpreted as glacimarine muds (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). These muds were deposited by settling from a turbid, buoyant meltwater plume rather than by gravity flows, as antecedent topography is conformably draped. The relative rarity of dropstones, together with their restricted size, suggests that a glacimarine front was located relatively far from the depositional area (one to several km). Considering that ice margins retreated inland (Fig. II-3), and knowing that the Moisie structural valley turned into a fjord at the time of the deglaciation, the glacimarine front was likely located upfjord. Limited accumulation rates in such an environment (Boulton, 1990; Cowan et al., 1998; Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001) indicate that the deposition of these glacimarine muds, resulting in a thick accumulation, was long-lasting.

5.3. Deltaic complexes

5.3.1. Gilbert delta

Description: This delta has been described in Dietrich et al. (2015, see Chap. II part 2). It is associated with the DLMR and more particularly with the southern spillway (Fig. II-1): it develops at the downstream reach of the latter. It is composed by steep-foresets including long-

Fig. II-7: *Outsized boulder on the delta plain of the Gilbert delta*

wavelength backstepping cross-strata. The top-lying topset beds essentially consist of trough cross-stratified coarse-grained sand, pebbles and cobbles. The aforementioned glacimarine muds are interdigitated with the distal part of this Gilbert delta (Fig. II-4). In place, lone plurimetric boulders lay on the delta plain (Fig. II-7).

Interpretation: This Gilbert delta was emplaced during or immediately after the emplacement of the DLMR, in a proglacial context. It thus corresponds to the first sedimentary accumulation emplaced in a partly subaerial context since the deglaciation and thus marks the RSL for this date. The glacimarine muds and the gilbert deltas were penecontemporaneous and juxtaposed, the glacimarine sedimentation lasted longer: the Gilbert lied to the west, near the Daigle Lake while glacimarine front was in the structural valley, providing abundant glacimarine muds and icebergs at the outlet of the structural valley.

5.3.2. Upper and lower deltaic lobes

The upper and lower deltaic lobes observed in map view (Fig. II-1) have a similar tripartite stratigraphic architecture comprising a flat to gently-sloped lower part, a steep-sloped middle part and a flat, erosion-based upper part (Fig. II-8 E). The latter are interpreted as lower delta front, upper delta front and delta plain, respectively. It should be noticed that, given the gentle slope of the upper surface of the deltaic lobe (the top of the delta plain) and considering the vertical superimposition of deltaic depositional environment, depositional bathymetries can be inferred on the basis of clinoform heights.

5.3.2.1. Lower delta front

Description: The lower part is composed by flat to seaward-dipping (ranging from SW to ENE depending on the location of the exposure) and gently-sloped (less than 1°) beds. It

consists of medium- to silty very-fine-grained sand, organized in horizontally-laminated (mm-scale) beds, ranging from few cm to tens of cm thick. Normal gradings are frequently observed in these beds, separated by mm-thick silt intervals. In places, *fugichnia*-like escape burrows are observed in fine intervals. Decimetric to plurimetric prominent contorted beds are frequently interstratified (Fig. II-8 A). The contorted layers commonly display a preferential shear in the downdip direction. The maximum observed thickness of this lower part is 10 m.

Interpretation: Contorted beds are interpreted as creeped or slumped deposits, thus involving gravitational instabilities, likely triggered in the upstream, steep-sloped foresets. Normally graded beds are interpreted as deposited by high-density turbidity flows (Talling et al., 2012), also derived from the upper delta front. These sand-dominated and gently-sloped deposits tied to recurrent gravity flows and gravitational instabilities and overlaid by steep-sloped foresets indicate that these deposits compose the lower delta front experiencing high rate of sediment supply. A fair estimate of the depositional paleo-bathymetry is *ca.* 15 m derived from the height between these deposits and the uppermost delta plain.

5.3.2.2. Upper delta front

Description: The middle element is constituted by steep-sloped (mean 4-5°) concave-upward foresets, with mean high and length of 8-10 and 130-150 m, respectively (Fig. II-8 E). The downdip terminations of these clinoforms are tangential on the lower delta front. The dip azimuth is similar to that of the underlying lower delta front *i.e.,* ranging from SW to ENE. Foresets are composed by three facies assemblages, either interdigitated of laterally juxtaposed. The first facies assemblage consists of a well-organized superimposition of normally-graded sand beds that composed by medium- to fine-grained sand draped by mm-scale bioturbated silt laminae. The sequence formed by these beds coarsens and thickens upward: the lower part of the element comprises beds of *ca.* 20 cm thick while the upper part is characterized by beds up to 80 cm thick. The second facies assemblage is composed by heterolithic beds consisting on mm-thick alternation of very-fine-grained sand and silts laminae. These beds show contraction-dilatation cycles in the laminae thickness that are frequently coupled. The third facies assemblage is an alternation of poorly-sorted, trough cross-stratified, coarse-grained sand and horizontally-laminated fine-grained sand where abundant oxidized wood debris are observed (Fig. II-8B). In places, these three facies assemblages are indifferently sharply truncated steep-flanked scours filled by massive to well-laminated, medium-grained sand forming deposits of up to 8 m thick (Fig. II-8C).

Interpretation: As it was the case for the lower delta front, normally-graded sand beds are interpreted as high-density turbidity flows. Their coarsening and thickening upward together with the steepness of these deposits indicate an active progradation thus ascribed as being the upper delta front. Given the regularly-organized bedding, the gravity flows likely resulted from a cyclic phenomenon such as tide or diurnal proglacial fluvial hydrograph and dismiss the hypothesis of the gravity-induced random delta plain collapse. The second facies assemblage showing contraction – dilatation pattern and coupled laminae likely resulted from tide-supported or -enhanced gravity flows (*e.g.,* Ayranci et al., 2012; Normandeau et al., 2015). The third facies assemblage alternating coarse-grained trough cross-strata and horizontally-laminated fine-grained sand relates to river-derived gravity flows, as indicated by abundant wood debris and the poor sorting of sand, either from oversteepened mouth bars (Hughes Clarke et al., 2012; 2014) or as hyperpycnal flows (Zavala et al., 2010), both emplaced during period of enhanced fluvial activity. The steep-flanked scours are interpreted as chutes filled by supercritical flows-related deposits (facies SGr3 and 4 in Dietrich et al. sub. a).

5.3.2.3. Delta plain

Description: The upper element, discordantly lying on the underlying upper delta front along a sub-horizontal surface, consists of a sand sheet with a mean thickness of 4-8 m. Its upper surface defines the top of the deltaic lobes observed in map-view. The sand sheet is sub-divided in two parts, generally vertically superimposed but occasionally interfingered, that display contrasted sedimentological facies. An additional third part was observed in rare places, at the top of the two others. The lower part, 2-4 m in thickness, consists of well-sorted fine-grained sand. Mm-scale, sub-horizontal to gently-sloped laminae erosive to each other at low angle and highlighted by heavy minerals constitutes the volumetrically-dominant facies. They alternate with trains of fine-grained current and/or wave ripples and medium-grained trough cross-strata, highlighted by heavy minerals as well. The intermediate part (often at the top of the succession), 2-4 m in thickness, consists of gravelly medium- to coarse-grained sand forming erosive beds of 30-50 cm thick, ubiquitously characterized by planar and trough cross-strata. Lenses of matrix-supported well-rounded gravels are also observed. In a single occurrence, climbing cross stratification and climbing ripples were each found. The third part, reaching 3 m in thickness, consists of well-sorted medium-grained sand characterized by sub-horizontal to gently-dipping laminae erosive to each other and highlighted by abundant heavy minerals placers (Fig. II-8 E).

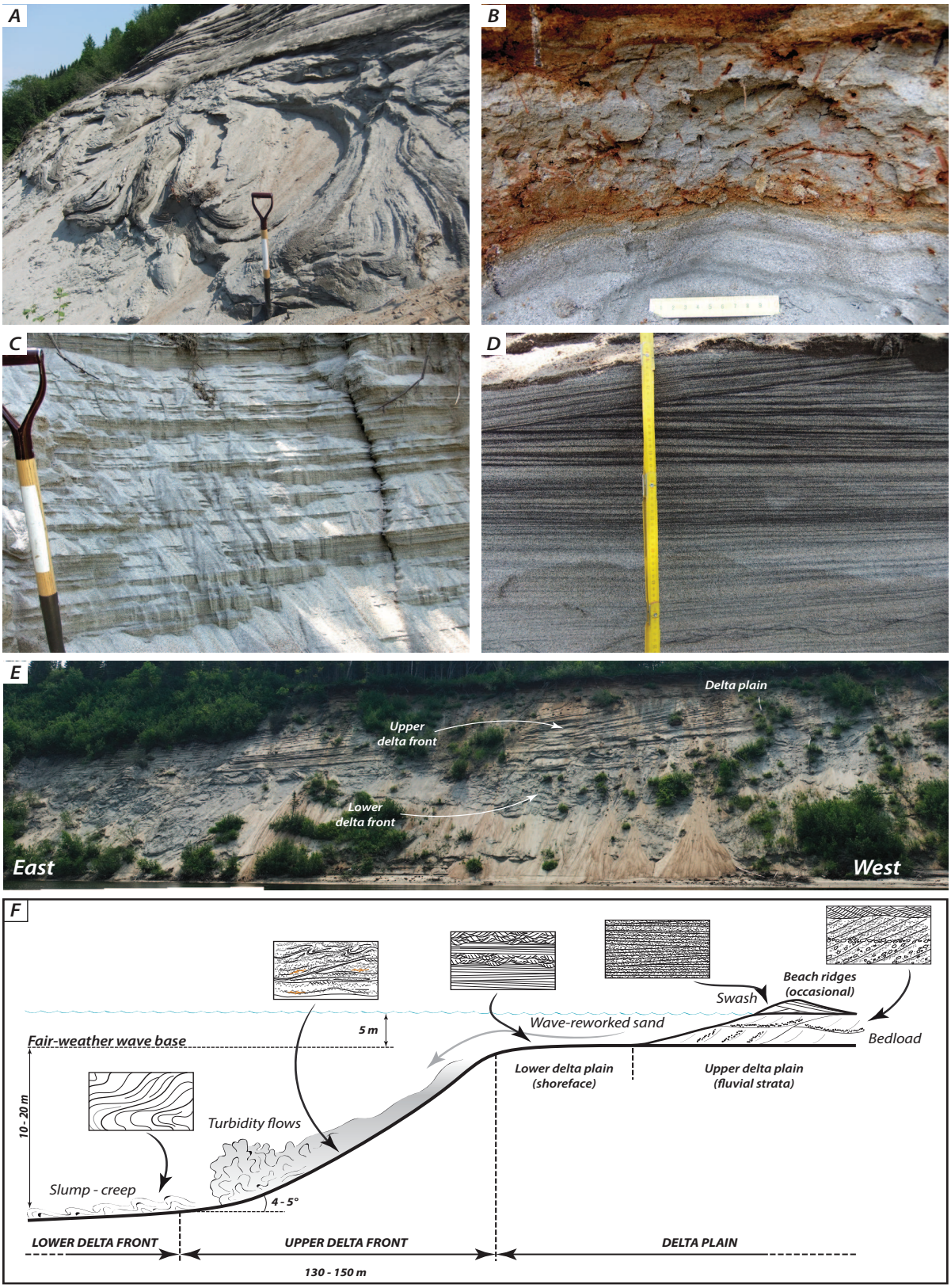


Fig. II-8: *Proglacial deltaic facies (A) Deposits of the lower front of the proglacial delta, involving large-scale contorted layer, issued from gravitational instabilities (slump). (B) Silty sand of the upper delta front including abundant wood debris. (C) Very well-laminated, medium-grained sand emplaced in incised channels. (D) Well-laminated and well-sorted sand with an important proportion of heavy minerals, deposited in the shoreface or beach. (E) Panoramic view of the outcrop. The foresets dipping toward the east are well-expressed, as well as the tripartite architecture including the delta plain (sandsheet at the top of the succession), upper delta front (well-marked foresets) and lower delta front (sloped contorted layer). (F) Depositional profile of the proglacial delta and associated facies.*

Interpretation: As these deposits stand on the upper delta front, they are interpreted as delta plain deposits. The lower part including well-sorted fine-grained sand is ascribed as representing the shoreface and thus is the subaqueous delta plain. The upper part comprising poorly-sorted pebbly trough cross-stratified sand represents the fluvial counterpart *i.e.,* the subaerial delta plain. Such deposits are ascribed as being deposited by braided streams in agreement with their ubiquitous repartition over the entire study area, the subdued braided pattern observed in map-view and the lack of large-scale, well-marked channels observed in section. In such a setting, the shallow-marine processes (waves) reworked or maintained in suspension the fine fraction of the river-derived sediment and subsequently deposited in the subaqueous delta plain below the wave base.

5.4. Inshore – offshore correlation

Inshore and offshore depocenters are correlated on the basis of ^{14}C ages and cross-cutting relationships. The outwash fan of the Daigle Lake is put on an equal term with the GZWs 1 and 2, because deposited in an ice-contact setting. It is the last emplaced of the three GZWs and marks the turnaround from glacimarine to deltaic sedimentation, the lower being expressed by the Gilbert delta of the Daigle Lake (see part 2). The inshore-offshore correlation of the paraglacial suites had been made following the work of Normandeau et al. (2013).

6. The sept-îles deglacial sequence

6.1. Ice margin stillstands and GZWs growth

The GZWs are markers of episodic stillstand episodes or grounding events punctuating rapid ice retreat (Dowdeswell et al., 2008). In the Sept-Îles area, GZWs 1 and 2 may correspond to the first ice grounding marking the transition between the early retreat by calving and the subsequent retreat by melting (Figs. II-9 & 10; Shaw et al., 2002; 2006; Occhietti, et al., 2011). GZWs are characteristics of more or less perennial stillstand, inferred to be in the order of few hundred years (Occhietti et al.,). Lajeunesse & St-Onge (2013) provided evidence for the emplacement of GZW 1 at around 12.5 yrs Cal BP and the DLMR at *ca.* 11 yrs Cal BP, respectively corresponding to the early and late Younger Dryas cold event. Assuming equivalent duration of the three stillstand (GZW1, GZW2 and the outwash fan below the Daigle Lake), GZW2 would be emplaced between 11.5 and 12 yrs Cal BP. Transverse ridges represent shorter time intervals, presumably less that one hundred years. Given the approximate ages of the different glacial stillstands and considering the RSL history (Fig. II-4), ice thickness can be

deduced considering it was grounded at the time of the emplacement of the GZWs. Assuming reduced seawater salinity (<20 $g.L^{-1}$) in such a setting fed by meltwater and glacier ice density (830-910 $g.L^{-1}$), minimal ice thickness was *ca.* 330 m at the time of the emplacement of GZW 1 and 2 —the basement of the latter being lower than the former— and less than 20 m for the outwash fan below the Daigle Lake (Fig. II-9).

Elongated ridges interpreted as MSGL indicate fast-flowing ice at the time of the emplacement of the GZWs. This is consistent with the inferred presence of an ice shelf at the time of the emplacement of GZW1 (Alley et al., 1989). Considering episodic stillstand between the GZWs and a pattern of fast-flowing ice, it seems likely that ice retreat was mainly driven by ice collapse and iceberg calving.

The DLMR and the associated Gilbert delta together mark the transition from a marine-based to a land-based LIS margin in the Sept-Îles area and the onset of the development of deltaic and coastal sedimentary suites (Figs. II-9 & 10). In the axis of the Moisie structural valley, considering its low-lying bottom well below the marine limit of the post-glacial Goldthwait Sea, a glacimarine front remained perennial up to the combination between RSL fall, LIS margin retreat the prograd-aggradation of sedimentary system permitted a proglacial delta plain to develop (Lønne, 1995). Thus, a coeval glacimarine sedimentation issued from the Moisie structural valley, with iceberg calving, interfingered with the Gilbert-delta front.

6.2. Proglacial delta

The emplacement of deltaic complexes resulted from the retreat of the LIS margin upland and the development of a proglacial deltaic system, constantly fed by glaciogenic sediment. The distance between the ice margin and the shoreline was continuously increasing, as the former retreated and the later prograded. Such an deltaic evolution is similar to the one observed in the Portneuf-Forestville deltaic system (Chap. III, stage C).

Two contrasting class of facies are recognized in the deltaic lobes. In one hand, the facies tied to fluvial processes, marked by the braided delta plain, river-derived "chute channel" and hyperpycnal gravity flows. In another hand, tidally-influenced deposits in the delta front, the well-developed shoreface (lower delta plain) and the presence of beach deposits at the top of the succession together indicate the influence of shallow-marine processes. Thus the deltaic accretion has a mixed influence including fluvial and shallow-marine processes. The observed morphology of the deltaic depositional profile (Fig. II-8 F), involving a subaqueous, shallow delta plain (shoreface) leading to concave-upward foresets, corresponds to the mixed-influenced delta clinoforms reconstructed numerically (compound clinoform of Swenson et al., 2005), with a delta brink (rollover point) located at the transition shoreface – upper delta front.

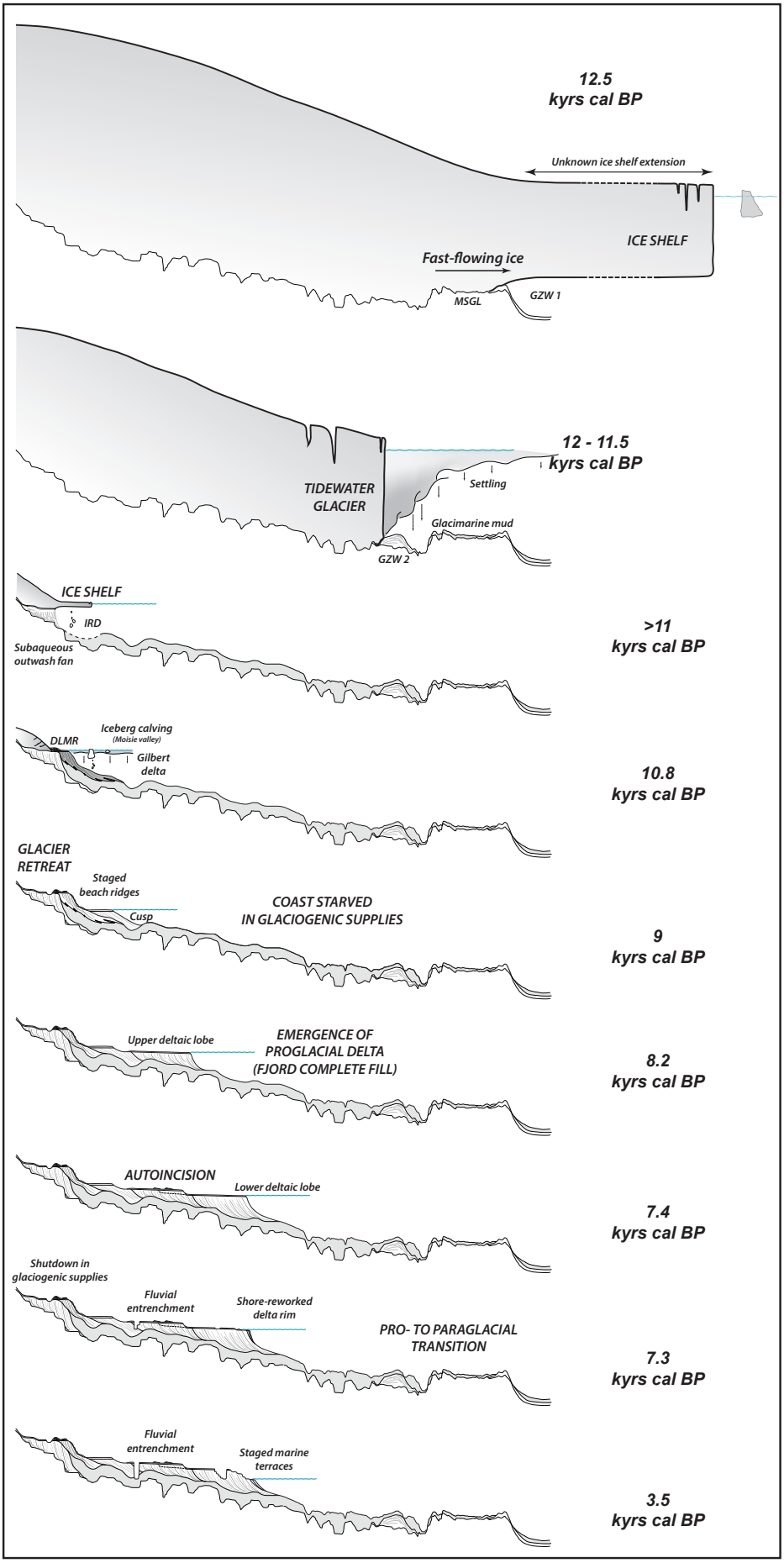


Fig. II-9: *Scenario of the deglaciation of the Sept-Îles deltaic complex*

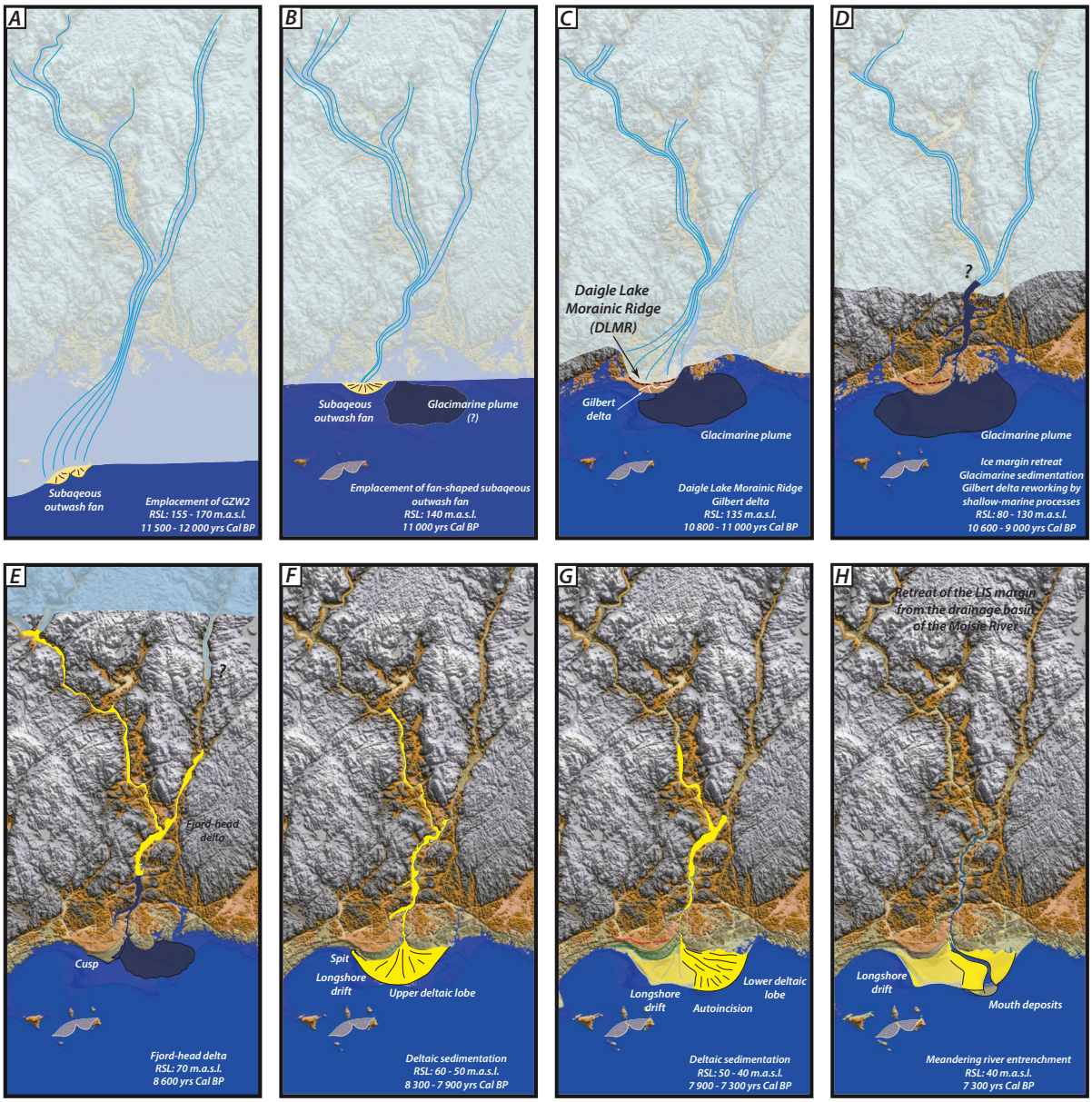


Fig. II-10: *Paleogeography of the Sept-Îles area through the deglaciation. Note that fine blue lines normal to the ice margin represent subglacial drainage*

The deltaic depositional profile is here represented by a sigmoid-shaped clinoforms, 20-30 m in high, which the depth of the delta brink corresponds to the fair-weather wave base (Fig. II-8 F). The raised spit at 43 m.a.s.l. (Fig. II-1) was linked to the upper deltaic lobe and thus tied to a westward longshore drift. The delta thus should have had a lobate, slightly asymmetric shape in map-view, deflected toward the west, *i.e.,* in the inferred downdrift direction (Bhattacharya, 2006).

In such a setting, well-stratified gravity flow-derived beds observed in the delta front may correspond to wave-enhanced sediment gravity flows (Macquaker et al., 2010). Such gravity flows originated from re-suspension and advection of ephemerally deposited sediment or maintained in suspension fine fraction (fine sand and silt) of the river-derived sediment,

that evolve into gravity flows descending the delta front (*e.g.,* Piper & Normark, 2009). Such wave-enhanced gravity flows alternate in time and space with river-derived gravity flows likely emplaced during flood events, depending upon autocyclic processes such as lobe switching, fluvial channel avulsion or wave attack angle change (*e.g.,* Olariu, 2014). In addition, heterolithic beds showing contraction-dilatation trend in the upper delta front may relate to modulation of gravity flows, either hyperpycnal or wave-induced, by tide (or internal tide) processes (Pomar et al., 2012; Ayranci et al., 2012).

The two deltaic lobes are of same origin, involving a similar sedimentary dynamic consisting of a braided fluvial feeder system and shallow-marine reworking processes at the delta rim. The two lobes were emplaced under forced regression, as evidenced by the descending-basinward delta plain. Interestingly, no drastic fluvial entrenchment occurred, as it was expected in such a context (Posamentier & Morris, 2000). Rather, a shallow imbrication of a lower deltaic lobe occurred. Hypothesis of the entrenchment due to increasing rate of RSL fall (Ritchie et al., 2004a; b) is discarded, as the RSL shows an exponentially-decreasing trend (Fig. II-4). Similarly, the decrease in sediment supply, leading to a fluvial entrenchment (Hein et al., 2014; Dietrich et al., 2015, see chap. III) is also unlikely, as observed facies in the delta plain of the upper and lower lobe, *i.e.,* deposited by braided fluvial streams, are similar. Finally, a drop of RSL below the delta brink (Ritchie et al., 2014a; b) is also discarded, as the latter continuously followed RSL in the context of high sedimentation rates. The imbrication of the two deltaic lobes thus probably not resulted from unsteady external forcings.

The imbrication of the lower lobe within the upper one is likely interpreted as an autogenic process known as *autoincision* (Muto & Steel, 2004; Muto & Swenson, 2005b; Swenson & Muto, 2007) after a period marked by the absence of major fluvial incision. The upper lobe was thus initially valley-free in spite of forced regression and radiate to form a fan-shaped lobe. This indicates that the longitudinal fluvial gradient was similar or steeper that the shoreline trajectory angle (Leeder & Stewart, 1996; Helland-Hansen & Martinsen, 1996; Swenson & Muto, 2007; Dietrich et al., 2015). Such a dynamic was permitted by high rate of sediment supply, exceeding river carrying capacities (Blum et al., 2013; Prince & Burgess, 2014) and allowing gently-sloped shoreline trajectory (*sensu* Helland-Hansen & Hampson, 2009). In a context of steady sediment supply, such a dynamic could not maintain as exponential volume of sediment are needed in order to maintain a stable shoreline trajectory (Muto & Steel, 2004). The system thus proceeded to an autoincision, after which the valley-free character was no longer maintained, replaced by incised and confined fluvial system (Muto & Steel, 2004). After which, as equilibrium between fluvial gradient and shoreline trajectory angle renewed owing to sufficient incision, fluvial entrenchment ceased. The autoincision likely occurred in a single

step, instead of intermittently, as no staged braided terraces are observed at the upper surface of the lower lobe.

The newly formed, lower-staged deltaic lobe was thus emplaced at the mouth of the incised valley, basinward of the delta front of the former, upper lobe. The braided feeder system initially confined in a valley, without vertical incision at that time, resulted in lateral bank erosion (Viveen et al., 2014) and widening of the fluvial valley (delta plain of the lower lobe). Interestingly, the newly formed lower deltaic lobe was emplaced eastward of the upper lobe, *i.e.,* upstreamward of the deflected, asymmetric upper lobe, where depositional space was available.

Sedimentation rates important enough to sustain fluvial aggradation during RSL fall, together with the braided pattern of the delta plain of the two imbricated lobes, suggest that the delta was still supplied at that time by glaciogenic sediments and meltwater supply. This is consistent with the fact that, during deltaic sedimentation, retreating ice margins were still located in the extensive basin of the Moisie River (see Fig. II-3, Church & Slaymacker, 1989; Occhietti et al., 2011, discussion in Dietrich et al., sub. a and Chap. VI).

It should be noticed that, in spite of its non-observation, a fjord-head delta was emplaced in the Moisie structural valley (see geological map in Dredge, 1983), as its bottom lies below the marine limit. Its infill corresponds to former stage of the imbricated deltaic lobes. The latter developed only when the structural valley was full-filled by deltaic sediments, as it was observed in similar setting where a structural valley turned into a fjord at the time of the marine invasion (Dietrich et al., 2015, Chap. III). As the structural valley is extensive, its infill corresponds in time to the deltaic sedimentation hiatus. The latter is also expressed by the reworking of the Gilbert delta by shore processes (see discussion in Chap. VI), that exists between the end of the Gilbert delta at 135 m.a.s.l. and the inception of the upper deltaic lobe, at 60 m.a.s.l., *i.e.,* between 10.8 and 8.2 kyr Cal BP (Fig. II-4). By comparison, and assuming that the fluvial dynamic was constant through time between fjord-head and open-coast deltaic progradation, the emplacement of the upper and lower deltaic lobes represents together *ca.* one thousand years of sedimentation (between 8.2 and 7.3 kyr Cal BP), *i.e.,* half of the volume of the fjord-head delta.

6.3. Paraglacial reworking

The Moisie River is meandering, deeply incised within the deltaic lobes. The incision probably occurred when RSL located at 40 m.a.s.l. evidenced by the incision of the upper lobe, *i.e.,* at 7.3 kyr Cal BP (Fig. II-4). The onset of the entrenched, meandering Moisie River at this date is interpreted as a drastic change in external forcings on the deltaic sedimentation. Similarly, the downstream part of the deltaic lobes, especially the lower one, show staged

marine terraces and paleo-sea-cliffs from 40 m.a.s.l. to the present-day shore. Here also, the deltaic sedimentation processes are envisioned as encountered drastic changes. Both these transition are viewed as the dramatic decrease in the fluvial input vs. shallow-marine processes ratio, leading to the transition from non-erosional to entrenching rivers (Blum & Törnqvist, 2000 and references therein), together with the passage from a braided to a meandering pattern (Church, 2006) and the predominance of marine reworking on deltaic accretion processes. Such a transition is viewed as the retreat of the ice margins from the drainage basin of the Moisie River, an assumption corroborated by ice retreat lines curves (Fig. II-3). Such a transition was already recognized in the St. Lawrence Estuary, and named the pro- to paraglacial transition.

The present-day Moisie River is constantly deflected toward eastward, as indicated by the descending pattern of the relict point bars (Fig. II-1). This indicates that the pattern of differential glacio-isostatic uplift was not normal to the coastline but rather a preferential uplift acted at the west (Alexander et al., 1994). In other words, isobases in the Sept-Îles area were likely oriented southwest-northeast *i.e.,* oblique to the coastline.

Present-day processes tied to the paraglacial evolution, *i.e.,* the recovery of the imprint of the former glaciation *sensu* Slaymaker (2011, see also Ballantyne, 2002). They relate to longshore drift driving sandbars migration on the coastal shelf and feeding active turbiditic channel levée system through the coastal slope (Normandeau et al., 2013) and contrasted and dynamic pattern of coastal accretion or retreat (Bernatchez & Dubois, 2004). The present-day entrenchment of the Moisie River and amplification of the coastal meander within non-cohesive deltaic sand and its redistribution onto the coastal shelf, the occurrence catastrophic flowslides in deltaic sand (like those of 1959 and 1966 involving more than 200 000 m^3 of deltaic sand issued from the eastern Moisie bank, Dredge, 1983) evidence the fact that the Sept-Îles area is still experiencing active and rapid environmental changes.

7. Controls on sedimentation patterns

7.1. Relative influence of forcing parameters through time and space

The position of the ice margin, the RSL and the underlying basement topography thus impact on sedimentation patterns of the deglaciation sequences. Their relative significance has to be discussed. A particular emphasize is given to the temporal evolution of the relative importance of these parameters.

Both the bathymetry and the underlying basement either formed by bedrock or by previously-deposited sediments constrain the grounding or flotation of the ice-margin and then the position of the subaqueous sediment entry points, generally subglacial channels debouching

at the interface between the ice-sheet and the sea. The grounding of an ice margin is possible if the ratio between ice thickness and local bathymetry is lower than ~ 0.88 considering usual ice and sea-water densities (Benn & Evans, 1998). In addition, the sediment entry point at the ice margin modifies subglacial topographies by the deposition of thick glaciogenic suites (*e.g.,* GZWs) that can deserve further ice grounding (*e.g.,* Boulton, 1990). Ice can also remove underlying rocks (glacial overdeepening) favoring ice flotation, a specific case that will be not considered here. Finally, the RSL contribute to the underlying sedimentary substrate morphology by the deposition of coastal and/or deltaic suites that modify the initial topography. The influence of the position and volume of the ice margin on the RSL, although being of a primarily importance at large spatial and temporal scale, is not here considered. Indeed, the ice margin fluctuations over the study area *i.e.,* less than 50 km along dip arguably has an undecipherable influence on the regional pattern of the RSL by glacio-eustasy or by glacio-isostasy. Rather, the local RSL is controlled by the general trend of the retreating ice margin and is not or poorly impacted by local ice margin fluctuations. The ice-margin position, RSL and basement topography have thus positive and negative feedback to each other. Thus, they directly control sedimentation patterns, but each of them also interact with the two others parameters (Fig. II-11; *e.g.,* Boulton, 1990; Bart & Anderson, 1996; Alley et al., 2007; Bart & Iwai, 2012 ; Jamieson et al., 2012).

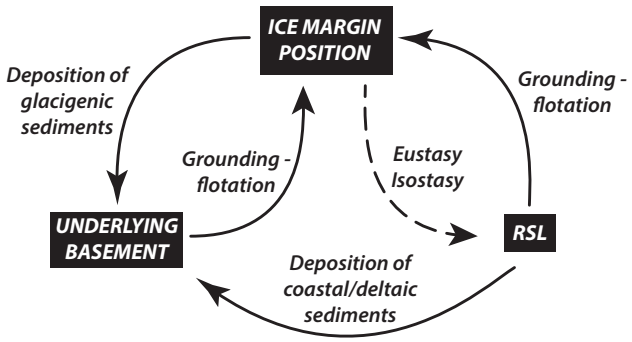


Fig. II-11: *Feedbacks linking the ice margin position, inherited topographies and the RSL*

7.2. Role of ice-margin positions

The role of the ice-margin positions is predominant on the sedimentation pattern yet constantly evolving through time (*e.g.,* Dunbar et al., 2008). During the early phase of deglaciation characterized by a marine-based ice margin (Fig. II-9), the position of the latter is usually recognized as the main controlling parameter on sedimentation patterns (Powell & Cooper, 2002; Zecchin & Catuneanu, In Press) as it determines the availability of sediment, the position of the sediment entry point and the available space for sediment deposition. Three staged and backstepping grounding zone fans and glacimarine muds were deposited over the

study area owing to glacial stillstand, irrespective of the RSL. These glacigenic deposits are thus emplaced as wedges deposits on the former sea floor and thus cannot be used straightforwardly as proxies for reconstructing past RSL history. Note that the development of the GZWs may have favored a local, but relatively long-lasting, stillstand (Alley et al., 2007).

From the moment the ice margin became land-based, which the transition from a marine-based margin is marked by the emplacement of the DLMR and subsequently by the development of the Gilbert delta, the influence of the position of the ice margin drastically decreases yet it remains important. Notably, the nature of the sediments transferred to the sea depends on the proximity of the ice margin with the shore: the closest the ice margin stands from the shore, the coarser the supplied material (*e.g.,* Huddart, 1994). The land-based ice margin standing close from the shore can also control to a lesser extent the emplacement of deltaic suites: the Gilbert delta was emplaced immediately beyond the stillstanding ice margin located at the DLMR rather than at the outlet of the structural valley that would normally offer a more efficient sink. Subsequently, as ice margin retreated farther north, the sedimentation was re-concentrated into the structural valley, emplacing huge amount of glacimarine muds as prodelta deposits (Fig. II-10). The presence of the ice margin within the drainage basin of the Moisie River allowed the progradation of a deltaic complex and the maintenance of the a braided pattern with minimal fluvial incision (with the exception of autoincision processes) in spite of RSL fall. Finally, when the ice margin melted out of the drainage basin of the Moisie River, the sediment yield drastically decreased and forced the river entrenchment, the deltaic progradation final cessation and the predominance of the shallow-marine processes that reworked the deltaic lobes.

7.3. Role of RSL

During the early deglaciation characterized by the marine-based ice margin, the role of the RSL was to control the behavior of the ice margin (floating vs. grounded). However it had limited direct influence on the sedimentation pattern. From the moment of the ice margin became land-based with development of a continental ice front, the RSL acquired a preponderant importance on the sedimentation pattern. Indeed, the different deltaic lobes and paraglacial suites were staged according to the continuously falling RSL. In addition, the morphology and stratigraphic architecture were controlled by the RSL fall rates as the delta fell in the category of the forced regressive system tract (Shaw et al., 2002; 2006; 2008; Catuneanu & Zecchin, 2013; Peltier et al., 2015). The deltaic autoincision (Muto & Steel, 2004; Muto & Swenson, 2005b; Swenson & Muto, 2007) occurred according to the RSL, as well as the incision of the Moisie River at the time of the retreat of the ice margin out from the drainage basin. Finally, the RSL

fall permitted the preservation of the raised sedimentary suites by subtracting them from the influence and potential reworking of the shallow-marine processes such as wave and longshore drift (Griggs & Trenhaile, 1994).

7.4. Role of antecedent topography

When the marine-based ice margin was located close to the study area, the underlying substrate topographies interacted with the ice thickness and RSL to permit or not the grounding of the ice (see above) but also determined the location of the main sinks for proglacial deposition *e.g.,* the topographic lows and the break-in-slope. On topographic highs, much less accumulation occurred except if the ice-sheet was grounded at their rim (GZW1 on the Corossol Bank). In that case, and counterintuitively, topographic highs also relate to efficient depocenter. Slopes of the underlying basement forced specific depositional dynamics. For example, the southern slope of the Corossol Bank likely contributed to the establishment of transcritical flow responsible for the deposition of the cyclic steps (Fig. II-5). Elsewhere, the same subvertical topographies avoided the deposition of glacimarine deposits.

The Moisie structural valley is aligned parallel to the former ice flow direction (Dredge, 1983) although it most probably represents inherited fluvial relief (Lajeunesse, 2014). The Moisie structural valley likely played a major role in the subglacial meltwater drainage system toward the outer rim of the LIS margin *e.g.,* as a sediment conduit for the emplacement of the ice-contact sediment wedges including the GZWs and the glacimarine muds. Although the fan-shaped outwash fan and the Gilbert delta are not directly positioned in the axis of the Moisie structural valley, they were likely fed by the adjacent, western arm of this valley, connecting the Moisie valley to the site of the present-day Daigle Lake (Fig. II-1). Finally, as the LIS margin retreated northward, it became land-based and structural valley turned into a fjord owing to the invasion of the postglacial sea. Thus, the length and the depth of the bottom of the valley (fjord) controlled the time during which a glaciomarine margin pertained. The valley bottom remained low enough through tens of kilometers upvalley to have formed a fjord (Peltier et al., 2015). In the axis of the valley, the glaciomarine margin persisted on the longer term relative to interfluve areas, until the contribution of sedimentation and upvalley retreat allowed the emergence of the margin. From the time the LIS became land-based in the axis of the structural valley, the latter still played an important role by (1) representing a sink for proglacial sediment emplaced in a fjord-head delta, (2) determining the time during which the delta remained confined in the valley and (3) once the fjord full-filled, the structural valley efficiently drains proglacial streams toward the shore from the retreating LIS margin and focused deltaic deposition at the structural valley outlet.

The shallow St. Lawrence shelf at the outlet of the structural valley allowed a sustained deltaic progradation with only one minor river entrenchment (Swenson & Muto, 2007). Indeed, an abrupt deepening at the immediate outlet of the valley (*i.e.,* absence of the St. Lawrence shelf) would have rather inhibited the extension of deltaic lobes but would have instead driven the development of a subaqueous fan (Chap. V, Prior & Bornhold, 1990). Finally, the morphology of the underlying basement control the extent of the drainage area of the Moisie River and then consequently the duration of the deltaic development prior the incision of the meandering Moisie River within former deltaic sediment.

7.5. Regional-scale controls on sedimentation

The control exerted by the position of the ice margin and the RSL on the sedimentation pattern is highly variable through time showing decreasing and increasing influence, respectively. However, these two parameters are well-correlated spatially (laterally along the axis of the St. Lawrence) due to a similar global pattern of deglaciation and RSL history at the scale of the St. Lawrence Estuary and Gulf (Dyke, 2000; Shaw et al., 2002; 2006; Occhietti et al., 2011, see also Chap. VI). To the opposite, the influence of the underlying basement on the sedimentation pattern kept a relatively stable influence through the deglaciation, by focusing both subglacial and subaerial meltwater flows and by influencing where the different sedimentary wedges (GZWs, deltas) will be emplaced. However, at the scale of the St. Lawrence North Shore, the basement morphology can be marked by significant differences. Especially, the inland drainage basin extent, the presence/absence of the shallow St. Lawrence shelf and the width, depth and length of structural valleys are the three major features of the basement morphology that can evolves spatially. Thus, these differences may have led to different pattern of glacial retreat that influenced the stratigraphic architecture.

Climatic forcings are also of a prime importance in the development of the sedimentary wedges, especially for the emplacement of ice-contact deposits. As it was seen above, the Younger Dryas cold event is responsible for the emplacement of GZW1 and the DLMR as the ice stabilized or readvanced (Occhietti et al., 2011), although the combination of the underlying basement and bathymetry localized the exact location of the grounding zone and the associated deposits. Without the presence of the St. Lawrence shelf up to the Corossol bank, a climatic stabilization or readvance would not have been marked offshore. In contrast, a single and larger depocenter would have been localized close to the location of the DLMR.

8. Depocenter trajectory and sequence stratigraphy

In the conventional scheme of the sequence stratigraphy, RSL changes (Vail, 1987; Posamentier & Vail, 1988; Catuneanu, 2002; 2006) and the related accommodation space/ sediment supply (A/S) ratio (Zecchin, 2007) are the primary control on the stratigraphic architectures. The concept of shoreline trajectory provides a tool in stratigraphic description without *a priori* assumption about genetic processes (Helland-Hansen & Hampson, 2009). Here is an attempt to export the concept of trajectory analysis into the context of deglaciation (Fig. II-12) in order to identify factors that control the trajectory pattern. We use the trajectory of the depocenter, instead of a more conventional shoreline trajectory, which the direct application in glacial settings is problematic as no clear definition of the shoreline is available in the case of a marine-based glacier.

The trajectory of the depocenter initially reflects the position of sediment entry point at the time of the marine-based ice margin and, only later, the land-sea interface when the ice margin turned to land-based and a shoreline does exist. In the case of the marine-based glacier, the depocenters correspond to GZWs. It subsequently corresponds to deltaic lobes, which the position is tied to the shoreline. In the Sept-Îles case study (Fig. II-12), the depocenter is not marked by a conventional descending regressive trajectory as it could be expected in an overall context of forced regression. Instead, the depocenter trajectory draws a loop showing a twofold trend. It is initially marked by a backstepping course (retrogradation) at the time of the emplacement of the successive GZWs, in agreement with the Powell & Cooper (2002) model. Then, it shows a descending regressive trajectory (progradation). The turnaround from retrogradation-progradation represents the transition from a marine- to a land-based ice margin,

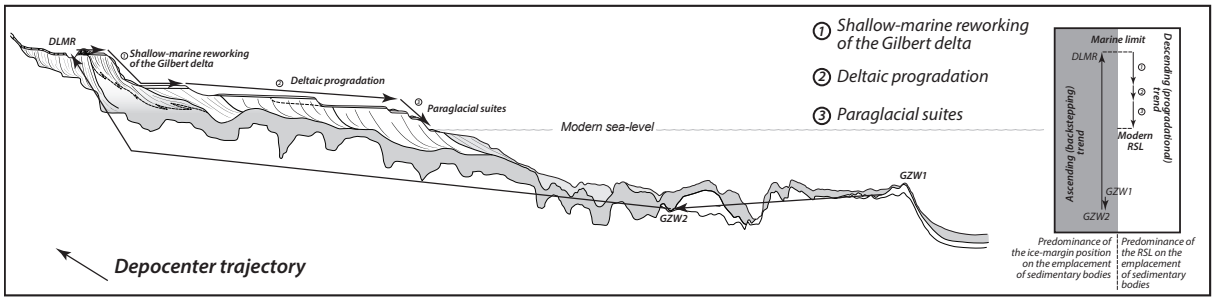


Fig. II-12: *Depocenter trajectory of the Sept-Îles transect, showing an initial ascendant backstepping trend resulting in a staging of the GZWs and a subsequent descending progradational trajectory of the emplacement of the delta lobes. The insert to the right is a projection on the y-axis of the trajectory. The grey left part represents the backstepping of the sedimentary wedges (GZWs) and the predominance of the position of the ice margin on the emplacement of the different wedges, marked by an ascending trend. The blank right part represents the predominance of the RSL on the emplacement on the deltaic succession, marked by a descending trend. The marine limit represent the turnaround from the marine-based (backstepping pattern) to the land-based (progradational pattern) ice margin.*

rather than a transition from transgressive to highstand depositional wedges (Corner, 2006; Nutz et al., 2015; Zecchin & Catuneanu, In Press). The intervening stratigraphic surface, the pseudo-MFS of Nutz et al. (2015), marks (1) the greater distance of the examined section from the sediment entry point (type A MFS *sensu* Catuneanu et al., 1998) and spanning the whole deglacial history, (2) the maximal extent of the postglacial sea and (3) the onset of the prevalence of the RSL on the emplacement of sedimentary suites after a period dominated by the influence of the ice margin position (Fig. II-12). Local variation in the underlying topography along the St. Lawrence North Shore may have led to different pattern of ice retreat at the regional scale. A diachronous emplacement of the turnaround from backstepping to progradational pattern is thus most likely along depositional strike, as it was also identified in conventional depositional systems Catuneanu et al., 1998 ; Embry, 2009).

A synthetical sedimentological log representative of the Sept-Îles deglacial sequence has been reconstructed (Fig. II-13). It is based on the 2-D deglacial record as identified in the Sept-Îles deltaic complex (Fig. II-4) and reflects the loop the depocenter trajectory. The stacking pattern shows an initial retrogradation represented at the base of the log by two coarsening-upward parasequences forming an overall fining-upward suite. They are overlaid by a coarsening-upward progradational suite also including individual parasequences representative of the pro- to paraglacial evolution. A conventional sequence stratigraphic analysis, *i.e.,* without the understanding of the deglacial setting or the temporal framework, would ascribe to such a retrogradational-progradational cycle a transgressive-regressive interpretation, not recognizing a deglacial sedimentary sequence fully deposited within a short stage of falling RSL. Indeed, the fining-upward basal suite appears as a TST and the lower part of the coarsening-upward suite as a HST, especially in the absence of major fluvial incision (apparent parasequences in Fig. II-13). Above, the autoincision surface *i.e.,* the first fluvial incision recorded in the system and the sharp contact of the lower deltaic lobe above the distal facies of the upper lobe, would be logically interpreted as the basal surface of forced regression (BSFR) while only the lower deltaic lobe would have been ascribed to the FSST. Alternatively, in the absence of autoincision, the pro- to paraglacial transition and the onset of fluvial entrenchment would define the apparent BSFR (Cf. Chap. III). Finally, the emplacement of paraglacial suites tied to the reworking of the deltaic lobes by shallow-marine processes (emplacement of beach and shoreface deposits) would be interpreted as the subsequent TST and its basal transgressive ravinement surface (TRS). In the geological record of former deglaciation (Ordovician, Carboniferous), similar interpretation have been proposed (*e.g.,* Pazos, 2002; Ghienne et al., 2007). This is mainly due to the lack of accurate temporal control on the emplacement of such sequences and independent information —others than facies analysis— about RSL fluctuation.

However, from the well-known regional setting, it is undeniable that the RSL on the St. Lawrence North Shore was continuously falling since the immediate ice margin retreat up to today. It is then hardly arguable to ascribe a complete transgressive-regressive sequence to these deposits. In models for Quaternary deglaciation record, such a terminology using conventional sequence stratigraphy is recurrently used, even if most of the authors are aware that the RSL is continuously falling from the immediate marine invasion following ice margin retreat (Corner, 2006; Zecchin & Catuneanu, In press). These authors argue a retreat of the "ice-shoreline" during the marine-based ice margin retreat. Instead, we here suggest that the "ice-shoreline" cannot be considered as a "true" shoreline. The "ice-shoreline", in the case of a marine-based glacier, in almost uncoupled of the sediment entry point, especially when considering an ice shelf, and thus is not a control on the sedimentation pattern. Even in the absence of an ice-shelf, the

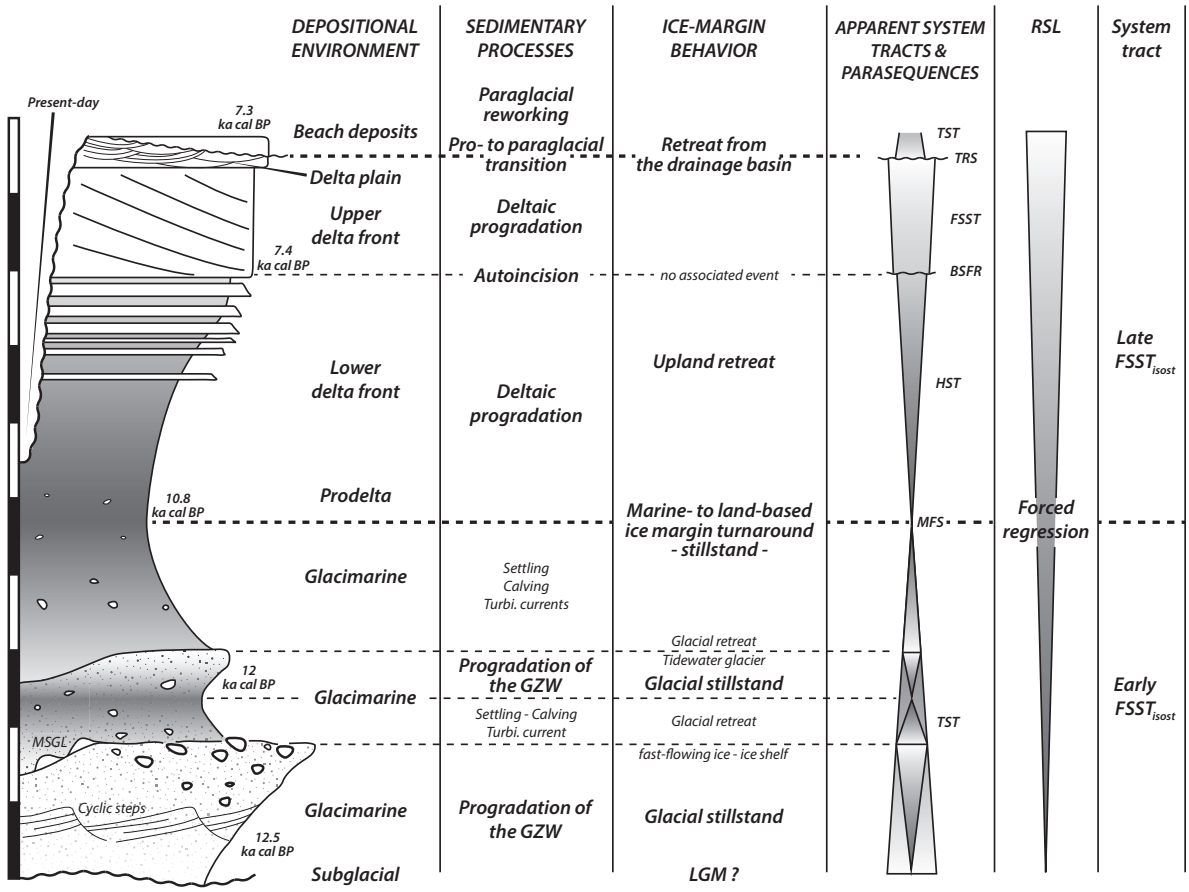


Fig. II-13: *Synthetical sedimentological log of the Sept-Îles area and sequential interpretation. The column "apparent system tract" refers to the classical interpretation that would be realized without knowing the RSL history. In reality, the RSL was continuously falling from the deglaciation up to today. We qualify this deglacial sequence as the glacio-isostatically-forced falling stage system tract (FSSTisost). This system tract was splitted into the early and late FSSTisost, respectively tied to the backstepping pattern (fining-upward parasequence) reflecting the retreat of the marine-based ice front and the late FSSTisost, showing a progradational pattern (coarsening-upward parasequence) reflecting the RSL fall and the deltaic progradation.*

subaqueous sediment entry point does not permit to consider the "ice-shoreline" as a significant marker. Further, in spite of the backstepping stacking pattern of the basal deglacial sequence, it is paradoxical to ascribe to a TST those sediment bodies that were emplaced under forced regressive condition. We thus here ascribe to the entire deglacial sequence the denomination of a glacio-isostatically-forced falling-stage system tract ($FSST_{isost}$, see also Nutz et al., 2015) as it has been emplaced under action of the glacio-isostatic rebound *i.e.,* in a time spanning one to several order of magnitude less than non-isostatic FSST. The $FSST_{isost}$ can be splitted into an early $FSST_{isost}$ showing a backstepping stacking pattern, emplaced in front of a marine-based ice margin, and a late $FSST_{isost}$, showing a progradational pattern which the inception match the development of a land-based ice margin. The late $FSST_{isost}$ thus shows a more conventional stratigraphic architecture of sediment bodies emplaced under forced regression (Fig. II-13; Cf. Chap. III). Thus the stacking pattern of a deglacial sedimentary sequence reflects primarily the successive position of the ice-margin of the trend of its retreat as well as the basement morphology, these two parameters being dominant on the role of RSL.

The early and late $FSST_{isost}$ correspond respectively to the early and late Glacial Retreat System Tract (GRST) of Powell & Cooper (2002) except for their bound. These authors delineate these two sub-system tracts by the occurrence of the last dropstones (ice-rafting termination surface) while this cannot be applied in our case study as dropstones are sporadically observed in prodeltaic muds (Fig. III-7, III-8 and IV-8) *i.e.,* in the late $FSST_{isost}$, likely derived from sea ice.

The emplacement of a $FSST_{isost}$ in the isostatically-dominated zone (Boulton, 1990) *i.e.,* relatively late regarding the overall deglaciation (*e.g.,* Shaw et al., 2002; 2006) is contemporaneous of the emplacement of a transgressive system tract tied to the glacio-eustatic rise in the eustatically-dominated zone. In other words, the RSL fall forced by the glacio-isostatic rebound in the Sept-Îles area is coeval with the RSL rise on the Atlantic shelf (see Fig. I-9). Similarly, the emplacement of the $FSST_{isost}$ in the eustatically-dominated zone is contemporaneous of the glacial surface of the isostatically-dominated zone; the latter being not yet deglaciated at the time of the deglaciation of the former zone. This implies the well-known scheme: (1) any $FSST_{isost}$ is time-transgressive throughout the Canadian shelf, initiated at the shelf margin and migrating toward the inner part of the landmasses (here the St. Lawrence North Shore) and (2) at the time of the emplacement of the late $FSST_{isost}$ in the isostatically-dominated zone, the outer zone (Gulf of Maine or southern Newfoundland, Shaw et al., 2008; Billy et al., 2014a; Hein et al., 2014) experienced of RSL rise .

9. Conclusion

The onshore and offshore investigations of the Sept-Îles study area led to the establishment of a synoptic sedimentary transect spanning the entire deglacial period. This transect illustrates the twofold trend of the stacking pattern of the sedimentary bodies tied to a deglaciation, from the early ice margin retreat to the present day. When the ice–margin was marine-based over the study area, it permitted the emplacement of grounding zone wedges. The latter, as they were emplaced at the immediate front of the stillstanding then retreating ice margin, show a backstepping trend in their stacking pattern. The younger deposits are then the most landward and highest, while the most basinward are the oldest. This backstepping pattern illustrates the predominant influence of the position of the ice margin on the emplacement of the related sedimentary bodies. Further, as soon as the ice margin become land-based, RSL acquired a preponderant influence on the sedimentation pattern as the proglacial deltaic lobe were emplaced according to the latter *i.e.,* by showing a rapid progradation forced by the RSL fall. At that time, the position of the ice margin remained important, particularly in controlling the glaciogenic sediment flux. From the moment the ice margin retreated beyond the drainage basin of the feeder river, hundreds of km upland the deltaic system, the latter became abruptly starved in sediment and thus cannot longer prograded, was reworked by shallow-marine processes and deeply incised by the river.

It thus appears that the deglacial stacking pattern was primarily controlled by the position of the ice-margin, the latter defining the emplacement of the sediment bodies when marine-based and controlling the amount of supplies to the basin when land-based. The basement morphology is also an important control on the sedimentation pattern in permitting grounding of the ice-margin, defining sink for sediments and duration of the proglacial sedimentation. Our study provides ground-truthed criteria for the investigation of sedimentary records of ancient glaciations, for which time calibration at the ky timescale is not possible. Indeed, apparent transgressive-regressive cycle in some cases observed above glacial erosive surface, and interpreted in terms of fourth to sixth-order RSL fluctuation, ties in fact to a single-trend RSL history. Such a sequence marked by the stacking of parasequences does not reflect fluctuations in RSL but rather the sensitive interplay between ice-margin retreat and/or stillstands and deltaic progradation. Such a sedimentary evolution spanned a short (few thousands of years) period of time marked by a decreasing but uninterrupted RSL fall and especially by important sediment supplies.

II.B. Article accepté dans la revue *Journal of Sedimentary Research*

UP-SLOPE MIGRATING BEDFORMS IN A PROGLACIAL SANDUR DELTA: CYCLIC STEPS FROM RIVER-DERIVED UNDERFLOWS?

Dietrich. P.[1]*, Ghienne, J.-F.[1], Normandeau, A.[2,3] & Lajeunesse, P.[2]

1 Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS/Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, FRANCE

2 Centre d'Étude Nordiques and Département de Géographie, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price, 2405 Rue de la Terrasse, Québec, Québec G1V 0A6, CANADA

3 Department of Geography, Queen's University, Kingston, ON K7L 3N6, Canada

Abstract:

Here we report and describe backstepping cross-strata ascribed to as cyclic steps and other associated supercritical bedforms. These sedimentary structures are located on a Gilbert-type proglacial fluviodeltaic system with steep foresets (up to 17°) and top-lying, flat-based topsets. This deltaic system, Upper Pleistocene in age, is emplaced near Sept-Îles (North Shore of the Gulf of St. Lawrence, Québec, Canada). It was abandoned after a rapid ice retreat following the Last Glacial Maximum and was subsequently uplifted

Packages of backstepping cross strata, lying in the lower part of the delta front outcrop, are made up of sand and gravels. They are organized in 10-20 m spaced pseudo-foresets. The whole structure is seaward-dipping with a mean slope of 11-12°. Our case study represents an end-member regarding the aspect ratio of cyclic steps cross-strata deposited on steep slopes. Backstepping strata include frequent internal erosion surfaces that onlap upslope on pseudo-foresets. These backstepping strata are interpreted as cyclic steps. Narrow, deep and asymmetrical scours and upslope-climbing cross beds are interpreted as chutes-and-pool and antidunes respectively.

Very shallow (<15 m) depositional palaeobathymetry are inferred from the overall depositional setting, which supports a genetic link between proglacial river outflows and cyclic-step development on the delta front. A plunging underflow is interpreted, and no mouth bar collapse is suggested as a triggering mechanism. Supercritical flows, common on proglacial delta plains, are here viewed as being essentially transmitted to the upper delta front as

inertia-driven gravity flows. Tidal drawdown during spring ebb tide likely increased sediment concentration in order to promote plunging of the proglacial river-derived outflow that then evolved as hyperpycnal flow. In such a scheme, no major hydraulic jump occurred when the parent river outflow entered the sea and river-derived hydraulic conditions were maintained along most of the delta front.

1. Introduction

Bedforms and resulting cross-strata originating from supercritical flow conditions have been identified from subaerial and subaqueous outwash systems (Russell and Arnott 2003; Duller et al. 2008; Lang and Winsemann 2013; Girard et al. 2015) to the deep sea (Cartigny et al. 2011; Talling 2014), including deltaic (Massari 1996; Hughes Clarke et al. 2012) and fluvial (Fielding 2006) systems. Recently, their significance and origin has been best understood owing to the higher resolution of geophysical imaging tools, *in situ* monitoring and numerical or analogic models (Mulder and Alexander 2001; Sequeiros et al. 2009; Spinewine et al. 2009; Muto et al. 2012; Cartigny et al. 2014; Covault et al. 2014). Among structures related to supercritical flow conditions, those referred to as cyclic steps (Parker 1996) have received increasing attention during the last decade (*e.g.,* Spinewine et al. 2009; Kostic et al. 2010; Cartigny et al. 2013; Postma et al. 2014). Large-scale (> hundreds of m) fine-grained (fine sand and silt) up-slope migrating sediment waves, interpreted or not as cyclic steps, are ubiquitous in deep-water channel and levees (Hughes Clarke et al. 1990; Migeon et al. 2000; Fildani et al. 2006; Lamb et al. 2008; Zhong et al. 2015). Smaller examples, described as crescentic bedforms, have been identified over delta slopes (Hill, 2012; Hughes Clarke et al. 2012; Turmel et al., 2015) and in the axis of deep- (Smith et al. 2005; Babonneau et al. 2013; Paull et al. 2013) and shallow-water submarine canyons (Hughes Clarke et al. 2012, 2014; Normandeau et al. 2014, 2015). Coarse-grained cyclic steps (sand and gravel) have been so far less documented (Postma et al. 2014; Postma and Cartigny 2014; Ventra et al. 2015; Girard et al. 2015).

Although the identification of these supercritical bedforms and resulting structures is crucial for the reconstruction of past depositional environments and in the understanding of formative flow dynamics, there is no full consensus on their genesis (*e.g.,* Lee et al. 2007; Paull et al. 2010). The most commonly accepted view for their origin relate to turbidity currents associated with mass-wasting processes (Piper et al. 2002; Lamb et al. 2008; Talling 2014). In places where delta foresets accrete under tidally-influenced conditions, tide-supported gravity flows, may occur (Wright and Friedrichs 2006; Ayranci et al. 2012). The potential link with river-derived hyperpycnal flows is less explored (Turmel et al. 2010; Ventra et al. 2015), but has been suggested to explain some particular occurrence of such bedforms in fan-delta settings fed

by bedload-dominated rivers (Prior and Bornhold 1989; 1990; Babonneau et al., 2013; Turmel et al., 2015). A better understanding of these structures requires the identification of the full spectrum of their occurrence in the variety of depositional settings.

Here we illustrate a case study where supercritical flow conditions can be inferred from coarse-grained, undulating backstepping cross-strata associated with subordinate backsets. Such structures, which arguably resulted from up-slope migrating cyclic steps, characterize a fluvioglacial delta succession where there is no evidence for the occurrence of related mass-wasting processes. These structures typify channelized shallow (< 20 m) environments in the upper part of the deltaic foresets, immediately beneath the foreset-topset contact. This contribution thus sheds new light on potential link between cyclic step related bedforms and hyperpycnal underflows.

2. Geological setting

The study area is located on the North Shore of the Gulf of St. Lawrence (Québec, Canada) 10 km north of the city of Sept-Îles (Fig. II-14). We describe a suite of sedimentary structures and facies, among them the backstepping cross-strata ascribed as being cyclic steps, characterizing a Gilbert-type fluvioglacial fan-delta (Fig. II-15). This delta constitutes the downstream reach of a triangle-shaped spillway exiting a morainic ridge emplaced 3 km upstream (The Daigle Lake Morainic Complex, Fig.II-14).

Lying at 135 m above sea-level (the marine limit of the literature, Dredge, 1983), this Gilbert-delta marks the first emergence of sedimentary system following the retreat of the Laurentide Ice Sheet margin and the deglaciation of the area *ca.* 12 ka cal BP. The deglaciation was initially marked by a succession of stillstands, the morainic ridge being the last (Shaw et al. 2002; Occhietti et al. 2011; Lajeunesse and St-Onge 2013). Considering such a context of deglaciation, the study area exclusively experienced a glacio-isostatically-forced regression since the emergence of the system. Despite high rates of RSL fall (several cm/yr, Shaw et al. 2002; Peltier et al. 2015), no RSL fluctuations can be evidenced from the stratigraphic architecture. It suggests that the development of the proglacial delta formed in a short timespan: tens to a few hundreds of years considering comparable other case studies on fjord-head or sandur deltas that typically have progradation rates in the 10-50 $m.yr^{-1}$ range (*e.g.,* Syvitski and Farrow 1983; Lønne and Nemec 2004; Gilbert and Crookshanks 2009).

Sedimentological observations were carried out in a pit excavation located at the edge of the sandur plain (Fig. II-14). Up to 25 m high faces, however with poor lateral continuity, were available either perpendicular or parallel to the foreset bedding. Figure II-16 is a synoptic compilation of the observed architectural elements.

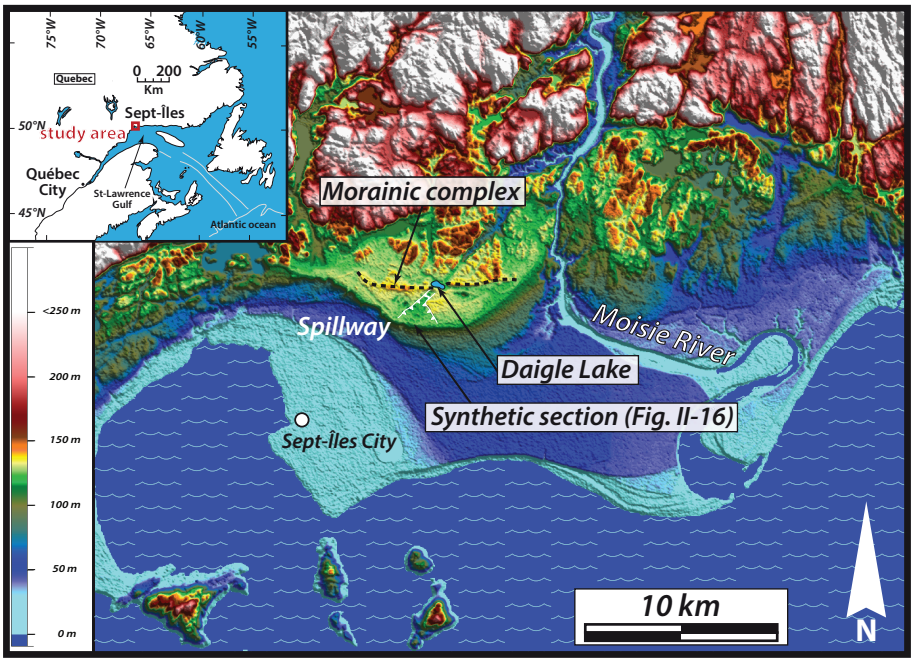


Fig. II-14: *Map insert shows the location of the study area (Sept-Îles) in Atlantic Canada. The Sept-Îles area is located on the North Shore of the Gulf of St. Lawrence, Quebec. The detailed map displays topographic features of the studied area and the location of the excavated pit and associated Lake Daigle moraine. Note the radial shape of the subaqueous outwash fan, the apex of which is located on bedrock highs. The fan delta and associated backstepping cross-strata are emplaced at the southern edge of a spillway. The red and white bar indicates the emplacement of the synthetic profile of fig. II-16.*

3. Backstepping cross-strata in a delta-front depositional setting

The architecture of the Gilbert delta shows three superimposed depositional units, from the base to the top (Figs. II-15 and 16): (i) upper delta foresets, bearing the backstepping cross-strata; (ii) distal sandur to mouth deposits constituting the topsets; (iii) beach barrier and storm-berm deposits. The depositional setting that arises from this basic stratigraphic architecture helps to constrain flow conditions at the origin of the cyclic steps. The stratigraphic emplacement of the backstepping cross-strata are detailed below while their description occurs in a further section.

3.1. Descriptions of depositional units

Two facies assemblages are observed in the upper delta foresets. They consist of either fine- to medium-grained sand including silty intervals, or of coarse-grained pebbly sand. The former are gently-sloped (10°) and regularly stratified while the latter which include the backstepping packages are more intriguingly organized. The two facies assemblages occur in turn repeatedly. In both cases, master beds dip to the SW.

Fine- to medium-grained sand shows 5-30 cm thick, gently-dipping, well-stratified beds. Some of the foreset beds include a well-defined break-in-slope. Upslope, a concave-up

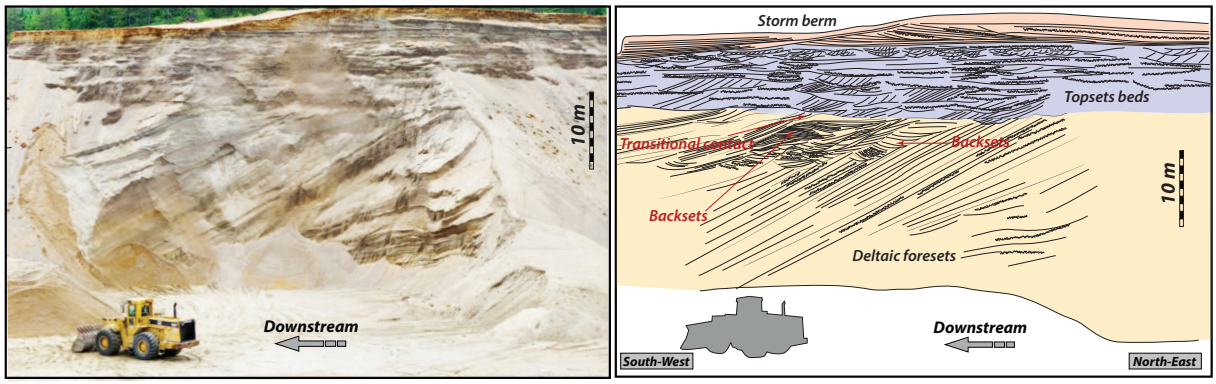


Fig. II-15: *Detailed photomosaic of the Gilbert-type deltaic architecture. Delta foresets in the bottom display both steep-sloped beds and fine-grained, gently-sloped strata (to the left). The occurrence of backsets within scours characterizes the upper foresets. Foresets are overlying by topsets beds, with either a gradual or sharp contact. Red arrows indicate the gradual transition between topsets to foresets bearing backsets. Within topset beds, planar- and trough-cross strata are ubiquitous. The flat-based summit unit (storm-berm) consists of sandy, gravelly and pebbly landward-dipping gently-sloped foresets. A stratified mud layer that wedges out landward and bearing pebble-sized lonestones constitutes the base of the third unit. Backhoe for scale.*

profile is observed in places (Fig. II-16). Sand beds occasionally show finer-grained bioturbated drapes (silt to very fine sand, Fig. II-17A). In-phase climbing ripples cross lamination and foreset-parallel planar laminae prevail. Mm-thick horizons concentrating heavy minerals are observed in places.

The coarse-grained facies assemblage shows a variety of stratigraphic architectures (Fig. II-15, 16 and 17 B): steep (up to 27°) foresets including fining-upward sequences, channel structures, V-shaped scours and related backstepping cross-strata. Steep foresets are regularly organized with bed-parallel laminations. Suites of steep foresets are in some cases truncated and unconformably overlain by finer-grained and gentler-dipping foresets (Figs. II-16 and 17 B). A view perpendicular to the foreset slope revealed that the coarse-grained assemblage including the backstepping cross-strata specifically constitute the infill of channelized structures (Fig. II-16, left). The channel form was up to 10 m deep, less than 20 m wide and characterized by steep (>60°) margins. Finally, numerous V-shaped, steep-flanked (45°) and m-scale scours

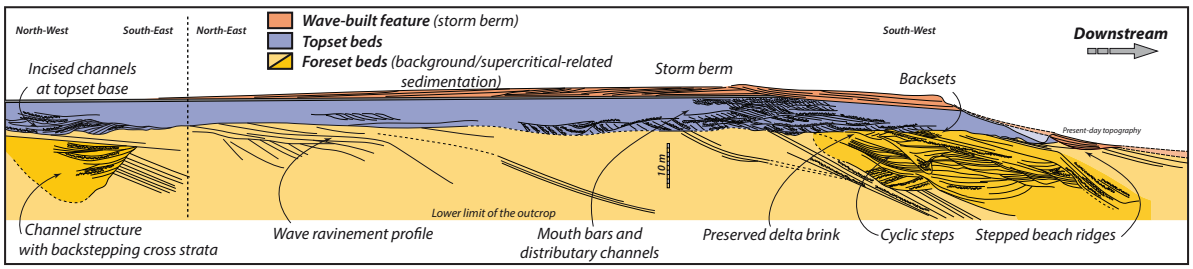


Fig. II-16: *Synthetical and synoptic profile of the Sept-Îles deltaic system (proglacial Gilbert-type fan-delta) showing stratal relationships within and between lower (foresets), median (topsets) and upper (storm berm) units. See text for details. Beach ridges to the right are tied to relative sea-level (RSL) fall that subsequently affected the deltaic body. The paleoflow is to the right.*

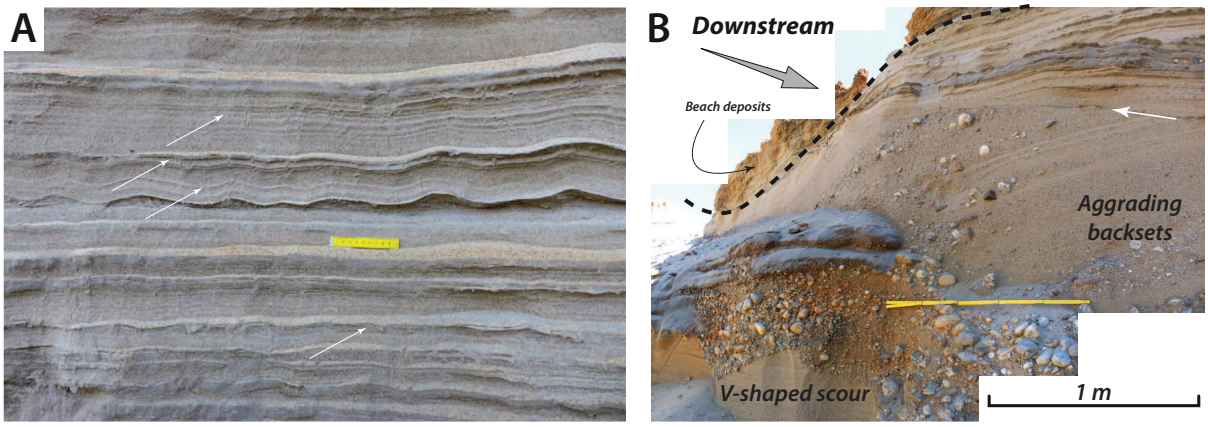


Fig. II-17: *(A) Close-up view of fine-grained foresets displaying fine alternation between fine-grained sand with current and/or wave ripples, occasionally in-phase climbing, and silt drapes with abundant bioturbation (white arrows). Cycles (contraction dilatation in laminae thickness) and bioturbation tied to tidal processes and background sedimentation. The yellow scale is 10 cm long. (B) Photomosaic showing a V-shaped scour with backsets including a fining-upward trend, sharply truncating fine-grained foresets (white arrow). Note the cyclic scour-infill pattern alternating coarse and finer facies inside a general fining-upward trend. Regressive beach deposits constitute the top of the succession. The yellow folding rule is 1 meter long.*

also occur in the coarse-grained pebbly sand (Fig. II-15 and 17B). Their infill is massive to faintly-stratified. The V-shaped scours include upslope-dipping (up to 17°) backsets that fine upward from clast-supported pebbles and cobbles to sand. Backsets occasionally show a cyclic organization marked by repeated change in grain-size (Fig. II-17B).

The topset beds, *c.a.,* 6 m thick, generally constitute an erosion-based fining-upward unit. Topset beds wedge out southward beneath the erosion-based third unit (Figs. II-15 and 16). The overall bedding is essentially horizontal. The lower bounding surface shows in places superimposed channelized structures, up to 2.5 m deep, in excess of 15 m wide, cutting into foreset deposits. However, a basal transitional contact is in places evidenced laterally (Fig. II-15). Planar, trough and sigmoidal cross-stratified pebbly sand prevail. Clast-supported, frequently imbricated, well-rounded gravels and pebbles include subordinate ball-shaped cobbles. Uniform paleocurrents toward the SW are evidenced by laminae dips and pebble imbrications.

The third unit is located on the outer edge of the topsets. It forms a subdued flat-topped ridge, reaching up to 2.5 m high. Its cross section is asymmetrical. Seaward, a sloped (5°), concave-up erosional surface is observed (Fig. II-15 and 16). Landward, a more extensive, gently dipping (*ca.* 1 °), planar surface develops over a distance of 150 m. Internally, sloped master beds (*ca.* 4°) evidencing a landward progradation have downlap relationships over the basal contact (Figs. II-15 and 16). Pebbles to pebbly coarse sand with bed-parallel laminae, occasional pebble imbrications and smaller-scale planar cross-strata prevail. Both indicate north- to northwestward oriented currents. Beds of open-framework gravels characterize the

upper part of the succession. Landward, the third unit thins progressively, down to less than one meter in thickness. At the base, a distinctive finely laminated mud bed, 10-30 cm thick, includes organic debris and rare pebble-sized lonestones.

3.2. Detailed description of backstepping cross-strata

Pit mining freshly exposed a variety of backstepping cross-strata observable on a single continuous vertical face, 12 m high and 70 m long, which intersected the deltaic upper foreset deposits (Fig. II-18). It was however poorly accessible due to slope instabilities.

At the foreset scale, an overall undulating bedding with 11-12° mean dips is observed. Internal erosion surfaces form either deep and narrow scours or steep-sloped amalgamation surfaces, in the middle and lower part of the exposure, respectively. Amalgamation surfaces, here referred to as 'pseudo-foresets', correspond to seaward-oriented, concave-up, truncation surfaces (Fig. II-19 A). They have a 10-20 m spacing and dip at higher angle (<25°) than the overall mean foreset slope. Deposits observed in the lower, middle and upper parts show distinctive bedding patterns.

The lower part of the section exposes the backstepping cross-strata (Fig. II-18). It consists of sand or pebbly sand including rare drapes of fine sand. Individual strata are conformably superimposed or bounded by low-angle subordinate erosional surfaces. They successively onlap landward onto pseudo-foresets. They have a hummocky pattern including some second-order, convex-up bed surfaces (Fig. II-19 B), and are truncated seaward by the seaward-next pseudo-foreset. Internal mean dip of the strata in between two successive pseudo-foresets is either horizontal or seaward dipping. Only strata related to convex-up geometry have weak landward dips. At the sub-bedform scale, laminated to diffusely banded sand prevail. Faintly- to well-laminated sand especially characterizes convex-up geometries. Normal grading occurs in a few massive sand beds. Gravels, floating into a laminated to diffusely banded sand matrix, are concentrated in beds abutting against the pseudo-foresets. More abundant gravels in the lower part of the succession, which also contains some dm-scale sand intraclasts (Fig. II-18), provide evidence for an overall fining-upward trend. Liquefaction structures are present. Small-scale flame structures are observed in lithofacies including the fine-grained intervals. They are affected by a conspicuous top-to-the-south shear deformation (Fig. II-19 C). Convolute bedding is also present.

A narrow, deep and asymmetrical scour and its infill were observed in the middle of the exposure (Fig. II-18). Downstepping extensional fractures affecting both the infilling and underlying truncated sands are observed on the upstream flank of the scour. Massive and chaotic to faintly laminated pebbles grade upward into pebbly sand. Upwards, the scour infill contains

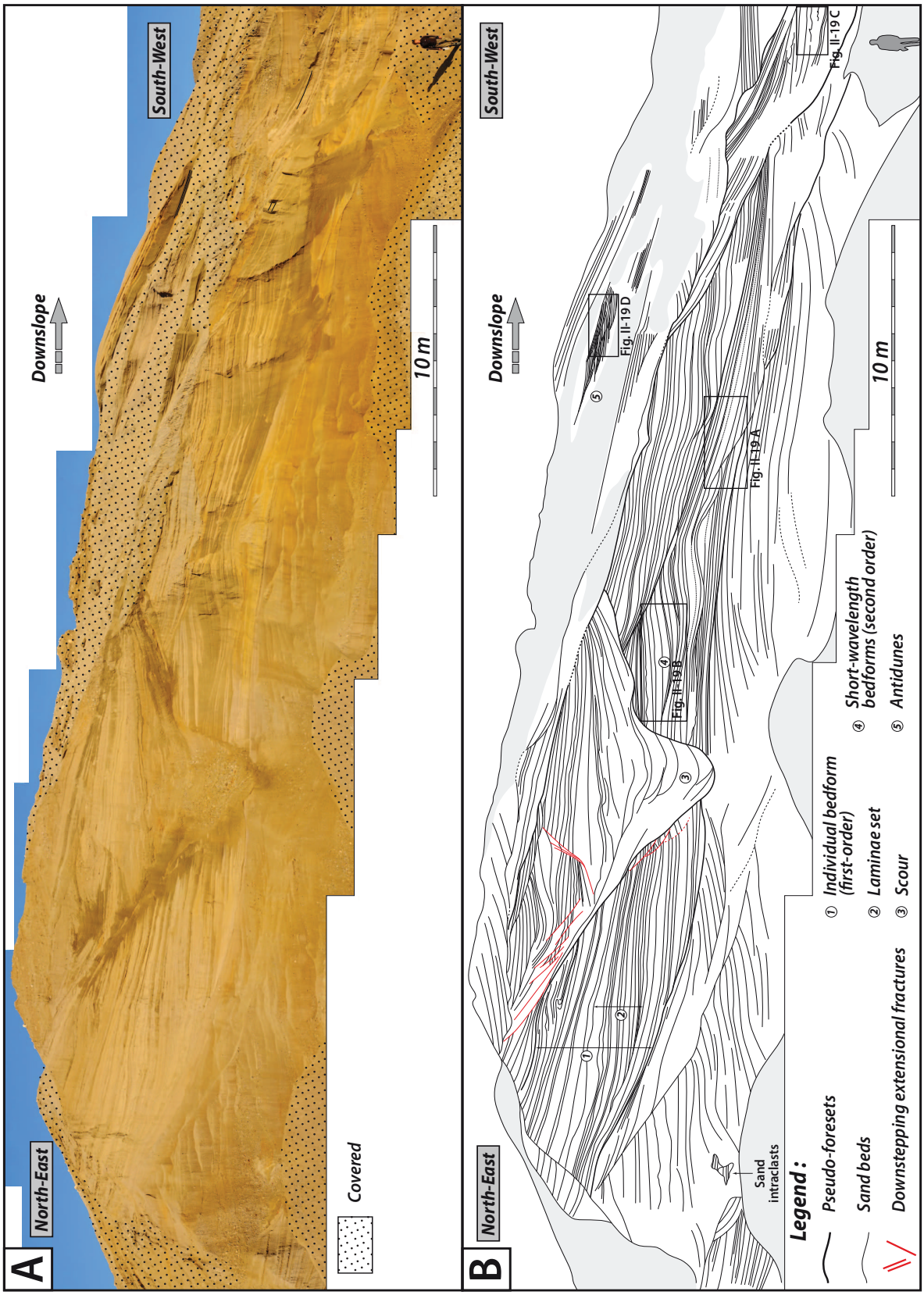


Fig. II-18: *Panoramic view of outcropping cyclic steps. (A) Photomosaic showing the cyclic steps cross-strata. The flow was to the right. Covered areas with a dotted pattern. Geologist (approx. 1.70 m) in the lower right corner for scale. (B) Line-drawing of the cyclic steps package. Bold lines highlight pseudo-foresets (amalgamation surfaces) while thinner surfaces reflect conformable to paraconformable beds and contacts. Note downstepping faults in the upslope flank of the scour in the mid outcrop. Frames are location of photographs of Fig. II-19.*

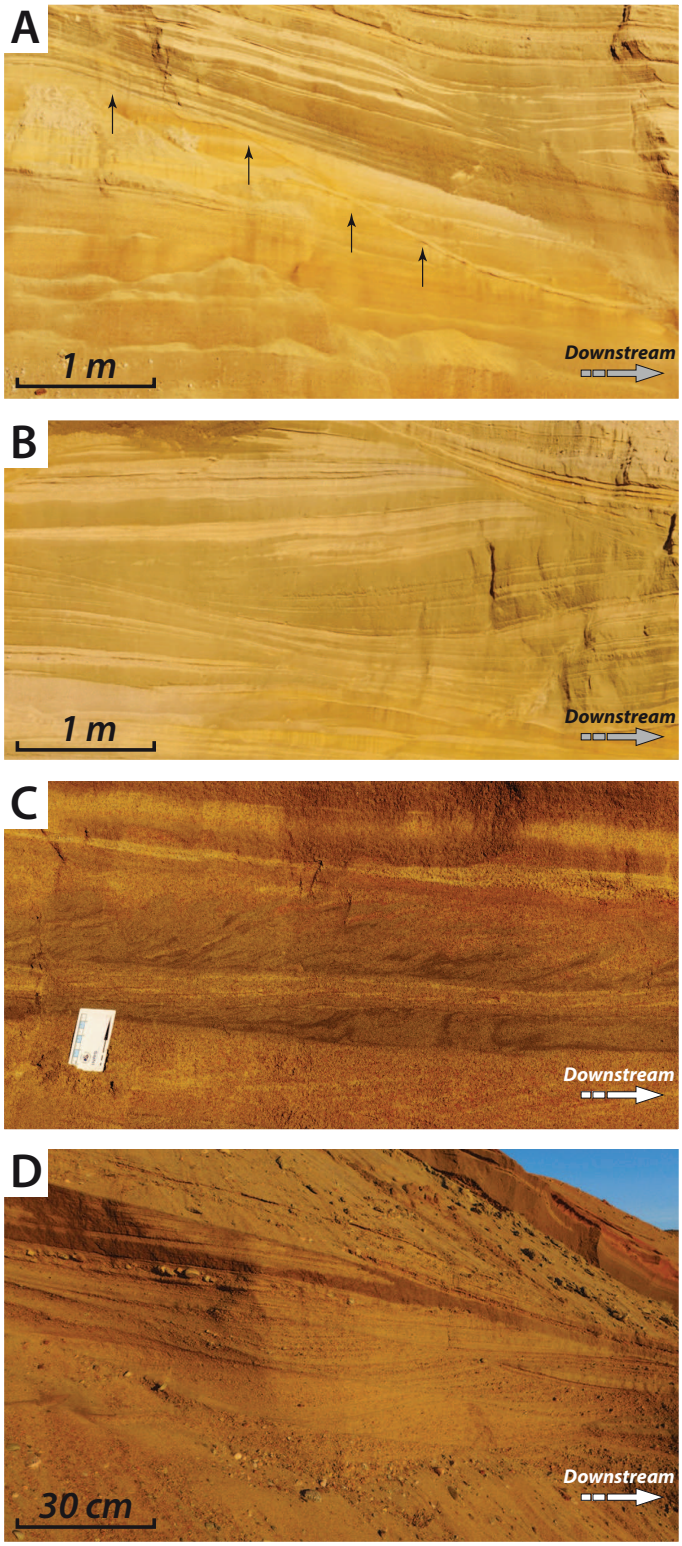


Fig. II-19: *Representative photographs of the cyclic steps associated facies. (A) Downslope-dipping pseudo-foreset (black arrows), sharply truncating underlying strata and on which backstepping strata onlap. (B) Second-order climbing cross strata interpreted as tied to antidune flow conditions. The occurrence in the upper right corner of a downslope-dipping pseudo-foreset highlights the onlapping pattern of backstepping cross-strata. (C) Flames of muddy fine-grained sand into coarser-grained sand facies, showing a top-to-the-south shearing pattern. (D) Pebbly sandy antidune cross-strata in the upper foresets. Note concave-up, upslope-dipping strata and associated pebbles lag above. The paleoflow is to the right.*

undulating beds and diffuse laminae, which are similar in nature to those of the lower part of the exposure. They form distinctive upslope-dipping backsets onlapping the landward flank and essentially conformably overlying the opposite, seaward flank of the scour (Fig. II-18).

In the upper part of the exposure, above a sharp truncation surface, stratified sands are better organized (Fig. II-18 and 19 D). They show regular seaward-dipping, 25-40 cm thick, master beds including tangential climbing cross-strata with upslope dips, *ca.* 1 m in wavelength (Fig. II-19 D). They consist of laminated granular sands with scattered gravels.

4. Interpretations

4.1. Depositional architecture and constraints on paleo water depths

The flat-topped ridge comprising the third, topmost unit is interpreted as a wave-built structure. Planar cross-strata and northward dipping master beds are washover deposits (Orford et al. 1991). The latter constitute a typical storm berm, similar to those observed in sandur settings (Hine and Boothroyd 1978). The steep seaward-dipping erosional surface corresponds to the beachface of the highest staged beach ridges. The clastics prograded landward into a finer-grained back-barrier showing laminated muds deposited in slackwater conditions dammed by barrier sands at the distal toe of the sandur (Hine and Boothroyd 1978). Lonestones are interpreted as ice-rafted debris. The horizontal, landward development of the washover complex over the topset beds conforms to the idea of rapid construction and abandonment of the entire system in a short timespan. The glacio-isostatic uplift did not prevent the retrograding behavior of the barrier.

The stratigraphic contact between the storm berm and the underlying topset beds approximates the mean high tide at the time of the delta progradation. The lower bounding surface of the topset unit was formed close to the mean low-tide level considering a present-day tidal range of ca. 3.5 m. The occasional preservation of transitional contacts between topset and foreset beds shows in addition that the correlative delta brink was positioned at the same level (Figs. II-15 and 16). Thus, the position of the topset-foreset contact mostly reflects a regular erosion depth by mouth channels. In this view, cross-stratified pebbly sands of the topsets correspond to the infill of constantly shifting channels within the intertidal toe of a prograding sandur (Syvitski and Farrow 1983). The deepest of these channels (Fig. II-16) highlights particularly severe downcutting related to tidal spring episodes (Smith et al. 1990) and/or to flood conditions on the delta plain. Planar- and trough- cross-strata essentially record normal flow conditions. Incidentally, sigmoidal cross-strata may specifically relate to high rates of sedimentary aggradation at flow transitions between dunes and upper-stage plane beds

(humpback dunes, *e.g.,* Fielding 2006). The development of a storm-berm over the topsets at a ca. 135 m elevation records a fluvioglacial sediment cutoff, at least at the local scale.

According to their stratigraphic positions (Fig. II-16), the backstepping cross-strata were thus formed in a delta front setting. The most landward and topographically highest of them are truncated by the lower bounding surface of the topset beds pointing to the depth of the delta brink (Figs. II-15 and 16). Basinward, the lowest of the observed backstepping cross-strata was emplaced at a depth of > 15 m. Similarly, upslope-dipping, undulating beds (Figs. II-15, 18 and 19 D) were emplaced at a depth in the 0-5 m range. The uncertainty about these estimates is in the order of the tidal range. The occurrence in places of conformable relationship between topset and foreset deposits (Fig. II-15) implies that this contact is not an unconformity, but only a diastem. No greater depth can thus be inferred from the overall depositional setting.

4.2. A cyclic step interpretation for the backstepping cross-strata

Patterns of stratification in backstepping cross-strata resulted from the progressive aggradation of depositional bedforms. A southward sense of flow as indicated by the mean dips of foreset geometries and the overall geomorphic setting indicates that stoss sides were essentially preserved while erosion prevailed along lee sides. Considering the lower part of the exposure, bedform amplitudes are in the 1-3 m range, while wavelengths are reflected by the pseudo-foresets horizontal spacing (10-20 m). Individual bedforms (first-order) and superimposed convex-up geometries (second-order) have climbed upslope and the dip of the pseudo-foresets corresponds to the angle of climb of the aggrading bedforms.

Coarse-grained backstepping strata are interpreted as the result of net-depositional Froude-supercritical flows. In such conditions, laminae geometries correspond to the morphologies of the formative bedforms. Quasi-permanent bedforms that migrate upstream in an orderly train as shown by regularly-spaced pseudo-foresets, point to either cyclic step or stable antidune flow conditions (Cartigny et al. 2011; 2014; Postma et al. 2014). Occurrences of second-order, shorter-wavelength bedforms superimposed onto first-order larger-wavelength bedforms fairly indicate that second- and first-order bedforms correspond to antidunes and cyclic steps, respectively (Spinewine et al. 2009; Cartigny et al. 2014). Scour-dominated cross-stratal patterns in exposures not parallel to the paleoflow suggest curvilinear bedform crests, a reminiscent of crescentic, up-slope migrating bedforms highlighted in a number of delta slopes or turbiditic canyons (*e.g.,* Smith et al. 2005, 2007; Hughes Clarke et al. 2014; Normandeau et al. 2014; Turmel et al. 2015).

Erosion associated with successive hydraulic jumps (Parker 1996; Kostic et al. 2010; Cartigny et al. 2014) resulted in the steep erosional surfaces that were referred to in the above

description as pseudo-foresets. The hydraulic jumps were positioned on the lee side and not in the trough of the bedforms, permitting onlapping contacts of the depositional structures onto the jump-related pseudo-foresets.

Massive to graded beds similar to top-cut-out turbidites and faintly laminated to diffusely banded sands relate to repeated hydraulic-jump processes (Russell and Arnott 2003; Postma et al. 2009; Lang and Winsemann 2013). More precisely, such bed-scale features correspond to sedimentary structures typically described in cyclic steps with stratified flow patterns including a supercritical basal layer (Postma et al. 2014; Postma and Cartigny 2014). Hydraulic jump permits deposition of massive to pebbly sand as well as sand intraclasts (Russell and Knudsen 1999; Carling 2013) in the trough of the bedforms. Soft-sediment deformation such as sheared flame structures resulted from pressure fluctuations under the unsteady flow (Postma et al. 2009; 2014). Variable near-bed flow conditions occurred along successive lee (mainly erosional) and stoss (depositional, re-accelerating from sub- to super- critical) sides of the first-order cyclic-step bedforms (Kostic et al. 2010; Cartigny et al. 2014) conferring to the overall flow a transcritical state. Flow re-acceleration up to renewed supercritical conditions approaching the following downslope bedform crest resulted locally in the formation of second-order antidunes (Figs. II-18 and 19 B). As cyclic steps are known to scale to flow thickness (Spinewine et al. 2009; Kostic 2011), bedform wavelengths in the 10-20 m range suggest that the thickness of the transcritical flow responsible for the establishment of such bedform was in the order of 1-2 m. This is also in agreement with second-order antidune wavelengths (<6 m) that suggest a one-meter thick flow (Normark et al. 1980; Prior and Bornhold 1990; Spinewine et al. 2009).

Backstepping cross-strata originating from cyclic steps are truncated and overlain by the narrow and deep scour in the middle part of the exposure (Fig. II-18). Its geometry and its infill including backsets suggest a chute-and-pool structure (Russell and Arnott 2003; Russell et al. 2009; Cartigny et al. 2014). Downstepping faults in sand along its upslope flank suggest minor gravitational slides in the lee side of the chute-and-pool structure, yet infill followed scouring sufficiently rapidly that larger collapse did no occur. The subsequent fluidization of these restricted sand collapses may explain some of the structureless sand layers contributing to the basal scour infill (Fig. II-18, see also Turmel et al. 2012; Cartigny et al. 2014, their Fig. 15). Well-laminated upslope-climbing tangential cross strata in the upper part of the exposure (Figs. II-18 and 19 D) are ascribed to deposition under supercritical flow conditions characterized by the development of stable antidune bedforms (Cartigny et al. 2011).

The facies sequence including from the base to the top cyclic steps, chute-and-pool and antidune deposits follows an episode of initial erosion generating the host channel (net-

erosional supercritical flows? see Fildani et al. 2013). This corresponds to a depositional context implying temporally and/or spatially decelerating flows. In the proglacial deltaic setting, such a scenario may relate to waning flow conditions, progressive in-channel aggradation driving overflows and expanding flow conditions, or flow interactions with diurnal tides (Smith et al. 1990).

4.3. Flood-stage, background and intermediate flow conditions

As interpreted above, foresets with backstepping cross-strata relate to supercritical flow conditions. In contrast, well-stratified, fine- to medium-grained foreset deposits characterized by ripples, bioturbation and concentration of heavy minerals represent background sedimentation and intervening remobilizations. At this time, sediments were distributed along the upper foresets by a combination of marine processes such as waves, tides and storms generating gentler slope than that of typical Gilbert deltas (Gerber et al. 2008; Fernandez et al. 2011). Muds are virtually absent, indicating they were exported further offshore. Unconformable contacts truncating steep foresets (Fig. II-16) may represent wave-ravinement surfaces possibly developed after distributary channel abandonment or migration, or during intervening periods between successive events of deposition by supercritical bedforms.

Reflecting less dynamic conditions than those developing cyclic steps, coarse-grained backsets in V-shaped scours nevertheless depart from structures of background sedimentation stages. Such backsets are frequently recognized in the upper foreset of high-energy Gilbert-type deltas (*e.g.,* Massari 1996). Muto et al. (2012) argued that backsets reflect the development of fluvial cyclic steps on the delta plain, involving a hydraulic jump in mouth environments. Subcritical flow conditions thus developed downslope along the foresets and the pseudo-cyclicity observed in backset cross-strata (Fig. II-17 B) is the consequence of repeated upstream migrations of the fluvial bedform crests and associated hydraulic jump location. Coarse-grained backsets are thus regarded as the result of intermediate discharge regimes. A very similar lithology (*i.e.* coarse-grained pebbly sand) composes the cyclic steps and backsets in V-shaped scours. It is in support of the idea that cyclic steps and backset cross-strata in this case study relate to a common hydraulic regime, the one producing backsets being only less energetic than the one related to cyclic steps (*e.g.,* Gerber et al. 2008).

5. Discussion

5.1. Cyclic steps from supercritical river-derived outflows?

In delta front settings, supercritical high-density turbidity currents and related upstream migrating bedforms are usually interpreted as initiated by the collapse of oversteepened mouth bars (Hughes Clarke et al. 2012; 2014). This inception process is preferred to other processes tied to river-derived underflows (*e.g.,* hyperpycnite deposits of Plink-Björklund and Steel 2004 and Ponce and Carmona 2011) since the latter are generally considered to have too low sediment-carrying potential for generating relatively thick coarse-grained deposits (Talling 2014). In our case study, however, we argue that the mass-wasting hypothesis for cyclic step generation is unlikely, thus favoring the river-derived origin.

Indeed, in this case study, the well-organized stratal pattern in cyclic step to antidune deposits (Fig. II-18) indicates relatively steady and uniform flow patterns. Also, there is no place neither for an headscarp large enough to transform in the volume of observed accreted sands (*e.g.,* Prior et al. 1981) nor for a flow transformation that would have instantaneously evolved from a gravitational collapse to net-depositional cyclic steps (*e.g.,* Ponce and Carmona, 2011) because the cyclic steps are preserved up to the uppermost level of the foresets immediately beneath topsets beds. In addition, the bulk of the cyclic step related deposits contains by far less coarse particles (up to cobbles) and is generally sandier than the topsets beds; the latter thus not being the source of the former.

As cross-strata formed by cyclic steps were specifically emplaced within channels incised through the upper delta front, it can be inferred that supercritical flows were inherited from, or at least tied to, flow conditions characterizing the proglacial delta plain (*e.g.,* Duller et al. 2008). This interpretation would conform to the observation of backsets in V-shaped scours, which can be understood as an indication of cyclic steps flow conditions on the delta plain (Muto et al. 2012). The lack of any patent record of supercritical flow conditions within the delta plain —with the possible exception of humpback dunes— suggests that related bedforms may have been net-erosional. Bedforms may also have formed and reworked during subsequent background sedimentation stages. However, flow constriction transforming subcritical flows from the delta plain into supercritical flows in delta-front channels cannot be excluded.

This particular geomorphic configuration confined high-energy flows, which were thus poorly affected by dispersive energy loss in the mouth environment (in contrast of the model of Bates 1953). Such channels are scaled to the upstream distributary channels of the delta plain, both in terms of size and hydraulic regime. A genetic link is then argued between a

primary sediment-laden supercritical flow on the delta plain that plunges down and evolves into an underflow that generates the cyclic steps on the upper foresets, a configuration suggested by Spinewine et al. (2009) and Muto et al. (2012). Owing to sufficient density and velocity, buoyancy and friction effects were overcome by the sediment-laden river-derived outflow, which transformed into an inertia-driven underflow (Mutti et al. 2003; Piper and Normark 2009; Turmel et al. 2015).

Flood conditions similar to those that are here inferred are illustrated today at some Icelandic sandur mouths. Here, a riverine flow is frequently observed entering the seawater with surface waves at tens to hundreds of meters off the shoreline in full continuity with those of the river. Then, they rapidly narrow seaward, disappearing abruptly (see Fig. 3 in Mulder et al. 2003 and Fig. 14B in Hine and Boothroyd 1978).

5.2. The role of tides on cyclic step development

The relative scarcity of cyclic step cross-strata in the bulk of delta front deposits suggests that only exceptional, low-frequency flow conditions have generated cyclic steps. We suspect that they most likely necessitated the conjunction of flood conditions (outburst, freshet) on the delta plain and their amplification by ebb-tide processes. In particular, tidal drawdown processes can explain the inception of channel downcutting at the delta brink (Smith et al. 1990). Channels were likely enlarged and rapidly overdeepened partly owing to supercritical flow conditions derived from the delta plain. The channels thus connected the delta plain and the upper foresets by establishing a new depositional profile (Fig. II-20) characterized by larger lower slopes (11-12°) than that of the background Gilbert-type delta (Gerber et al. 2008; Turmel et al. 2015). Supercritical conditions may have maintained in the tidal channel in spite of a sediment yield increasing by progressive slope oversteepening in the axis of the channel (Kostic, 2011).

Also, tidal drawdown potentially allows both the suspended sediment concentration (SSC) and bedload of the proglacial river outflow to increases by one to two orders of magnitude (up to 50 $g.L^{-1}$ according to Smith et al. 1990, Fig. II-21). The sustained river-derived flow can thus plunges down along the deltaic foresets (Mulder et al., 2003), considering in addition that the estuarine water body of the St. Lawrence was at that time diluted by massive meltwater inputs.

Cyclic steps bedforms can be regarded as deposits characterizing a tide-influenced zone of flow establishment (ZFE) of a submerged plane-wall jet with jump (Fig. II-20). Here, depositional processes relate to the conduit flow conditions (Russell and Arnott 2003) that characterize the portion of the chute channel located upstream of a main hydraulic jump lying

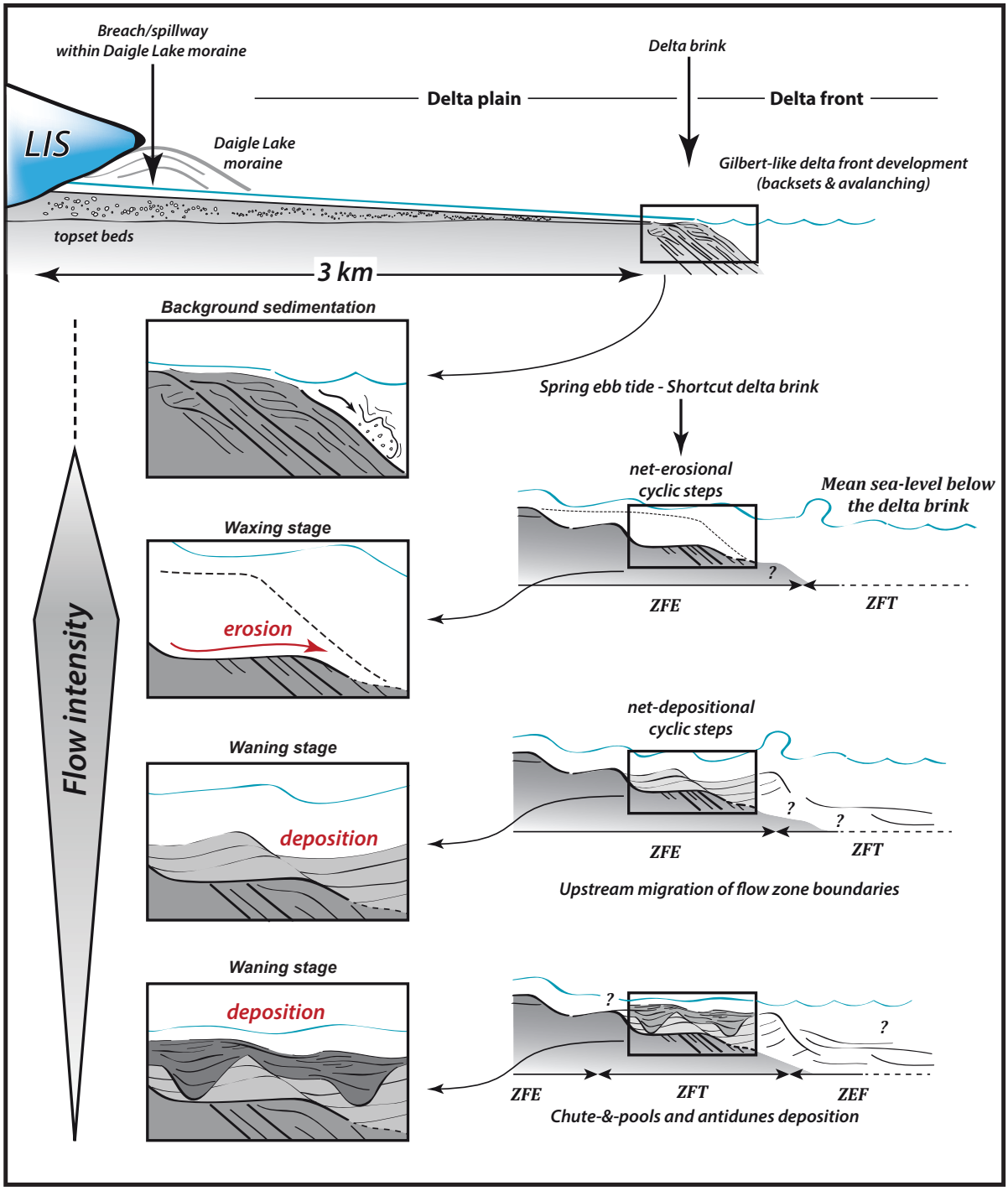


Fig. II-20: *Depositional model for river-derived cyclic steps in delta front settings. The upper scheme represents the initial setting off the Laurentide Ice Sheet margin, including the Daigle Lake morainic complex and the fan-delta. Intermediate sedimentation refers to as steep-sloped, coarse-grained foresets bearing backsets. The first reduced insert represents flow paroxysm with the development of river-derived, net-erosional cyclic steps forming a conduit that downcuts the delta brink possibly associated with ebb spring tide (Smith et al. 1990). The second insert represents net-depositional cyclic steps during waning flow condition. The third one represents deposition of chute-and-pool and antidune through the ZFT. ZFE: Zone of Flow Establishment; ZFT: Zone of flow Transition; ZEF: Zone of Established Flow (Russell & Arnott 2003). Note the upslope migration of the different domains.*

further downslope (*e.g.,* Mutti et al. 2003). A complex facies suite of subcritical, turbiditic facies is expected to have been deposited (Postma et al. 2009) further downslope in the zone of established flow (ZEF) beyond the main hydraulic jump, depending on the residual sediment concentration, pattern of the river-flow and tidal hydrograph and the gradient distribution along the foresets and in the channel. Afterwards, during the waning stage at low tide, the zone of transition flow is thought to have progressively migrated upstream as evidenced by the occurrences of chute-and-pools and finally antidunes above the cyclic steps bedforms (Fig. II-20; see also Lang and Winsemann 2013).

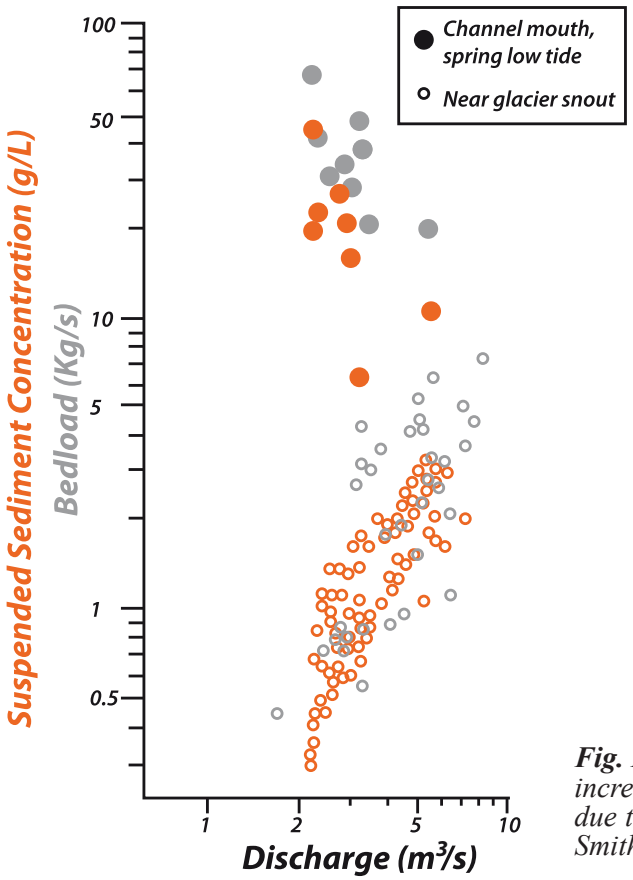


Fig. II-21: *Diagram illustrating the dramatic increase in sediment yield in a proglacial river due to tidal "drawdown" processes. Modified from Smith et al. 1990.*

5.3. The role of slope on cyclic steps development

Aspect ratio (wavelength/crest height) of the cyclic steps was close to 10 (Fig. II-22), a small ratio in comparison with that of cyclic steps developed in other coarse-grained sand in particular (*e.g.,* Postma et al. 2014) and all other finer-grained cyclic steps (*e.g.,* Zhong et al. 2015). The restricted crest spacing may relate to the steep mean slope of the depositional surface (11°), considering the wavelength of cyclic steps depends in part on the distance that the flow needs to become critical again after the hydraulic jump (Postma and Cartigny 2014).

We plotted aspect ratio of a panel of cyclic steps found in the literature against slope along which they develop (Fig. II-22). A well-defined decreasing pattern is observed, suggesting that the higher the slope, the lower the aspect ratio. As slope increases, the aspect ratio approaches zero. There is then no length where the flow can be subcritical. It implies that beyond slopes above a particular dip threshold, transcritical flows cannot occur, being replaced by permanently supercritical flows (downstream-pulling of the flow by gravity: Kostic, 2011; Zhong et al. 2015). If true, in our case study, the channel slope incising the delta brink approached the steepest setting in which cyclic steps can develop. A shortcut by tidal drawdown that reduced the initial delta front slope (20°) may have been a necessary condition in order to promote the development of transcritical flows, the formation of cyclic steps and the deposition of backstepping cross-strata.

Considering that cyclic steps with the lower aspects ratio are generally developed in coarser material (sand and gravel), is appears that development and stability of cyclic steps over increasing slopes may also have a relation with increasing grain size. We thus document a case study where the relationship between the aspect ratio and the slope represents an end-member in the field of the supercritical bedforms, at the opposite of long-wavelength, finer-grained cyclic steps deposited over largely less steep channel talwegs (Zhong et al. 2015).

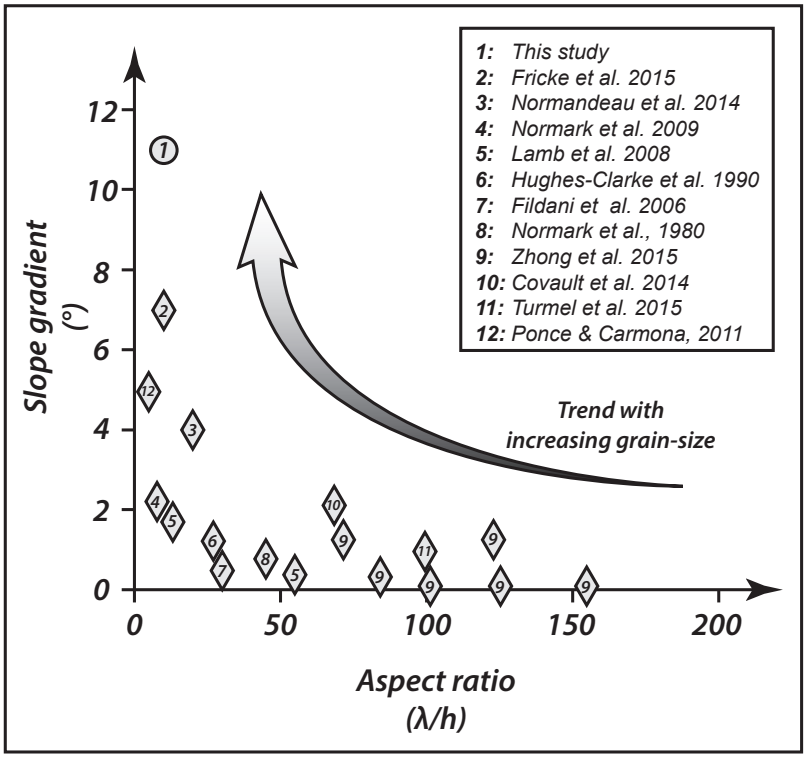


Fig. II-22: *Diagram showing for various cyclic steps documented in the literature the relationships between a dimensionless aspect ratio (wavelength/height) and the slope along which they develop. The Sept-Iles case study (circle) represents an end-member.*

5.4. Implications for supercritical river-derived outflows

Bedload-dominated, sustained, river-derived flows can be reasonably inferred, at least occasionally, from the overall ice-marginal depositional setting (Marren 2005; Duller et al. 2008). Such conditions may be encountered in a variety of high-energy settings, including glacial outwash and mountainous drainage basins, especially those affected by recurrent rainstorm events (Fielding, 2006; Babonneau et al, 2013; Ventra et al. 2015), and/or if they drain into tide-influenced basins with a significant tidal range. In this perspective, the cyclic steps and inferred flow conditions documented here may offer a solution for the understanding of the specific circumstances permitting the deposition of thick-bedded, sand-dominated turbiditic successions ascribed to river-derived underflows (Plink-Björklund and Steel 2004; Girard et al. 2012), which are definitely not supported by inferences from modern depositional conditions (Talling 2014).

6. Conclusions

In this study we document coarse-grained (sand and gravels), short-wavelength (10-20 m) cross-strata related to supercritical flow conditions developed in a shallow, fluvioglacial delta front. Both the sedimentary architecture, displaying truncation surfaces against which backstepping strata progressively onlap (pseudo-foresets), and bed-scale depositional facies tied to hydraulic jump processes, attest to cross-strata originating from cyclic steps. The emplacement of cyclic steps related cross-strata on upper foresets immediately below the basal topset contact strongly suggests that cyclic steps originate from river-derived, bottom-following underflows (hyperpycnal flows) in a delta front setting (upper foresets). We suspect that the development of such backstepping cross-strata from hyperpycnal flows was enhanced by tidal drawdown processes. The latter favored the incision of the delta brink and permitted an increase in sediment yield relative to the river outflow, finally driving an inertia-driven underflow and the inception processes for net-depositional cyclic steps.

Our case study differs from most of the other subaqueous published examples by the low aspect ratio (~10) of the bedforms. With km-scale cyclic step of the deep sea, they represent the two end-members of cyclic-steps related cross-stratification recognized in subaqueous slope settings.

Points à retenir

• La séquence sédimentaire complète de déglaciation de la région de Sept-Îles comporte des cônes d'épandages juxtaglaciaires sous-marins marquant des zones successives d'ancrage de la glace, un delta de type *Gilbert* associé à une crête morainique majeure, marquant tous deux la transition d'une marge glaciomarine à continentale, des lobes deltaïques proglaciaires étagés et enfin des suites sédimentaires paraglaciaires.

• Il apparait de l'étude de la trajectoire des dépocentres que le mode d'empilement de ces corps sédimentaires est initialement en rétrogradation puis en progradation. Cette inversion de tendance correspond à la transition d'une marge glaciomarine à continentale.

• Lors de la sédimentation glaciomarine initiale, la position de la marge glaciaire et la morphologie du substratum exercent un contrôle prédominant sur le mode d'empilement des corps sédimentaires, tandis que le NMR n'a qu'une d'influence indirecte. Dès l'émergence d'un front glaciaire continental, le NMR devient prépondérant sur le motif d'empilement sédimentaire, contrôlant l'étagement des corps sédimentaires.

• Ainsi, le mode général d'empilement sédimentaire de cette séquence de déglaciation reflète les fluctuations de la marge glaciaire lors de son retrait. Les tendances grano-décroissantes et –croissantes ne correspondent donc pas à des variations de NMR, ce dernier étant uniquement marqué par une chute depuis la déglaciation jusqu'à la période actuelle.

CHAPITRE III

ARCHITECTURE DELTAÏQUE EN RÉGRESSION FORCÉE GLACIO-ISOSTATIQUE : LA SIGNATURE STRATIGRAPHIQUE D'UNE TRANSITION PROGLACIAIRE-PARAGLACIAIRE

Introduction

Dans le Chapitre II, la dynamique sédimentaire de déglaciation précoce a été investiguée, explicitant les paramètres qui contrôlent, au premier ordre, la mise en place des ensembles sédimentaires juxtaglaciaires et proglaciaires. Ce troisième chapitre porte sur le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Fig. 1). Il se concentre sur les dynamiques sédimentaires pro- puis paraglaciaire. Il constitue ainsi une suite temporelle et « stratigraphique » à l'histoire de la déglaciation précoce.

Initialement, le delta de Portneuf-Forestville a été étudié pour l'exceptionnelle qualité d'affleurement offerte par une falaise côtière quasi-ininterrompue de plus de 7 km de long. Cette dernière, mettant à jour le cœur du complexe deltaïque, permet l'étude détaillée de son architecture stratigraphique et le levé de coupes sédimentologiques atteignant 80 m de hauteur. Cette falaise côtière a donc été investiguée en détail par des cheminements à pied le long et dans la falaise, à l'aide de panoramas photographiques à haute-résolution (GigaPan), et d'une couverture panoramique complète depuis la mer. De plus, l'incision récente des rivières Portneuf et Sault-au-Cochon dans les terrains sédimentaires a permis de compléter l'étude côtière par des observations sédimentologiques à l'intérieur des terres, autorisant une approche quasi tridimensionnelle du corps sédimentaire deltaïque.

La riche base de données sédimentologiques acquise sur ce complexe deltaïque permet de discuter les paramètres contrôlant la mise en place du delta de Portneuf-Forestville. Une surprise a été de comprendre qu'une part importante du système sédimentaire n'était pas seulement un delta, au sens conventionnel du terme, mais plutôt un complexe deltaïque incorporant une succession initiale mise en place en contexte juxtaglaciaire. D'autre part, ce delta est maintenant une relique car il a été profondément remanié à partir de la transition pro- à paraglaciaire, définie ici comme étant la sortie des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien hors des bassins versants des rivières Portneuf et Sault-au-Cochon. Les signatures stratigraphique et géomorphologique de cette transition seront étudiées en détail. Le delta de Portneuf-Forestville fournira le modèle géologique pour une modélisation stratigraphique (Cf. Chap. V).

Ce chapitre s'articule autour de 3 axes :

- La caractérisation de l'architecture et des faciès de dépôt deltaïques à partir des données sédimentologiques, stratigraphiques et morphostructurales ;
- La reconstruction de l'évolution stratigraphique, dans un cadre temporel calibré par 13 datations radiocarbones de débris de coquillages et de matière organique (tourbes et débris ligneux) ;
- Une discussion portant sur les paramètres contrôlant la mise en place du complexe deltaïque de Portneuf – Forestville en contexte de régression forcée glacio-isostatique.

Ce chapitre de thèse est en fait intégralement constitué d'un manuscrit en révision à la revue *Sedimentology* le 21 octobre 2015. Bien que ce manuscrit soit autonome dans la compréhension de la dynamique globale de la zone d'étude, des figures annexes n'apparaissant pas dans la version soumise ont été ajoutées. Celles-ci comprennent notamment des coupes sédimentologiques, des planches photographiques et de détail ainsi que des schémas interprétatifs de différents environnements de dépôts.

Le delta de Portneuf-Forestville a fait l'objet de 5 campagnes d'étude (juin et septembre 2012, juin et septembre 2013, septembre 2014) totalisant 10 semaines de terrain. J.-F. Ghienne (CNRS), M. Schuster (CNRS), Ph. Duringer (UdS), A. Nutz (UdS), P. Lajeunesse (Univ. Laval, Québec), A. Normandeau (Univ. Laval, Québec), R. Deschamps (IFP-EN, France) et C. Roquin (CNRS) ont participé à des degrés divers aux différentes campagnes de terrain. Par ailleurs, la mission de terrain de juin 2013 (2 semaines) a été effectuée dans le cadre d'une campagne de cartographie des dépôts superficiels de la Côte Nord de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), sous la direction de P. Cousineau (UQAC) et en compagnie de B. Poirier (UQAC), M. El Amrani (Ministère de l' Énergie et des Ressources Naturelles du Québec), E. Brouard (Univ. Laval, Québec) et J. Brault (Univ. Laval, Québec). Le delta de Portneuf-Forestville est donc, des complexes deltaïques étudiés dans le cadre de cette thèse, l'objet géologique qui a été le plus travaillé. Il est aussi celui qui a permis de faire germer la plupart des idées relatives à la dynamique sédimentaire en contexte de déglaciation (Cf. Chapitre VI).

III. Article en révision pour *Sedimentology*

DELTA ARCHITECTURE DURING A GLACIO-ISOSTATICALLY-FORCED REGRESSION (QUÉBEC NORTH SHORE): THE STRATIGRAPHIC SIGNATURE OF A PRO- TO PARAGLACIAL TRANSITION

Pierre Dietrich[1]*, Jean-François Ghienne[1], Mathieu Schuster[1], Patrick Lajeunesse[2], Alexis Nutz[1], Rémy Deschamps[3], Claude Roquin[1] & Philippe Duringer[1]

1 Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS/Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, FRANCE

2 Centre d'Étude Nordiques and Département de Géographie, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price, 2405 Rue de la Terrasse, Québec, Québec G1V 0A6, CANADA

3 Institut Français du Pétrole – Énergies Nouvelles, 1 & 4 Av. de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, FRANCE

Abstract:

Deltas over formerly glacierized shelves are subject to rapid postglacial environmental changes (*e.g.,* glacio-isostatic rebound, decreasing sediment yield). The aim of this study was to decipher their relative impacts on a pro- to paraglacial transition on the basis of a mixed sedimentary and geomorphic deltaic record. Our case study is located in the St. Lawrence Estuary (Québec North Shore, Canada). Beach structures staged from 140 m.a.s.l. down to the present-day shore and radiocarbon dating show that the large and thick (>100 m) deltaic complex emplaced immediately after the retreat of the Laurentide Ice Sheet. It is coeval with a protracted RSL-fall evolution driven by the glacio-isostatic rebound. Four main stages in the deltaic evolution are recognized: (A) a deglacial stage, with ice-contact sediments, (B) a confined, in-valley deltaic sedimentation (fjord or moraine-dammed lake), fed by proglacial glacigenics, (C) an ensuing open-coast proglacial progradation, after the depositional system expand out of the valleys and (D) a marine and fluvial reworking stage affecting an abandoned deltaic wedge which specifically ties to the paraglacial evolution. Most of the sediment volume has been emplaced in a less than 2000 yrs timespan (stages A to C).

In spite of high rates of RSL fall, topset aggradation is noted during the early, proglacial delta

development. River entrenchment only occurred during the later paraglacial stage. It is understood as a consequence of the melting of the LIS out of the catchments and of the related drastic reduction in glacigenic supply. The paraglacial evolution is marked by specific architecture (spit platform and nearshore sand sheet), which depart from former proglacial delta-front conditions characterized by sustained turbiditic deposition. We finally discuss sequence stratigraphic significance and preservation potential of glacio-isostatically forced delta successions in the rock record, with emphasis on the signature of the linked paraglacial evolution.

Keywords: Forced-regressive delta, deglaciation, turbidites, paraglacial, beach sediments, Holocene, Wisconsinan, St. Lawrence Estuary

1. Introduction

Deltas are amongst the most integrative depositional systems, the nature and architecture of their deposits being controlled to a large extent by a combination of continental and marine forcings (Galloway, 1975; Orton & Reading, 1993; Postma, 1995; Porębski & Steel, 2006). Usually deposited over subsident areas of continental shelf, they also have a great preservation potential. In coastal systems of glacierized lands, deltas are affected by multiple and significant rapid changes, being to various degrees directly conditioned by the former glaciation. Hydrology of the rivers evolving from proglacial outwash to vegetated drainage basins (sediment yield, fluvial style; Schumm & Brackenridge, 1987; Knox, 1995; Blum et al., 2013), amplitude and timing of the glacio-isostatic rebound and induced relative sea-level (RSL) changes, and overall climate changes (water discharge, wind-wave regimes) (Forbes & Syvitski, 1994; Sorrel et al., 2012; Hein et al., 2014) are some examples. One of the most striking phenomenon affecting formerly glaciated coasts is the glacio-isostatic rebound characterized by significant uplift rates (5-20 $mm.yr^{-1}$) and amplitudes of tens to a few hundred meters (*e.g.,* Ekman, 1991; Shaw et al., 2000; 2002, 2009; Tarasov et al., 2012). Glacio-isostatic rebound is and has been responsible for the uplift of recently deposited pro- to paraglacial deltaic successions that were deposited during a RSL fall (*e.g.,* Boulton, 1990; Eyles & Eyles, 1992; Lajeunesse & Allard, 2002; Dionne et al., 2004). Such rapid environmental changes condition the transition from proglacial to paraglacial sedimentation patterns, the onset of the latter marking the inception of environmental adjustment and recovery of the landsystem from the disturbance of glaciation (Church & Ryder, 1972; Ballantyne, 2002; Mercier, 2008; Slaymaker, 2009).

The relative impacts of these forcings, and their potential interferences with autocyclic processes (Muto & Steel, 2014; Olariu, 2014), are much debated, including recent systems developed after the Late Glacial Maximum (*e.g.,* Syvitski & Farrow, 1983; Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011). This recent period offers accurate temporal frameworks through dating

methods and patent relationships with the coeval geomorphological setting. In contrast in the rock record, deciphering and understanding due to forcings in the development of pro- to post-glacial delta, including the glacio-isostatic rebound, are deficient and not directly readable. In these depositional record, information about continental landforms (*e.g.,* size of the drainage basins, snow cover and potential connection with remote ice fronts) is intrinsically lacking and no dating at a resolution higher than 1 Myr can be expected. This leads to a severe limitation when studying deltaic successions with glacial tempos comparable to Late Cenozoic ones (Fielding et al., 2008b; Le Heron et al., 2006; Girard et al., 2012; Ghienne et al., 2014).

In this paper we examine the signature of a pro- to paraglacial transition on the basis of a delta-related depositional and geomorphic record. While the sedimentology of glacio-isostatically-induced forced-regressive deltas emplaced in fjord-head settings has recently received an increasing attention (Hein and Syvitski, 1991; Hansen, 2004; Lønne & Nemec, 2004; Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011), less studies have been carried out on unconfined deltas that developed beyond the fjord, or in the absence of fjords, prograding directly over a marine platform (Lajeunesse & Allard, 2002; Hart & Long, 1996; Fraser et al., 2005; Hein et al., 2014). Here, we document such an uplifted, essentially unconfined deltaic succession built on the Québec North Shore (St. Lawrence Estuary, *Portneuf-Forestville* area, Figs. III-1 & 2) since the last deglaciation that occurred at ~12.5 kyr Cal BP (Shaw et al., 2002). The seismic-scale sea-cliff section (80 m high x 7 km long) allows us to detail internal geometries and related depositional facies. Dating and mapping of landforms over the delta plain and the integration of the regional corpus of knowledge about the deglaciation provide additional information about the coeval ice-sheet front migration, RSL fall history and associated sedimentary dynamics (*e.g.,* braidplain *vs*. meandering rivers, coastal erosion).

Working on a natural system that is an intermediary between large-scale (> 50 km) shelf deltas (*e.g.,* Porębski & Steel, 2003) and flume-tank studies (Koss et al., 1994; Petter & Muto; 2008), we essentially paid attention to the stratigraphic architecture, keeping in mind the need for criteria in deciphering similar successions deposited during ancient times. We focused on the relative influence and signatures of forcing factors controlling the forced-regressive delta growth. Besides, illustrating a falling-stage system tract of the conventional sequence stratigraphy (Posamentier & Morris, 2000; Plint & Nummedal, 2000; Catuneanu et al., 2009), this case study has implication regarding the geometry of related petroleum or groundwater reservoirs, especially those ascribed to recent or ancient deglacial settings (Sharpe et al., 1996; Le Heron et al., 2010). This study also may be useful for risk evaluation linked to the collapse of raised glacimarine to prodeltaic mud accumulations (Cauchon-Voyer et al., 2008; 2011).

2. Regional setting

2.1. Geological setting

The study area is located on the northern coast of the St-Lawrence Estuary (Québec North Shore, Fig. III-1) and extends on 20 km from *Saint-Paul-du-Nord* to *Forestville*, it essentially includes the *Portneuf* Peninsula and its hinterland (Fig. III-2A). Proterozoic basement rocks (Grenville Province of the Canadian Shield; Canada, 2012) crop out across a gently-sloped plateau area at *ca.* 300 m. Seawards, only bedrock foothills emerge from the Late-Wisconsinan to Holocene sediments. The sedimentary wedge is exposed from 140 m elevation down to the present-day shoreline. The upper surface of the sedimentary wedge displays staged and relatively well-preserved fluvial and marine raised terraces (Dionne et al., 2004). Sediment thickness is highly variable, depending on the underlying bedrock topography. Natural sedimentary sections reaching 90 m in height are distributed along riverbanks and sea cliffs. Offshore, around the *Portneuf* Peninsula, a marine shelf extends down to depths of 100 m. At 8.5 km off the *Portneuf* shoreline, a SW-NE oriented break-in-slope makes an abrupt transition with the St. Lawrence rift system and trough (Tremblay et al., 2013; Duchesne et al.,

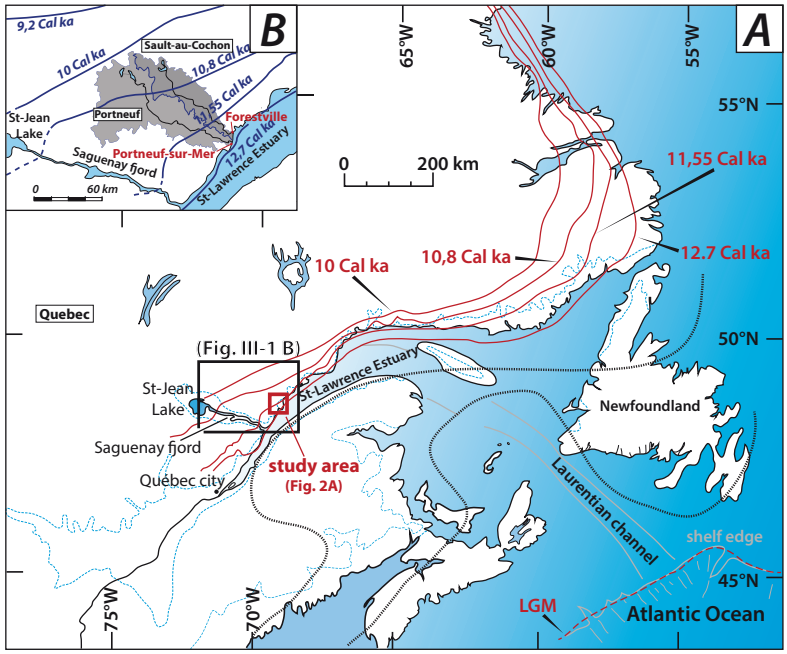


Fig. III-1: *(A) The study area, in the frame of the St. Lawrence Estuary (Québec North Shore, Atlantic Canada). Red lines represent successive outlines of the retreating LIS (Occhietti et al., 2011) and dashed red lines represents ice maximal extension during the LGM (Shaw et al., 2006). Black rectangle and red square are the locations of the Fig. III-1B and Fig. III-2A, respectively. The dashed blue lines represent the maximal extension of the post-glacial seas (Occhietti et al., 2004). The space encompassed between the two bold black dashed lines marks the transition between an isostatically-dominated zone to the north and west and eustatically-dominated zone to the east and south (see Boulton, 1990), according to Shaw et al. (2002). (B) A zoom-in on outlines of the retreating LIS through the drainage areas of Portneuf (light grey) and Sault-au-Cochon (dark grey) rivers.*

2007; 2010), where the basement top lies at 700 m depth.

The sedimentary wedge is today incised by the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* rivers. Upstream, lineament-parallel structural valleys cut in basement rocks are narrow, steep-flanked and deep, with tributaries from small surrounding bedrock catchments (Figs. III-2B & C). The valley length of the two main rivers is in excess of 100 km (Fig. III-1B). Subordinate rivers reaching the estuary have much shorter, generally shallower, structural valleys. Downstream, at the outlet of their structural valley — respectively located at the 60 m and 110 m elevations for the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers— the rivers incise into the sedimentary terrains. Bedrock sills in river channels create successions of thresholds and waterfalls, forming a staircase aspect to the river long profile. Peat marshes and shallow lakes occupy numerous surfaces in depressions either on top of the sedimentary wedge or over the bedrock.

2.2. Deglacial setting

The development of the *Portneuf* sedimentary wedge dates back to the retreat of the Laurentide Ice Sheet (LIS) following the Last Glacial Maximum. An initial and rapid glacimarine phase of ice-margin retreat due to ice-sheet collapse ice-front recession owing to and iceberg calving is usually envisioned across the whole of the St. Lawrence Gulf and Estuary up to the Late-Wisconsinan. At this time, the ice-marginal zones temporarily stabilized along the Canadian Shield highlands bordering the Québec North Shore (Dyke et al., 2002; Dyke, 2004; Shaw et al., 2002; 2006; Occhietti, 2007; Lajeunesse & St-Onge, 2008; Occhietti et al., 2011; Mangerud et al., 2013; Storrar et al., 2014). After this stage, ablation-dominated continental ice fronts characterized the Quebec Ice Dome recession up to its final withdrawal dated at *ca.* 6 kyr (Clark et al., 2000). In the St. Lawrence Estuary and Gulf, the resulting depositional sequence consists in a discontinuous subglacial till, covered with ice-proximal to ice-distal glacimarine deposits ubiquitously draped by a veneer (20 - 50 m) of postglacial hemipelagic muds (Josenhans & Lehmann, 1989; Syvitski & Praeg, 1989; Duchesne et al., 2007; 2010; St-Onge et al., 2008). The postglacial marine invasion accompanying the retreat of the LIS margin flooded a glacio-isostatically depressed strip of land (Goldthwait Sea, Occhietti et al., 2004), over which proglacial and then paraglacial coastal landforms and deposits (delta, beach ridges, sand spits and back-barrier marshes) developed (Dionne & Occhietti, 1996; Hart & Long, 1996; Dionne et al., 2004). The coeval glacio-isostatic rebound led to a regional and continuous RSL fall (isostatically-dominated zone of Boulton, 1990; see also Shaw et al., 2002) in spite of the concurrent global glacio-eustatic rise (Peltier & Fairbanks, 2006). As a consequence, a significant part of the growth of these delta occurred in a forced regressive context (Hart & Long, 1996) that comprised a continuum from pro- to paraglacial conditions. The resulting deltaic wedges

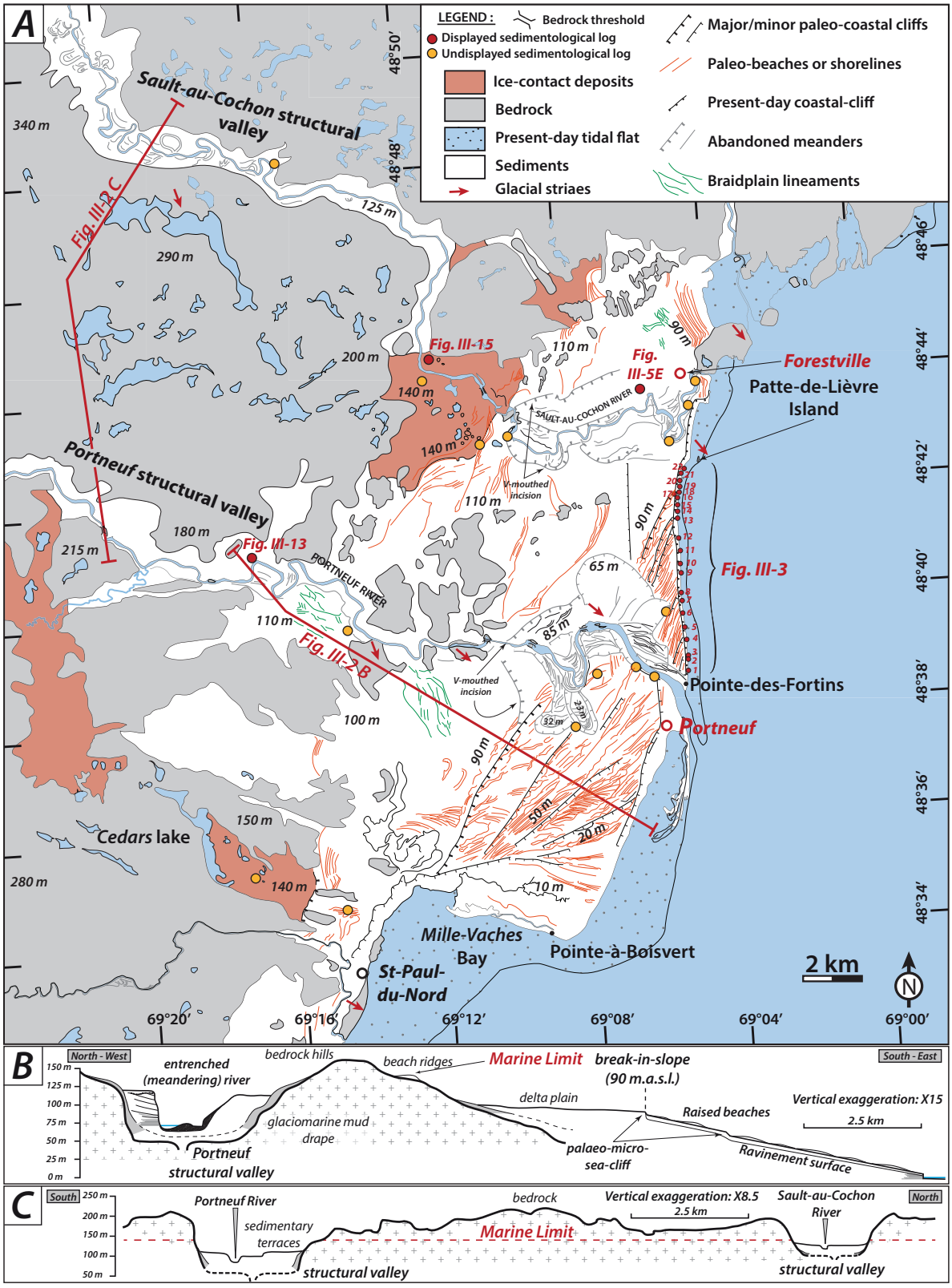


Fig. III-2: *(A) Morphosedimentary structures of the Portneuf – Forestville deltaic complex, with bedrock outcrops to the west and sedimentary terrains protruding in the St. Lawrence Estuary to the east. Red patches correspond to ice-contact deposits (Cousineau et al., 2014); red arrows represent glacial striations and/or crescent marks on bedrock. Lineations over the delta plain (in green) reflect networks of palaoechannels. Raised beach ridges (orange) are mainly observed below 90 m.a.s.l. but other shore-related features also spread out up to the ice-contact sediment bodies. (B) Synthetic topographic profile oriented NW to SE showing relationship between the Proterozoic basement and*

have been investigated by onshore or offshore studies in several areas (*e.g.,* Natashquan: Long et al., 1989; Sala & Long, 1989; Sala, 1991; Sept-Îles: Dredge, 1983; Normandeau et al., 2011; Boyer-Villemaire et al., 2013; Betsiamites and Manicouagan-Outardes: Bernatchez, 2003; Hart & Long, 1990; Portneuf: Dionne et al., 2004; Tadoussac: Dionne, 1996; Dionne & Occhietti, 1996). A recent overview of the subaqueous expressions of these deltaic systems is given by Normandeau et al. (2015), who conclude that these deltas are today inactive.

During the last deglaciation, ice flowed from the NNW to the SSE, as indicated by glacial striations and crescent marks (Fig. III-2A). According to regional-scale ice-front reconstructions, the *Portneuf* area was free of glacial ice shortly after 12.7 ky Cal BP (Occhietti et al., 2011, Figs. III-1B). Marine Limit, *i.e.,* the elevation of the highest marine sediments deposited in the Goldthwait Sea, was estimated to 140 m in the *Portneuf* - *Forestville* area (Dionne et al., 2004). Marine invasion led to the drowning of the lower valleys that turned temporarily into shallow fjords, possibly reaching more than 50 km in length. Below the 140 m elevation, the sedimentary plain extending at the outlet of the structural valleys corresponds to a deltaic complex that received sediments from both the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers (Dionne et al., 2004) and prograded on the shallow marine shelf. The present contribution focuses on the development through time and space of this forced-regressive inner shelf delta.

2.3. Present-day shorelines

Development of the *Portneuf* – Forestville delta since the mid-Holocene has been dominated by lower rates of RSL fall (<1 $cm.yr^{-1}$, Shaw et al., 2002). The northern *Portneuf* Peninsula is today submitted to active shoreline retreat (Bernatchez & Dubois, 2004), while the southward-oriented longshore drift feeds southward-prograding shorelines. As a consequence, the sedimentary wedge is intersected in its northern portion by a more than 7-km-long, remarkably linear active sea cliff between *Pointe-des-Fortins* and *Patte-de-Lièvre* Island (Fig. III-2). This coastal cliff is the main section we used for this study (Fig. III-3). Sedimentary sections range here from 30 m to 80 m in thickness, respectively (Fig. III-3). In contrast, the peninsula is characterized in its southern part by a progressively more smoothed topography, finally grading into currently active progradational shorelines at the *Pointe-à-Boisvert* and north

Fig. III-2: *(Caption suite)*
upper Quaternary sedimentary deposits, evidencing the well-defined break-in-slope at 90 m.a.s.l. The present-day Portneuf River incision is marked by staged, abandoned meanders (location, see A). (C) Synthetic topographic profile oriented from north to south showing the two steep-flanked Portneuf au Sault-au-Cochon structural valleys (location, see A).

of the *Mille-Vaches* Bay (Fig. III-2A), with correlative migration of barrier islands and back-barrier marshes developed since 4000 yrs Cal BP (Dionne et al., 2004; Fig. III-2A).

Today, a significant fetch toward the SW and a mean tidal range of 3.3 m (4.5 m during spring tides) in a semi-diurnal configuration (Dionne et al., 2004; Canada, 2007) combine to develop tide-influenced shoreface profiles *sensu* Dashtgard et al. (2012). Internal waves induced by freshwater inputs, tides and oceanic currents have been reported in places in the St. Lawrence Estuary (Saucier & Chassé, 2000; Bourgault et al., 2014; Normandeau et al., 2014) which might have —and possibly have had— an impact on cross-shore sand transfers off the *Portneuf* Peninsula. The study area is submitted today to a RSL fall of about 1 $mm.yr^{-1}$, resulting from the combination of the residual glacio-isostatic rebound (+3 $mm.yr^{-1}$, obtained by GPS measurements, Sella et al., 2007), and the recent global eustatic rise of about +2 $mm.yr^{-1}$ (Woodworth et al., 2011).

3. Methods

A primary geomorphological dataset was provided by the Map of Surficial Deposits (Fig. III-2 of Dionne et al., 2004) and the recently revised Superficial Formations Map (Cousineau et al., 2014). The nature, the elevation and the pattern of the landforms were characterized from aerial photographs (1:40 000, available at the Ministry of Natural Resources and Wildlife, Government of Québec), satellite images (Google Earth™) combined to the SRTM3 DEM (grid resolution: 93 m, available on the USGS website) and LIDAR cover (grid resolution: 1 m) of the Québec North Shore. The effects of the glacio-isostatic flexure and rebound, which inducing RSL changes, were accounted for with GIS software (see Leverington et al., 2002) on the basis of isobase curves taken from Shaw et al. (2002) and Tarasov et al. (2012).

The internal architecture of the deltaic wedge was essentially analyzed from a 7 km long panoramic photomosaic of the active sea cliff taken from a boat at a distance of *c.a.,* 400 m between *Pointe-des-Fortins* to the *Patte-de-Lièvre* Island (Figs. III-2A, 3 & 4). Additional high-resolution photomosaics were taken from the beach at low tide. Bounding surfaces and bedding planes were systematically noted on line-drawings. Tricky areas with a partial sand cover or intricate stratigraphic architectures were checked in the field. Regularly spaced sedimentary logs at the 1:100 scale were performed, with lithologies, bounding surfaces and sedimentary facies description (sand-covered portions were cleaned up). Additional photomosaics and sections were made inland (location in Fig. III-5) wherever possible along riverbanks, landslide scars, trenches of earthwork and sand pits. Those inland sections are not so closely spaced as those along the sea cliff (Fig. III-2A) but are essential in order to characterize the inner (and older) depositional succession. Six hand-made, short (30-40 cm) cores were recovered in fine-grained

muddy facies. Granulometric composition was analyzed on smear slides and internal structures were identified by X-ray imagery (Fig. III-6).

Thirteen ^{14}C datings were performed at the ^{14}C measurement Lab of the CNRS (Gif-sur-Yvette, Artemis program/ CNRS-INSU) and at the Poznan Radiocarbon Laboratory (Table III-1). Data calibration was realized using the IntCal09 procedure (Reimer et al., 2009). An estimate of the reservoir effect in the St Lawrence Estuary at the time of the Goldthwait Sea derives from measuring ^{14}C ages of shells and conifer needles in nearby horizons (Fig. III-7). An approximation of 800 ± 100 years age difference is determined, which is similar to the reservoir age of the North Atlantic during the Younger Dryas Episode (Bard et al., 1994). Measured ages from peat accumulations in abandoned channels or kettle holes only provide minimum values, as peat development is apparently delayed by 1 to 3 kyr (Fig. III-16) after the termination of the clastic sedimentation.

4. Morphostructures

In the interfluve areas, which have elevation progressively decreasing from 140 m elevation (*i.e.,* marine limit), the top of the deltaic wedge shows staged depositional surfaces, with elevations progressively decreasing toward the present-day shoreline. A significant break-in-slope is however observed around 90 m.a.s.l., marking the transition from slope range in 0.1 - 0.4% upward, to steeper slopes (1 to 2%) downward. Below 10-15 m elevations down to the current shoreline, slope gradients (0.4%) are smaller again. Four assemblages of morpho-sedimentary structures are identified: (i) fluvial terraces and abandoned meanders; (ii) marine (shore-related) below the 90m break-in-slope, (iii) delta plain structures above the break-in-slope, both of them preserved in interfluve areas, and (iv) ice-marginal structures and associated beach ridges. Bedrock morphologies characterizing the hinterland and the basement highs underneath the sedimentary wedge form a fifth assemblage.

4.1. Bedrock morphologies

Postglacial fluvial erosion is considered as minimal across bedrock terrains that frequently display preserved glacial striations, grooves and crescentic chattermarks (Annexe). Bedrock morphology can thus be viewed as inherited relief, forming the lower bounding surface of the studied sedimentary wedge. In the study area, the bedrock show tectonic lineaments oriented parallel to structural valley trends and sub-normal to the coastline orientation.

The width and depth of the *Portneuf* structural valley are ~1 km and 100-150 m. The *Sault-au-Cochon* structural valley is smaller with 500-800 m width and 80 m depth. The drainage areas of both the rivers extend 120 km to the NW (Fig. III-1B). In contrast, the *Cedars*

Lake valley break is located at only 10 km from the shore (Fig. III-2A) where an elongated lake (*Cedars Lake*) is dammed at 140 m by a flat-topped sedimentary wedge. It is worth noticing that the depth of the bedrock incisions, which may locally include a basal sedimentary infill underneath the present-day river bed, is essentially unknown. A few bedrock thresholds and many occurrences of bedrock outcrops along riverbanks nevertheless suggest that the structural valley depth is not greater than the observed flank heights, with the exception of gorges lying at the bottom of the valleys (Lajeunesse, 2014). These narrow gorges, that might have preserved limited volumes of ancient sediment accumulations, are observed in all excavated or drilled valleys (Lajeunesse, 2014). The lower reaches of the three structural valleys localized below 140 m.a.s.l. (marine limit) indicate that they were inundated at the early time of deglaciation. Such valleys, partially filled with sediments in which present-day river channels are re-entrenched, are considered as paleo-fjords. In interfluve areas outside the structural valleys or to the north of the study area were the sedimentary wedge is absent, bedrock morphologies correspond to relatively chaotic adjoining hills and troughs.

4.2. Fluvial terraces and abandoned meanders

Extensive portions of the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers are meandering and display abandoned meanders, oxbow lakes as well as fluvial terraces (Figs. III-2A & 5). These fluvial landforms are found in two distinct contexts: upstream, within the structural valleys, and downstream, close to the present-day river mouths (*i.e.,* coastal meanders, Fig. III-5). In the structural valleys, active and abandoned meandering channels occupy their entire width and are confined by bedrock flanks. Larger meanders are observed downstream, in non-consolidated sediments (Fig. III-2A).

Two large, shallow (10-15 m), flat-bottomed and V-mouthed incisions, lying near 85-90 m.a.s.l. are observed in the lower reaches of the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers (Fig. III-2A). Their apices are lying over the raised delta plain (see below) off but close to the outlet of the structural valleys. They have few meters-high bordering escarpments incised within sedimentary terrains.

Abandoned meanders and fluvial terraces are mainly observed at a short (<8 km) distance from the present-day river mouths. They are deeply incised into the deltaic sedimentary wedge. Four major abandoned meanders are delineated in the *Portneuf* River plain (Fig. III-2). They are staged at decreasing elevations (65 m, 32 m, 23 m and 15 m) from the northern to the southern meanders. A peat accumulation in abandoned meanders at elevations of 32 and 23 m provided minimum ages of 6 435 ± 15 and 2 270 ± 20 yrs Cal BP (samples 1-2-a and 1-26-3-1, Table III-1), respectively. Abandoned meanders of the *Sault-au-Cochon* River are staged from

60 to 20 m. In both cases, the incised meander belts are confined within the aforementioned V-mouthed incisions.

Today, the occurrence of bedrock thresholds —forming local base level— along the rivers drastically reduces their incision potential. As no bedrock morphologies occur seaward of abandoned meanders, no bedrock threshold existed downslope at the time of their formation. Then, river profiles were adjusted to the river-mouth base level. As shown by meander development along the lower reaches of present-day rivers of the Québec North Shore that do not have bedrock threshold, it appears that coastal meanders have elevations very close to former, coeval sea levels. Paleo-meanders in the study area thus provide valuable (misfit < 5m) estimates of contemporaneous sea level. The V-mouthed incisions are interpreted as relics of tidally-influenced river-mouths comparable to that of some nearby present-day large tributaries of the St. Lawrence Estuary (*e.g.,* the Manicouagan and Bersimis rivers).

4.3. Marine (shore-related) structures below 90 m

Numerous linear morphostructures are identified in the interfluve areas below the break-in-slope at 90 m elevation. These linear morphostructures are organized in a succession of flats and scarps. Scarps can be traced over the entire surface of the deltaic sedimentary wedge. The longest scarp, SSW-NNE oriented, extends along 17 km between *Milles-Vaches* bay and *Forestville*. Its elevation decreases from 25 m to 5 m approaching *Forestville* (Fig. III-2). Its upper limit coincides with the 90 m break-in-slope. Four other scarps, with a more subdued expression, are observed downslope. Progressive change in their azimuth, from SSW-NNE to SW-NE orientations, causes their truncation by the current sea-cliff development, which offers cross-sections parallel to the beach (Fig. III-3). In between the two successive scarps, flats at elevation greater than 30 m show corrugated morphologies, subparallel to tangential to the upslope scarp. Adjacent swales and ridges are 50 to 200 m in wavelength, 1-3 m in heights. At elevations lower than 30 m, larger sand ridges separate low-lying areas with peat accumulation. Scarps and corrugated flats correspond respectively to paleo-sea cliffs and intervening complexes of raised strandplains, respectively, while beach ridges and ancient sand spits were separated by back-barrier marshes (Dionne et al., 2004). The overall configuration reflects alternating phase of coastal erosion and beach accretion, for which it is difficult to assess the relative contribution of autocyclic processes (*e.g.,* coastal river avulsion, Dominguez, 1996), cyclic pattern of formation and destruction of finite sediment sources (Hein et al., 2014) or of allogenic forcings (*e.g.,* Bard & Frank, 2006; Raspopov et al., 2008; Sorrel et al., 2012).

4.4. Delta plain structures

Dionne et al., (2004) interpreted the even sedimentary plain located close to 90 m elevation contour as undifferentiated deltaic sand. Some morpho-sedimentary structures are identifiable across the extensive surface preserved in interfluve areas. Some well-expressed, linear structures are observed with a N160-N340 orientation. Relic braided channel morphologies in the 90-110 m elevation range are preserved off the outlet of the *Portneuf* structural valley to the south of the current river course. Similar features are also observed north of *Forestville* (Fig. III-2A).

A 3 km long and 50 m wide sand ridge is also preserved halfway between the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers, below 110 m.a.s.l. It is SSW-NNE oriented and shows a 10 m high scarp to the east (Fig. III-2A). On both sides it is bordered by tangential sand ridges, with varying orientations (N80 to the west, N60 to the east). Some other linear, elongated sand ridges join adjacent bedrock spurs to the north of the *Portneuf* River, between 90 and 110 m.a.s.l. (Fig. III-2A). By analogy with extensive marine-related structures below the 90 m elevation contour, the linear elongated sand ridges joining spurs are interpreted as relict paleo-sea cliffs and adjacent raised beach ridges, sand spits, cusps and tombolos.

Poorly-developed delta plain structures indicate that related sedimentary processes were essentially depositional or, at least, non-erosional, with the exception of a paleo-sea cliff. The entire area is interpreted as a delta plain on which fluvial braided channels have significantly reworked the potentially developed shore structures and related deposits. In addition, as observed locally, an aeolian sand veneer may also have smoothed underlying morphostructures.

4.5. Ice-marginal structures and related beach ridges

Two bodies of ice-contact sediments are identified in the study area (Gx & Go on the Surficial Formation Map, Cousineau et al., 2014). The main body (Figs. III-2A & 5B) crops out off the *Sault-au-Cochon* structural valley. It consists of a large fan-shaped sediment accumulation reaching 5-7 km in width, with its apex is located at the narrower point of the structural valley outlet. Radiating to the south-east, its upper surface is even and flat near the apex, which is positioned at 140 m.a.s.l. (*i.e.,* marine limit). It is progressively sloping down to 115 m.a.s.l. 5 km to the south. The surface shows subdued relict channels and subcircular to elongated topographic depressions occupied by small lakes or peat bogs. The depressions, varying between 20-50 in diameter, contain sediments with glaciofluvial cobbles and collapse structures observable in gravel pits (see below) and represent kettles. One ^{14}C dating on peat gave a poorly significant age (1740 ± 40 yrs Cal BP, sample 1-2-b, Table III-1), suggesting that peat accumulation was delayed relative to the age of abandonment of the depositional surface. The present-day *Sault-au-Cochon* River deeply downcuts into these deposits, down to the bedrock that lies at 105 m.a.s.l. in the structural valley (Fig. III-5B). A subordinate body of ice-contact sediments is identified in the *Cedars Lake* valley, at the origin of a moraine-dammed lake (Figs. III-2A & 5B). Its subhorizontal top, showing relict kettles, lies at 140 m.a.s.l.. An additional body of ice-contact sediments is located in a small mountainous valley that drains within the *Portneuf* River (Fig. III-2A).

Abundant and sub-parallel sand ridges are staged on the concave-up, asymptotic, seaward-facing side of both these ice-contact clastic-wedges from the apex (140 m) to nearly 110 m.a.s.l. (Fig. III-2A). These sand ridges are interpreted as relics of raised and staged beach ridges reworking clastic wedges and related paleo-depositional profile.

Flat-topped and fan-shaped ice-contact bodies lying at 140 m.a.s.l. were emplaced during the retreat of the LIS margin (Cousineau et al., 2014). The occurrence of kettles indicates an ice-marginal outwash setting in front of glacier snouts debouching from structural valleys. With their subaqueous, more ice-distal counterparts outcropping downslope in the sea cliff (see below, Architectural Elements AE2 and AE3 and Fig. III-5), they formed systems of outwash fans larger than the relatively restricted extent of the ice-contact deposits observed in map view. A comparable ice-contact deposit has not been observed in the *Portneuf* valley. This valley, which is deeper, formed a fjord at the time of marine invasion while moraine-dammed lakes formed in the *Sault-au-Cochon* and *Cedars Lake* valleys. Such a reconstruction will be substantiated later by the analysis of the related sedimentary record.

Sample number	Nature	Location	Architectural Element	^{14}C age	Calibrated age	Significance
23-1	Marine shells fragments (*Mya arenaria*)	Glaciomarine mud draping the esker 20 m (*Fig. 3*)	AE2	10 010 ± 50 BP	11 500 ± 100 BP	First sediments deposited after the deglaciation
28-3-a	Marine shell (*Mya arenaria*)	Glaciomarine mud draping bedrock 20 km inland 105 m.a.s.l.	AE2	10 380 ± 40 BP	12 250 ± 150 BP	First sediments deposited after the deglaciation
30-2	Marine shells fragments (*Sp = ?*)	Glaciomarine mud draping bedrock near *Forestville* 5 m.a.s.l.	AE3	9 735 ± 40 BP	11 170 ± 70 BP	First sediments deposited after the deglaciation
2-2-a	Marine shells fragments (*Mya arenaria*)	Base of the channel-levee structure 1 m (*Fig. 3*)	AE4	9 360 ± 50 BP	10 600 ± 115 BP	Inception of the channel-levee development
5-oct-1	Marine shells fragments (*Mya arenaria*)	Top of the channel-levee structure 20 m.a.s.l.	AE4	9 250 ± 50 BP	10 415 ± 145 BP	End of the channel-levee development
30-1-Bc	Marine shell (*Buccinidae*)	Top of AE4 (*Fig. 7*) 2 m.a.s.l.	AE4	9 260 ± 50 BP	10 420 ± 140 BP	End of the proglacial dynamics
3-1-B	Plant debris (pine needle)	Top of AE4 (*Fig. 7*) 2 m.a.s.l.	AE4	8 350 ± 40 BP	9 370 ± 100 BP	Lower delta front deposits
3-1-a	Plant debris (*pine needle*)	Top of AE4 (*Fig. 7*) 2 m.a.s.l.	AE4	8 370 ± 40 BP	9 535 ± 15 BP	Lower delta front deposits
28-4-1	Marine shell (*Mya arenaria*)	Top of AE4 (*Fig. 7*) 1 m.a.s.l.	AE4	9 030 ± 50 BP	10 210 ± 25 BP	Lower delta front deposits
12-3-a	Peat	Backshore marshes 20 m.a.s.l.	AE8	3 560 ± 30 BP	3 780 ± 20 BP	Backsore (lagoon) at RSL +20 m
1-2-a	Peat	Abandoned meander peat accumulation 32 m.a.s.l.		5 550 ± 35 BP	6 435 ± 15 BP	Abandoned meanders and peat development at RSL 32 m
1-26-3-1	Peat	Abandoned meander peat accumulation 23 m.a.s.l.		2 180 ± 30 BP	2 270 ± 20 BP	Abandoned meanders and peat development at RSL 23 m
1-2-b	Peat	Peat accumulation in kettle hole 140 m.a.s.l.	AE3 - proximal	1 840 ± 30 BP	1 740 ± 40 BP	Delayed peat installation in kettle hole at RSL 140 m

Table III-1: *Samples and radiocarbon dates of the study area. The calibration was performed using the IntCal09 curve (Reimer et al., 2009).*

5. Stratigraphic architectures and depositional facies

Eight architectural elements (AE1 – AE8) with distinctive stratal patterns and facies associations are identified in the sea-cliff exposure (Fig. III-3), including eighteen depositional facies (Table III-2). Architectural elements are described from bottom to top, from the oldest and deepest to the youngest and shallowest (forced regressive setting). AE1 to AE3 characterize the base of the sedimentary succession. Above esker deposits (AE1), AE2 and AE3 represent subaqueous outwash fan deposits. AE4, AE5 & AE6 constitute the lower and upper delta front and the delta plain, respectively. They have been deposited in an actively prograding system. AE7 and AE8 are essentially related to reworking processes dominated by tides and waves, with subordinate influence of river-mouth processes in AE7.

It should be mentioned that in spite of the apparently obviously prograding pattern illustrated in Fig. III-3, the studied cross-section is oblique to the paleoshorelines (Fig. III-2A) and to the progradation axis of the two distinct deltaic systems issuing from the *Portneuf* and the *Sault-au-Cochon* rivers. Illustrated geometries thus combine both along strike and down-dip stratigraphic patterns projected along the sea-cliff cross-section. In particular, true depositional slopes were greater than the illustrated ones, and the original cross-shore development of the depositional system was significantly shorter (Fig. III-5).

5.1. Age/bathymetry relationships in a forced regressive setting

The entire region is characterized by continuous glacio-isostatic rebound with decreasing rates from the early phase of deglaciation to today (*e.g.,* Shaw et al., 2002; 2006). Considering that the upper part of the sea cliff (AE8) is characterized by raised beach ridges, a minimal paleo-bathymetry for the different elements is inferred as being the vertical height to the top of the cliff straight above. The value is a minimum estimate because of (i) the erosional surface located at the base of the raised beach ridge deposits represents long-term RSL fall and a hiatuses (see below, section "AE8") and (ii) an architectural element within the cliff is not coeval with the shoreline exactly above but relates to a more landward and higher shoreline shifted headward along the paleo-depositional profile. Owing to physical correlation of marker beds, ^{14}C ages obtained from shell-bearing mud facies can be extrapolated to some barren sand-dominated units located upslope. Combining bottom-up and top-down age inferences with conventional cross-cutting stratigraphic relationships allows the establishment of detailed chronostratigraphical framework (Fig. III-3).

Stratigraphic architecture and radiocarbon dating indicate that sediments comprised within AE2 to AE6 are coeval with a RSL higher or equal to 90 m and then also coeval with deposits outcropping in the hinterland. In contrast, the deposits lying at the top of the cliff, which lies between 90 m (north) and 20 m (south) a.s.l. (AE7 and AE8) are coeval to the RSL given by the cliff height. In other words, the deposits relative to sea level between 140 and 90 m.a.s.l. are found in the hinterland and at the bottom of the sea cliff while later deposits, emplaced when the RSL was between 90 m and the present-day sea level, are identified at the top of the sea cliff and in the hinterland at elevation lower than 90 m.

5.2. Esker and outwash fan delta

5.2.1. Architectural element 1: esker deposits

AE1 directly rests on the striated bedrock outcropping on the *Patte-de-Lièvre* Island (Fig. III-2). Between Km 7 and Km 7.5, it forms a convex-upward lenticular body of about 500 m in width and at least 18 m in thickness, with an irregular upper bounding surface including two narrow shallow depressions 6-8 m in depth (Fig. III-3 and 4A).

AE1 consists of poorly stratified sand and pebbles. Medium- to coarse-grained sand with subhorizontal to oblique faint lamination (SGr2, table III-2) prevails in the lower and upper parts of AE1. In the middle, AE1 shows well-rounded clasts-supported pebbles, with diffuse to faint lamination (C1, table III-2). Few dm-scale intraclasts of cohesive silty sands mark the interface between pebbles and the upper sand. Pebble imbrications and cross-stratal dips

indicate N150-oriented paleo-flows, *i.e.,* sub-parallel to regional-scale orientation of glacial striaes (Fig. III-2A).

The stratigraphic position of AE1 just above the glacially abraded bedrock and beneath distal glacimarine muds (AE2), as well as its lenticular geometry, indicates that it originated as an esker. Diffusely laminated sands and sandy intraclasts together suggest a high-energy depositional system tied to hydraulic jump processes (Russell & Arnott, 2003; Cummings et al., 2011; Lang & Winsemann, 2013).

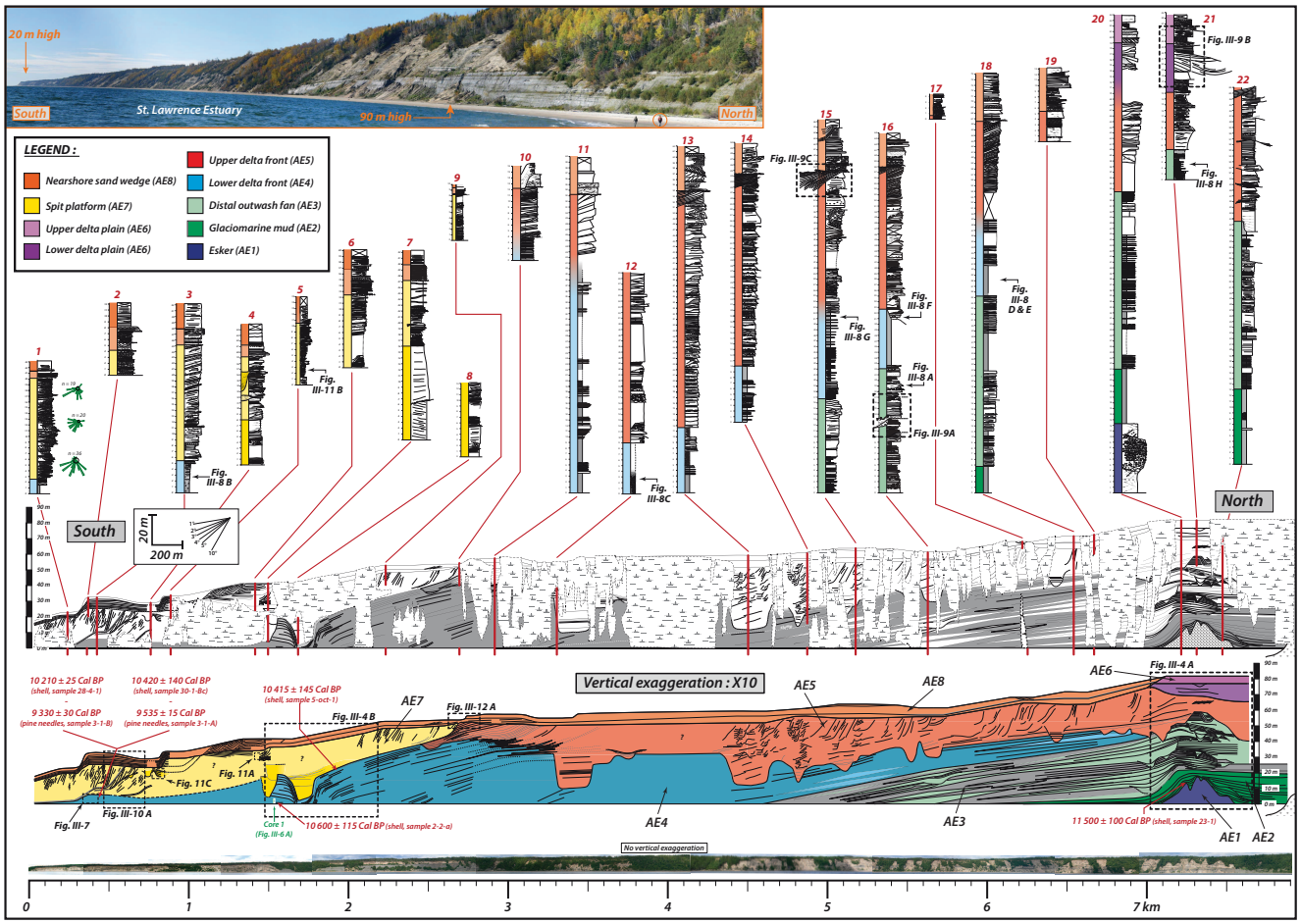
5.2.2. Architectural element 2: distal glacimarine mud

AE2 is identified from Km 6 to the northern end of the profile (Km 7.5). AE2 overlies the esker deposits (AE1) and its minimal thickness is 4 m over the esker crest. It thickens laterally, reaching a maximal visible thickness in excess of 12 m to the north of the esker. Mud beds show both onlap onto the esker body and internal onlap relationships (Fig. III-3 and 4A). The upper boundary of AE2 is conformably overlaid by the basal muds of AE3.

AE2 consists of faintly-laminated and bioturbated muds (Mu1, table III-2). The bedding is in places highlighted by rare thin (<1 cm) sand layers (S1, table III-2). Some granule- to cobble-sized lonestones are scattered within muds. Reworked shells (*Macoma baltica*) are relatively abundant. A shell immediately above the esker crest (upper AE2) at 12 m.a.s.l. is dated at 11 500 ± 100 yrs Cal BP (sample 23-1, Table III-1). Near *Forestville* (2 km north of the esker), another shell at 1 m above the bedrock has given 11 190 ± 30 yrs Cal BP (sample 30-2, Table III-1).

A minimal depositional depth of 80 m and the progressive burial of the esker, show that muds of AE2 were deposited in a relatively deep and essentially quiet subaqueous setting. Faint laminations indicate deposition by settling processes from overlying turbid plumes. The differential thicknesses over the inherited esker topography as well as internal unconformities nevertheless suggest subordinate bottom currents. Lonestones represent ice-rafted debris (IRD) but the relative rarity of large dropstones does not suggest the close proximity of a calving ice front. This is corroborated by rare turbidity currents (S1) as well as by relatively intense

Fig. III-3: *From base to top, photomosaic of the sea cliff (shot from a boat) with no vertical exaggeration, interpreted stratigraphic architecture and line drawing (sand-dominated deposits in white, mud-dominated deposits in grey), sedimentary logs (red bars), and panorama from the north (location, see Fig. III-2A). Not documented segments correspond to vegetation-covered areas. Colors in the interpreted stratigraphic architecture are tied to architectural elements AE1 to AE8 (see text for detail). The two dashed outlines are detailed in Fig. III-4. The studied cross section corresponds to a 7 km-long sea cliff (shoreline retreat: 0.4 m.yr-1, Bernatchez & Dubois, 2004). Though muds and sands give steep and smoother outcrops, respectively, note that sedimentological logs were performed in a conventional way (salient sand beds). See Table III-1 for details related to 14C ages.*


20 m high
South
St. Lawrence Estuary
90 m high
North
LEGEND :
Nearshore sand wedge (AE8)
Spit platform (AE7)
Upper delta plain (AE6)
Lower delta plain (AE6)
Upper delta front (AE5)
Lower delta front (AE4)
Distal outwash fan (AE3)
Glaciomarine mud (AE2)
Esker (AE1)
Fig. III-8 B
Fig. III-11 B
Fig. III-8C
Fig. III-9C
Fig. III-8 G
Fig. III-8 F
Fig. III-8 A
Fig. III-9A
Fig. III-8 D & E
Fig. III-9 B
Fig. III-8 H
Fig. III-4 A
South
North
20 m
200 m
Vertical exaggeration : X10
10 210 ± 25 Cal BP (shell, sample 28-4-1)
10 420 ± 140 Cal BP (shell, sample 30-1-8c)
9 330 ± 30 Cal BP (pine needles, sample 3-1-B)
9 535 ± 15 Cal BP (pine needles, sample 3-1-A)
10 415 ± 145 Cal BP (shell, sample 5-oct-1)
Fig. III-4 B
Fig. III-12 A
Fig. 11A
Fig. 11C
Fig. III-10 A
Fig. III-7
Core 1 (Fig. III-6 A)
10 600 ± 115 Cal BP (shell, sample 2-2-a)
11 500 ± 100 Cal BP (shell, sample 23-1)
AE1
AE2
AE3
AE4
AE5
AE6
AE7
AE8
No vertical exaggeration
0
1
2
3
4
5
6
7 km

bioturbation and shells, which together suggest an ice-distal depositional environment (Boulton, 1990; Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Restricted aggradation rates evidenced by the deposition of a few meters of muds during several hundred years conforms to such a relatively ice-distal glacimarine setting. Indeed, the closest identified marine-based ice front lies at 10 km, and can correspond to the ice-contact clastic wedge at the outlet of the *Sault-au-Cochon* structural valley (Fig. III-5D).

5.2.3. Architectural element 3: distal outwash fan

AE3 is recognized in the northern half of the cross section (Fig. III-3). These deposits conformably overlay AE2 and are comprised in a wedge-shaped body that reaches 40 m thick that forms the main part of the sea cliff (Fig. 4A). To the north, the upper bounding surface of AE3 is a truncation surface (base of AE5), while southward it corresponds to a conformable contact below AE4 (Fig. III-3). The stratal pattern in AE3 is dominated by the occurrence of extensive, mud-rich heterolithic sheets (Fig. III-4A). These heterolithic sheets are interstratified with numerous channel structures and subordinate sand sheets to the north (7-7.5 km). Southward (km 4.5 - 7), channel structures are no more observable. Here, gently sloped heterolithic sheets alternate with more largely developed sand sheets. Both have an average slope of 0.6-0.8° (1.05 – 1.4%) (Fig. III-3).

Heterolithic sheets are mud-rich, well-stratified deposits including thin sand layers. In detail, distinct internal facies distributions are identified in the lower and upper part of AE3. Well-laminated and occasionally bioturbated mud intervals (Mu2, 5-10 cm) and rippled sand layers (S1) prevail (Fig. III-9A) in the lower part. In the upper part, heterolithic sheets are coarser grained, the finest fraction consists of silt to very fine grained sand facies (SS1) and corresponds in places to rhythmites with contraction-dilation cycles (Fig. III-8H). The interstratified sand layers are here more specifically characterized by trains of starved ripples (S1; Fig. III-8H).

To the north, channel structures correspond to 10 to 200 m wide, up to 5 m deep incisions cutting in the heterolithic sheets. For the largest ones, channel infills correspond to sandy plugs (S2, Fig. III-8A) directly onlapping on channel flanks. Some smaller channels have a distinctive two-phased infill: a basal, 0.5-2m thick draping unit characterized by heterolithic beds (Mu2-S1 or SS1) and an overlying sandy plug (S2). Sand sheets consist of amalgamated, normally graded sand beds (S2) with frequent liquefaction structures and rip-up clasts.

The base of beds in sandy channel plugs and sand sheets is in places erosional. Steep-flanked scours, 50 cm in depth and several meters in width are filled with normally-graded sands showing occasionally a granular facies mixing immature rip-up clasts and granules (Ma1). In places, mud clasts are directly derived from the adjacent, eroded mud beds (Figs. III-8A & 9A).

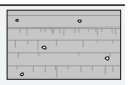
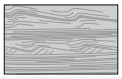
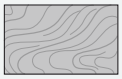
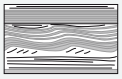
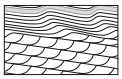
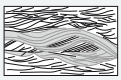
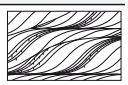
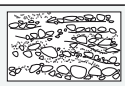
	Facies	Lithology	Sedimentary structures	Mean bed thickness	Interpretations	Overview
Mud	Mu1	Mud or silty mud, granule- to cobble-sized outsized clasts	Massive to faintly laminated, mm-scale laminae, intense bioturbation, relative abundance of shells (*Macoma baltica & Mya arenaria*)	0.1 - 5 cm	Deposition from suspension fallout and/or from low-density gravity flows ; outsized clasts deposition by calving ice (IRD)	
	Mu2	Muddy silt	Well-bedded and laminated, mm- to cm-scale laminae, rare ripples	1 - 50 cm	Deposition from low-density gravity flows	
	Mu3	Muddy silt	Contorted layers annihilating primary sedimentary structures, evidence of downslope shearing	1 cm - 1 m	Gravitational instabilities within previously deposited mud leading to creeping and/or slumping	
Fine-grained sand and silt	SS1	Silt to very-fine-grained sand	Well-laminated couplet of silt and very-fine-grained sand, internal erosion at low angle, abundant bioturbation, contraction/dilatation cycles	1 - 10 mm	Turbulent deposition from gravity flows experiencing biphased (tidal) hydraulic regime	
	SS2	Very-fine- to fine-grained sand and silt	Rhythmic Climbing-ripple Cross-lamination alternating sand and mud drape couplets, critical to supercritical angle of climb, occasional current reversal	1 - 10 mm	Tidal processes by reverse/bidirectional currents (Choi, 2010)	
	SS3	Fine- to very fine-grained sand, silt drapes	Climbing ripples with increasing angle of climb, abundant micas, mud drapes	0.5 - 2 m	Deposition from tractive currents and suspension fallout, long-lived surging flow (Jobe et al., 2012), seasonal or exceptional waning stage of flood events in a lake setting (Jopling & Walker, 1968)	
	SS4	Fine-grained sand (well-sorted), silt drapes	Planar laminated to combined rippled intervals, highlighted by heavy minerals, mud drapes	5 - 50 cm	Tractional deposition from bi-directional currents (wave action)	
	SS5	Fine- to medium-grained sand (well sorted)	Large-wavelength (m-scale), HCS-like beds (planar to undulating laminae), abundant heavy minerals laminae	30 - 50 cm	Depostion from dynamic oscillatory currents (stormy waves)	
	SS6	Silt and very fine-grained sand	Fine horizontal layering, intercalation of sub-critical climbing ripples, occurrence in place of syn-sedimentary deformation	< 5 mm	Depostion from low-energy hyperpycnal flow and suspension fallout in a lake setting	
Sand	S1	Fine- to medium-grained sand	Thin (<10 cm), normally graded and planar laminated (T_B) and/or rippled (T_C) beds, occasional train of starved ripples	1 - 10 cm	Turbulent deposition from low-density turbidity currents (Talling et al., 2012)	
	S2	Fine- to coarse-grained sand with occasional rip-up clasts and gravels	Thick (>10 cm), normally graded bed, basal massive (T_A) to horizontally laminated (T_B) with frequent angular rip-up clasts, capped by rippled sand (T_C) and mud (T_E)	10 - 50 cm	Turbulent deposition from sediment-laden, high-density turbidity currents (Talling et al., 2012), possibly underwenting hydraulic jump (Postma et al., 2009).	
	S3	Fine- to medium-grained sand, heavy minerals rich (very well-sorted)	Evenly laminated sand, heavy and clear minerals alternation, thick (up to 15 cm) heavy mineral placer with angular, large-scale sand intraclasts	10 - 50 cm	Tractional deposition in upper-flow regime in beach swach zone (Clifton, 1971), sorting of heavy minerals by swach processes (Gallaway et al., 2012)	
	S4	Medium- to very-coarse-grained sand (poorly sorted)	Horizontal to gently-sloped layers, massive (T_A) and laminated (T_B) sand, erosion surfaces, forming large-scale undulated bedforms (10-20 m in wavelength)	1 - 5 m	Deposition from gravity flows passing reccurently through hydraulic jump and forming supercritical cyclic steps (Cartigny et al., 2011; 2014)	
Sand and gravels	SGr1	Medium- to coarse-grained sand (well-sorted)	Sigmoidal cross strata, laminae ubiquitously highlighted by heavy minerals placers, reactivation surfaces, *fugichnia* burrows.	10 - 50 cm	Tractional deposition in lower flow regime with a aggrading component; reactivation surface evidencing a tidally-influenced environment	
	SGr2	Medium-grained sand with well-rounded gravels (well-sorted)	Horizontal to cross-stratified sand, well-rounded gravels and granules, angular mud clats	10 - 50 cm	Tractional deposition in lower-flow regime forming dunes and bars	
	SGr3	Medium-to very-coarse-grained sand (poorly sorted)	Thick (m-scale) succession of massive to crudely laminated sand, sub-horizontal or upslope-dipping laminae, plug of steep-flanked channels	1 - 5 m	Deposition from supercritical flows, antidune or humpback dunes (Fielding, 2006; Cartigny et al., 2014) in channelized setting as cut-and-fill processes	
	SGr4	Coarse-grained sand and well-rounded gravels and pebbles (poorly sorted)	Horizontal to large-wavelength (<3m) undulated layer of matrix-supported gravels and coarse-grained sand (dm-scale alternation)	20 cm - 2 m	Tractional deposition in upper-flow to supercritical regime forming upper-plane beds to antidunes (Fielding, 2006)	
Massive	Ma1	Clast-supported rip-up clasts and gravels with sandy matrix (unsorted)	Clast-supported angular rip up-clasts and well-rounded gravels with medium- to coarse-grained sandy matrix	2 - 20 cm	*En masse* (freezing) deposition from sandy debrites (Talling et al., 2012)	
Conglo.	C1	Clast-supported well-rounded pebbles and cobbles, coarse-grained matrix, m-scale sand intraclastrafts (poorly sorted)	Massive to faintly laminated, poorly sorted, clast-imbrications	10 cm - 2 m	Traction carpet in supercritical flows regime, possible occurrence of hydraulic jump (Russell & Arnott, 2003)	

Table III-2: *Lithofacies codes, description and interpretation.*

In contrast to AE2, AE3 is devoid of IRD. It indicates the demise of the glacimarine depositional system, suggesting that a marine-based ice front has developed into a continental front (Lønne, 1995; Lønne & Nemec, 2004). The sharp but conformable contact with the underlying glacimarine muds indicates a drastic change in the depositional dynamics, which precisely coincide with the emergence of the ice-contact depositional system. Although the physical connection cannot be formally established, AE3 is viewed as the distal counterpart of the ice-contact clastic wedge (140 m elevation) characterizing the *Sault-au-Cochon* valley mouth (Figs. III-2A & 5D; Cousineau et al., 2014). The AE3 depositional depths thus range from 140 to 80 m in elevation, for the lowermost and uppermost deposits, respectively.

Along the subaqueous segment of the outwash fan, geometries including channel structures and sheet-like deposits as well as individual depositional facies (S2 and associated scours) indicate a turbiditic depositional system. The number and the limited size of the channels suggest a network of relatively small channels rather than a trunk channel. Sand sheets represent lobe deposition while heterolithic sheets, interfingered with either channel or lobe deposits represent inter-channel to inter-lobe deposits. Channels limited to the northern and shallowest part of AE3, in contrast to gently sloped sheet-like geometries further downslope, suggest a channel-lobe transition. Interestingly, no downslope shift of this channel-lobe transition is noted. The topography inherited from the esker, which maintained through time during the AE3 deposition, controlled at least in part the position of the channel-lobe transition.

Autocyclic avulsions of the active channel-lobe complexes most likely resulted in the alternation of heterolitic sheets and channels upslope and of sand and heterolithic sheets downslope. The occurrence of similar high-density turbiditic facies (S2) observed both in sand sheets (lobes) and in channels suggests that some of the channels were plugged by the backstepping of the lobes facies (Turmel et al., 2015). Narrow scours including mud clasts of very local origin suggest hydraulic jump processes, in agreement with depositional conditions at channel-lobe transitions (Garcia & Parker, 1989; Kostic & Parker, 2006; Postma et al., 2009; 2014). Heterolithic sheets were formed by the incremental accretion of low-density turbidites originating from overspilling flows (Piper & Normack, 1983).

Coarser deposits (SS1) in heterolithic sheets of the upper part of AE3 reflect the overall progradation of the outwash fan. However, the lack of thick sand beds and sand sheets suggests the bypass of the sandy loads. It indicates a transition toward a shallower environment where turbidity flows were essentially confined in channels in the late evolution of the outwash fan.

5.3. Deltaic complex

There is a depositional continuum from architectural elements AE4 to AE6. An upslope facies transition is particularly well-expressed between AE4 and AE5, coinciding with well-developed clinoform geometries (Fig. III-3; km 3.2 to 2.4). Although erosion characterizes the base of AE5 to the north, this transition demonstrates that deposits of AE4 and AE5 are at least in part coeval, AE5 being the proximal counterpart of the former. Upstream, a poorly defined boundary between AE5 and AE6 suggests a similar relationship, in spite of the lack of observable geometries. AE4 to AE6 thus correspond to a suite of depositional environments distributed along deltaic clinoforms. The elevation difference between the channel-levée talweg and the uppermost deposits is of 90 m. It is a minimum estimation for the vertical development of deltaic clinoforms comprised of the lower delta front (AE4), upper delta front (AE5) and delta plain (AE6) deposits.

5.3.1. Architectural element 4: lower delta front

AE4 constitutes a major component of the cross-section extending over 7 km from its southern limit (Fig. 3) and forming a poorly accessible, vertical, section of the sea cliff (Fig. 4B). It mainly consists of mud-rich heterolithic facies including some subordinate m-thick sand units. Its lower bounding surface is conformable on AE3. AE4 is a wedge (maximum thickness: 40 m) pinching out to the north where it is truncated by AE5 (delta front). Southward, its upper contact is a composite bounding surface (Fig. III-3): from Km 7 to Km 3.2, U-shaped troughs (Fig. III-8F) alternate with paraconformable portions; from Km 3.2 to Km 2.4, lateral facies transitions occur along clinoforms (Fig. III-3 & 8G); below AE7 sands (downlapping spit platform and mouth-related deposits), paraconformable relationships prevail, while a truncation surface is noted in places at the base of AE7 (Km 0.7 to Km 1.7). A large-scale well-defined channel-levée structure is outcropping from km 1.4 to km 2.1 (Figs. III-3 & 4B).

Heterolithic deposits consist of horizontally laminated mud (Mu2) and sand layers (S1) (Fig. III-8D). Sand occurs as mm- to cm thick layers, thin (< 10 cm) continuous beds or starved ripple trains. From Km 4 to Km 7, in relatively sand-rich heterolithic beds, Rhythmic Climbing-ripple Cross-lamination (RCRL *sensu* Choi, 2010), occurs in several m-thick, uninterrupted, depositional successions (SS2, Fig. III-8 D & E). Occasional contorted intervals are observed (Mu3); the thickest (1 m) of them serving as a marker bed, from km 3.2 to 5 (Fig. III-3 and 8C). Interstratified sand units consist in the amalgamation of 10-30 cm thick, normally-graded sand beds (S2).

The channel-levée structure is 20 m deep in the talweg axis (Fig. III-3 and 4B). It forms an asymmetric feature, including a well-defined levée to the south. The opposite flank is formed

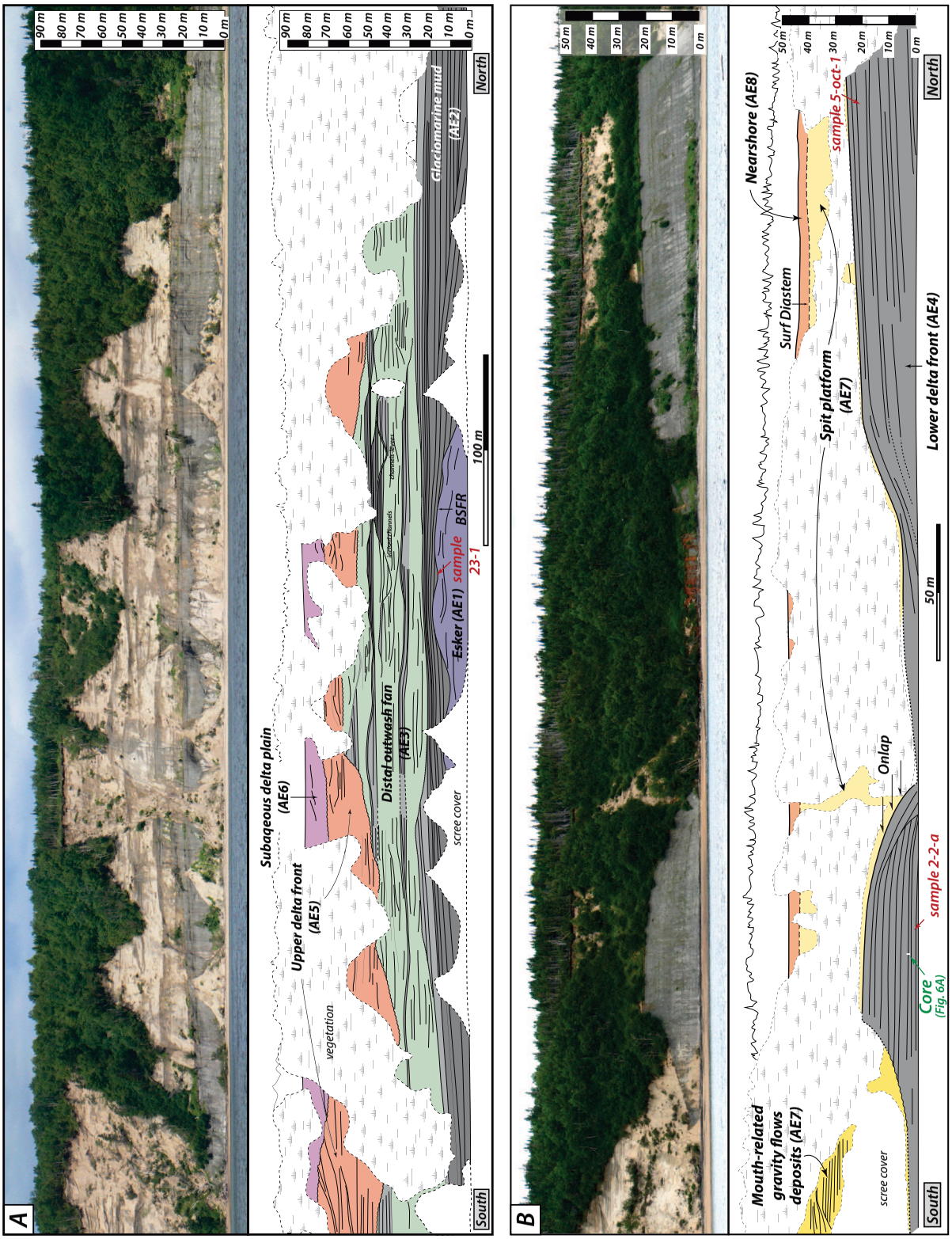


Fig. III-4: *Panoramic views and line-drawing of the northernmost segment of the sea-cliff (A) and of the southern channel-levée architecture (B; locations: dashed outlines in Fig. III-3). (A) The succession ranges from esker (AE1) to the delta plain (AE6), but lacks lower delta fronts (AE4). Note draping and onlapping geometries of glaciomarine mud (AE2) over the convex-upward esker body (AE1). (B) The channel-levée system belongs to the lower delta front (AE4). It is plugged by the spit-platform and mouth-related sands (AE7). The southern levée (left) was truncated before AE7 deposition. Sample numbers referred to radiocarbon dating (Table III-1).*

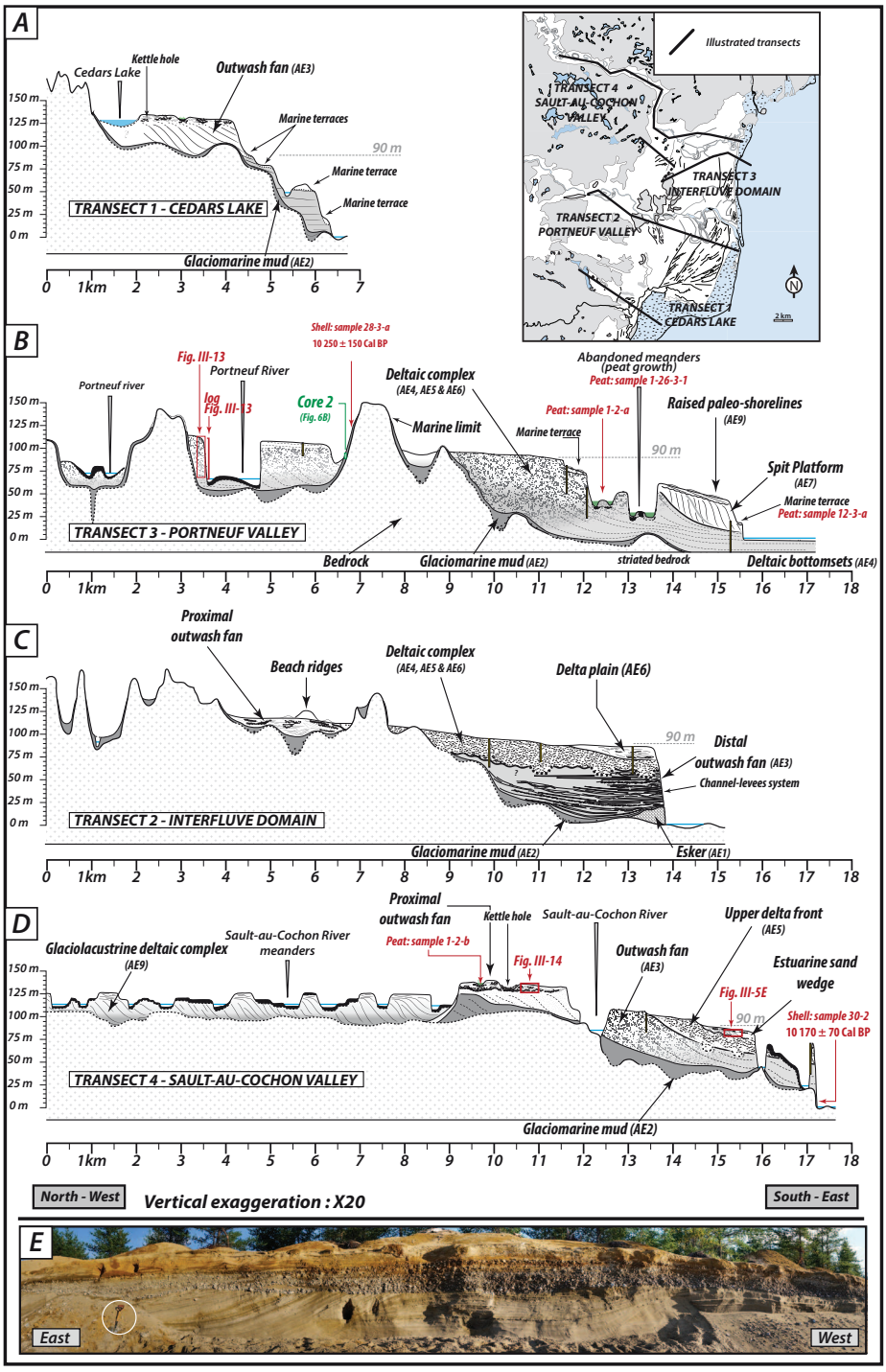


Fig. III-5: *Four synoptic transects representative of the stratigraphic architecture from the hinterland to the current shoreline, based on sedimentological logs, inland photomosaic and morphostructures in map-view. (A) In the Cedars Lake valley, the outwash fan, which the apex lies at 140 m.a.s.l. is reworked by marine terraces. (B) The Portneuf valley transect illustrates relationship between the basement (sections across the structural valley) and the sedimentary cover, with differentiation of the proglacial delta and spit platform clinoforms, the former being initiated in the lower reach of the structural valley (fjord-head delta). (C) The transect in the interfluve domain mainly display the architecture from the proximal to distal outwash fan, superimposed by the proglacial delta. Both are actively eroded along the current sea cliff (Fig. III-4A). (D) The Sault-au-Cochon transect shows the infill of structural valley (moraine-dammed lake), the outwash fan positioned at the valley outlet and the subsequent proglacial deltaic system. The photograph (E) illustrates fluvio-tidal facies in the V-mouthed incision at ca. 85 m.a.s.l. (see Figs. III-2 & 17E).*

by descending strata constituting the bulk of AE4. Internal erosion surfaces are evidenced along both the inner levées. In the levées, the relative amount of sand rapidly decreases away from the talweg. Starved ripples, indicating flow spreading away from the channel grade laterally to infra-millimetric sand veneers. X-ray imagery (Fig. III-6A) shows inverse and normal grading of mm-scale mud laminae, with occasional erosion surfaces. Further away (200 m) from the channel axis, sand grains are disseminated within laminated muds showing faint climbing cross lamination. Shells (*Macoma baltica*) found at both the base and top of the levées provide two ages: 10 600 ± 115 and 10 415 ± 145 yrs Cal BP, respectively (samples 2-2-a and 5-oct-1, Table III-1).

At the extreme south of the sea cliff (*Pointe-des-Fortins)*, AE4 exposures are only 3 m-thick (Fig. III-7). In the lower part, faintly laminated mud (Mu1) contains abundant shells and plants debris (wood fragments, pine needles) and some gravel- to pebble-sized lonestones (Fig. III-8B). Dating on both pine needles and two shells (gastropod *Buccinidae* and *Macoma baltica*) in an penecontemporaneous layer provided 9 535 ± 15 yrs Cal BP (sample 3-1-a), 10 420 ± 140 yrs Cal BP (sample 30-1-bc) and 10 210 ± 25 yrs Cal BP (sample 28-4-1), respectively. The intensively bioturbated upper part shows an increasing proportion of normally graded sand (S1) interbedded with laminated muds (Mu2). Dating of a wood debris found 1.5 m above dated pine needles provided an age of 9 370 ± 100 yrs Cal BP (sample 3-1-B) (Fig. III-7). Sedimentation rates in the lower delta front are thus estimated to ~1.2m/200 yrs, *i.e.,* 6 mm.yr^{-1}.

Mud-dominated deposits, gently sloped depositional geometries (dips <3°) beneath and beyond sandier deposits of AE5 indicate that AE4 represent lower delta front deposits. Their bathymetry evolved through time. Older layers of AE4 at the base of the sea cliff were deposited on a delta plain not exposed in the cross section, but lying at an elevation between 90 and 140 m.a.s.l. (marine limit). The upper layers at the top of AE4 were penecontemporaneous with delta plain deposits (AE6), the maximal elevation of which was 90 m. At that time, depositional bathymetry was in the 30-90 m range.

In AE4, deposition from low-density turbidity currents (Mu2, S1) prevailed. The rare contorted intervals (Mu3), without sand from shallower horizons, originated from slump triggered by gravitational instabilities along gentle slopes (Postma, 1984). Subordinate deposition from high-density turbidity currents occasionally occur as attested by thick sand beds (S2). Issuing from the upper delta front (cf. AE5), they have splayed on the lower delta front. RCRL (SS2, Figs. III-8F & G) suggests a tidal influence in spite of the relatively deep paleo-bathymetry. At depth of tens of metres, RCRL structures attest of the modulation of turbidity flows. Fluvio-tidal interactions in mouth environments (Gilbert, 2000; Cowan et al., 1998; Ayranci et al., 2008), the influence of internal tides (Pomar et al., 2012) or daily discharges cycles in meltwater

flows may mimic RCRL structures that are usually recognized in intertidal environments (Choi, 2010).

In addition to the above-described, relatively unconfined turbidites, the channel-levée structure provides evidence for the occurrence of a confined sediment pathway. The position and the asymmetry of the channel-levée suggests a meandering channel (Babonneau et al., 2010) at the base of delta front, near a transition with prodelta environments. Inverse and normal gradings observed in X-ray imagery (Fig. III-6A) in heterolithic levée deposits may suggest river-derived hyperpycnal flows (Mulder & Syvitski, 1995). Levée accretion including sand layers without in-channel sand aggradation indicates the bypass of sandy turbidity flows. Radiocarbon dating shows that the channel-levée structure was built in 100-200 years at ~ 10 500 yrs Cal BP. The stacking of a 15 m-thick succession of 1-3 cm-thick individual beds show a pluri-annual recurrence rates of the overspilling turbiditic events (*e.g.,* Morris et al., 2014 and references therein). Such channels, more precisely their basinward prolongation, are preserved as buried channels on the Laurentian Shelf (Normandeau et al., 2015, their Fig. III-9). They fed at time basin floor fans located in the Laurentian Trough (Unit 4 in Syvitski & Praeg, 1989)

Toward the southern, distal part of the cross-section (*Pointe-des-Fortins*), faintly laminated mud (Mu1), intensive bioturbation and reduced aggradation rates (~6 mm.yr^{-1}, 0.6 m

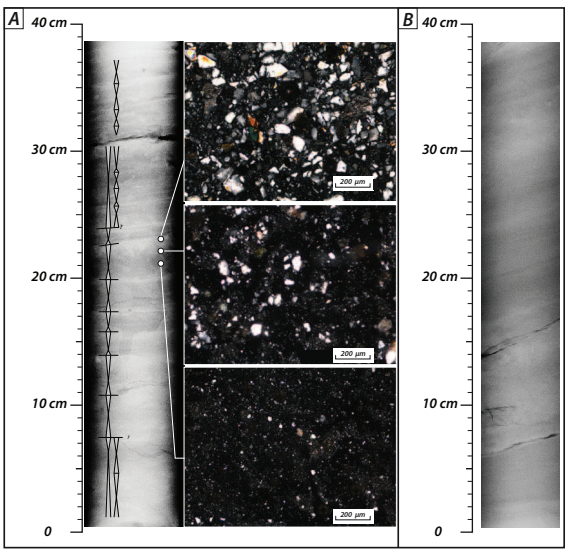


Fig. III-6: *X-ray and smear-slides of the shallow cores 1 and 2 (see Figs. III-3, 4 and 5 for location). Coarser lithologies are in light grey. (A) Southern levée of the channel-levée (AE4, see Fig. III-4B) evidencing normal and inverse grading. Smear slides indicate than grading patterns relate to a decreasing vs. increasing sand content. (B) Glacimarine muds at 105 m.a.s.l. in the hinterland, showing a subtle lamination.*

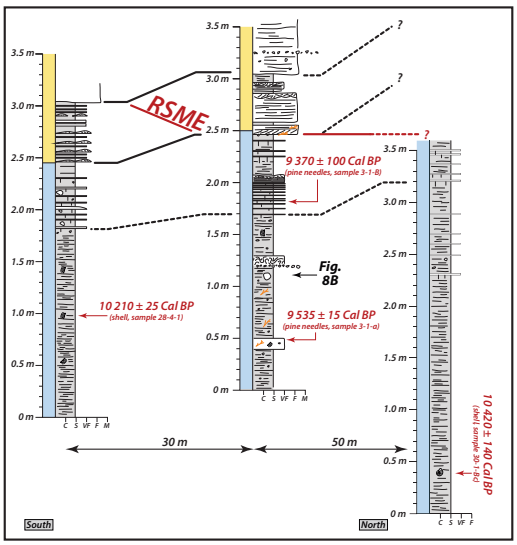


Fig. III-7: *Detailed stratigraphic correlation of the southern part of the sea cliff (Pointe-des-Fortins, Fig. III-2) with radiocarbon dating (Table III-1) in distal lower delta-front deposits. A diachronous Regressive Surface of Marine Erosion (RSME) is positioned at the sharp contact between mud- and sand-dominated facies. The blue and yellow colors represent lower delta front (AE4) and spit platform (AE7) respectively. See Figs. III-3 & 10 for location.*

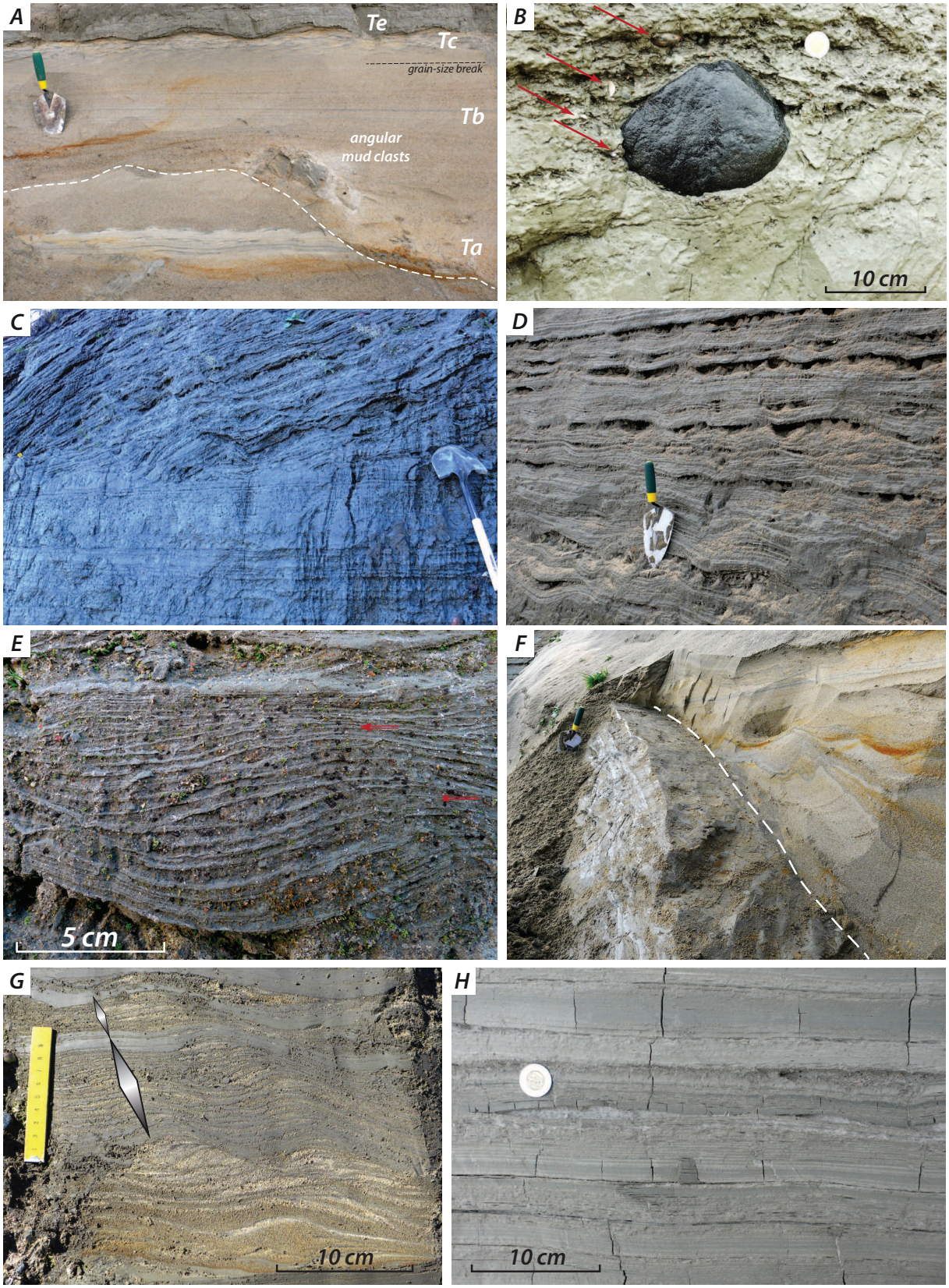
per century, Fig. III-7) together with limited sand deposition indicate a transition with prodelta environments (Bhattacharya & Walker, 1992). However, the occurrence of lonestone (Fig. III-8B) is here problematic. Interpreted either as derived from sea ice or from icebergs calved in adjacent areas (*e.g.,* the mouth of the Saguenay Fjord), their relative abundance is biased considering limited sedimentation rates.

5.3.2. Architectural element 5: upper delta front

AE5 composes the most important sandy wedge of the cross section in the northern part of the sea cliff (from Km 2.5 to 7.5). Its mean thickness is 30 m. Its lower bounding surface on AE4 is marked by U-shaped troughs that alternate with paraconformable segments. The troughs are up to 20 m in depth and 250 m in width (*e.g.,* Km 3.4 and Km 4.5). The upper bounding surface of AE5 is a well-defined erosive surface corresponding to the base of AE8 (nearshore sandsheet). In its intermediate part, conformable relationship are noted beneath AE7 sand but on its southernmost reach (Km 0.2 to 1.4), the upper bounding surface of AE5 corresponds to the concave-upward erosion surface.

AE5 is constituted by offlaping sand-rich clinothems. The infill of basal U-shaped troughs consists of horizontal to gently-sloped beds (<1°) onlapping on trough flanks. They correspond to the lower segments of the clinothems (*e.g.,* Km 4.5). Upslope, clinoform dips, locally including internal channel incisions (10-20 m wide, 3-5 m deep), increase progressively up to 6°, but locally reach 17° (Km 6.3). Clinoforms are truncated by the overlying nearshore sandsheet (AE8). To the south, a clear facies transition is observed from AE5 to AE4 deposits (km 2.5 to 3). At this site, the AE5 sandy beds can be observed grading into the mud-dominated facies assemblage of AE4: the latter thus constitutes the lowermost continuation of the sandy AE5 clinoforms. It should be noticed that small-scale geometries, similar in appearance to secondary clinoforms (pseudo-clinoforms) but showing complexes onlapping pattern are observed in the uppermost part of the sea cliff from Km 4.5 to Km 7.2 (Fig. III-9B). As described below they relate to cross-stratal geometries rather than to depositional profiles.

Fig. III-8: *Depositional facies from the distal outwash to the proglacial upper delta front (sea-cliff cross-section; see location in logs, Fig. III-3). (A) Normally-graded coarse- to fine-grained sands (facies S2; AE3, distal outwash fan); subdivisions from base to top: basal erosive surface, Ta (massive, with lithic and angular mud clasts), Tb (subhorizontal lamination), grain-size break, Tc (ripples) and Te (mud drape) intervals. (B) Shell debris and a lonestone (dropstone) in massive to laminated mud (Mu1; AE4, lower delta front) (C) Laminated mud (Mu2) underlying a thick (>1 m) contorted muddy layer (Mu3) that serves as marker bed in Fig. III-3 (AE4, lower delta front). (D) Lower delta front facies (AE4) showing alternating sand-sized (S1) and finer-grained deposits (Mu2, SS2: details in E). (E) Pseudo-climbing ripples (RCRL structure) in SS2 facies (AE4, lower delta front); note double mud couplets (red arrows) and lee-side accretion of the sand fraction. (F) Sharp transition (U-shaped trough) between*



fine-grained deposits (Mu2 and/or SS2; AE4, lower delta front) and onlapping sand-sized deposits (S2; AE5, upper delta front). (G) A relatively coarse-grained SS2 facies showing RCRL structure, (AE4/ AE5 transition, between two U-shaped troughs. Note the contraction-dilatation trend evidenced by the alternation of sand and silt. (H) Well-laminated very-fine-grained sand and silt including couplets and contraction dilatation cycles (SS1; upper part of AE3, distal outwash fan). Note the train of fine-grained starved-ripples.

From base to top, four facies assemblages have been delineated in AE5. The lowest is specifically observed as the infill of the U-shaped troughs. It consists of vertically stacked, relatively thick (up to 50 cm), normally-graded sand beds (S2) and occasional debrite beds (Ma1), both of which include abundant angular mud clasts and well-rounded lithic granules. These beds generally show facies sequences limited to a superposition of massive and laminated subdivisions (top-cut-out turbidites). In some places, individual beds are separated by thin (0.5-2 cm) intervals of sandy mud (Fig. III-9B). Above and outside the troughs, the lower part of the clinothems display a second facies assemblage. This assemblage consists of stacked, thinner, normally graded sand beds (S2) that differ from those in the trough infills by a lesser content in mud and lithic clasts and by more occasional debrite beds. At the upward transition with the third facies assemblage, sand beds coarsen and thicken. In the uppermost part of AE5, the third and fourth facies assemblages are laterally juxtaposed. The third facies assemblage consists of normally-graded sand beds (S2), reaching 1 m in thickness, which the dips essentially correspond to first-order clinoform dips (6-17°). Sand beds contain an increasing-upward proportion of well-rounded gravels and their basal surfaces show better developed scour structures relative to the underlying second facies assemblage. Intensively bioturbated intervals of rippled fine-grained sand (SS4) associated with sigmoidal cross-strata (SGr1) are locally interbedded. Channel incisions specifically contain abundant lithic fragments and mud clasts. The fourth facies assemblage is characterized by intricate cross-stratal patterns including channelized backsets and low-angle strata backstepping against southward-dipping, regularly spaced (~10 m), concave-up erosion surfaces, which mimic pseudo-clinoforms. While backsets consists of massive to faintly laminated gravelly sands (SGr3), backstepping strata consist in a stack of thin, massive to laminated, dm-thick sandy beds including subordinate layers of muddy sands (S4) (Fig. III-3 and 9B).

Well-defined clinoforms (Fig. III-3) allow the AE5 unit to be interpreted as related to a sand-rich upper delta front. Considering that the AE6 delta plain deposits are more or less coeval with the youngest AE5 and AE4 strata (see discussion in AE4), depositional paleo-bathymetries for AE5 are in the 20-60 m range, reaching 80 m at the bottom of the U-shaped troughs. Considering decreasing stratal dips from the top to the base of AE5 up to AE4, the paleo-depositional profile in the delta front is thought to have been concave-up in shape, passing asymptotically downslope to the mud-dominated deposits of AE4.

Erosional structures occur at all levels in AE5: basal U-shaped troughs, channel incisions associated with clinoforms and channelized backsets to the top. In addition, deposits from supercritical flow conditions are identified and the resulting stratal pattern strongly suggest cyclic steps (S4; Cartigny et al., 2011; Postma & Cartigny, 2014). In this scheme,

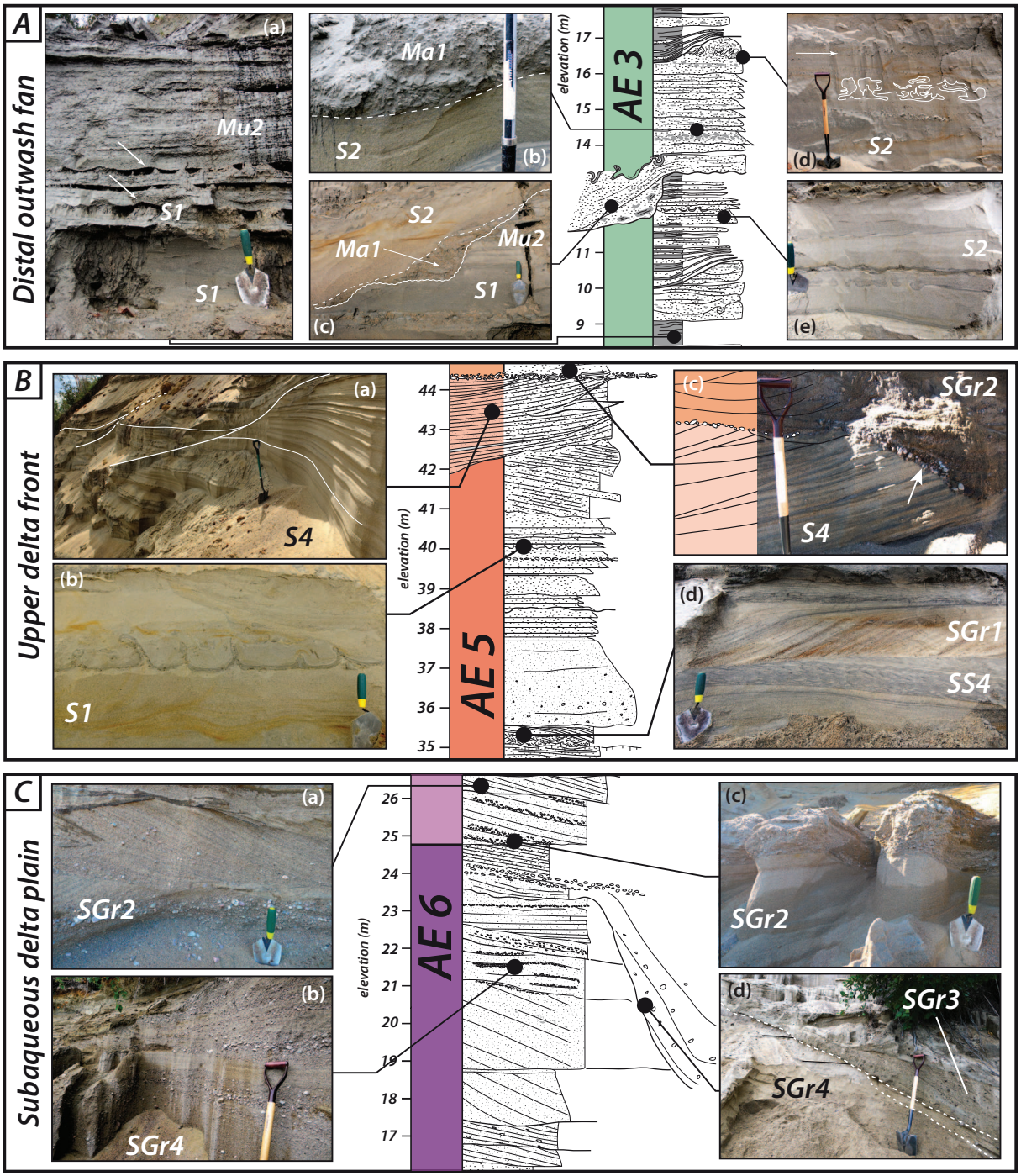


Fig. III-9: *Three representative facies associations in AE3 (A, distal outwash fan), AE5 (B, delta front) and AE6 (C, delta plain). See Fig. III-3 for location within sedimentary logs and Table III-2 for facies codes. (A) AE3 , distal outwash fan facies association: (a) sand (S1) and mud (Mu2), including mud-draped ripple trains (white arrows); (b) a debrite with mud clasts in a sand-sized matrix (Ma1), truncating a turbiditic sand bed (S2); (c) a step-flanked channel, which the infill consists of massive/ chaotic facies (Ma1) and normally-graded sand (S2); (d) normally-graded sand beds (S2) with abundant angular mud clasts and flamed interfaces; (e) essentially amalgamated clean, normally-graded sand (S2). (B) AE5, upper delta front facies association: (a) sand-sized undulating cross-strata showing upslope-migrating pattern (cyclic-step deposits, S4) (b) normally-graded sand beds (S1) with a flamed interface; (c) erosion surface and gravelly lag at the contact between the upslope-migrating cyclic steps (S4) and the unconformable nearshore sandsheet (AE8); (d) wave-rippled fine-grained sand (SS4) and an intervening sigmoidal cross-strata (tidal bar, SGr1). (C) AE6, delta plain facies association: (a) gravelly, cross-stratified sands (SGr2); (b) long-wavelength, undulating gravelly beds (SGr4, antidune deposits);(c) erosional contact between the lower and upper AE6, considered as the boundary between the subaqueous and subaerial delta plain; (d) steep-flanked channels with massive to chaotic infill (SGr3) truncating undulating sand beds (SGr4).*

the underlying backsets are interpreted as hydraulic jump deposits downslope the cyclic steps (Massari, 1996; Muto et al., 2012) located in the upper delta front. The U-shaped troughs, at largely deeper depths, but emplaced precisely at the break-in-slope marking the transition between upper and lower delta front, suggest incision ascribed to spoon-shaped excavations also related to hydraulic jumps (Massari & Parea, 1990; Breda et al., 2007; Gobo et al., in press). The presence of structure emplaced by hydraulic jump processes at the base of AE5 together cyclic steps in the upper part of AE5 suggests an alternation of flow regimes controlling the migrations of hydraulic jumps along the delta-front clinoforms. Considering an opposition between essentially unchannelized deposits in clinothems in one hand, and a lesser volume of deposits confined within the variety of incisions along the clinoforms, it is thought that the delta front accretion mainly resulted from normal-stage sedimentation. Normal stage sedimentation was interrupted episodically by events forming channelized conduits essentially bypassing sediments along clinoforms, potentially connected to a channel-levée structure similar to those described in AE4, and/or feeding sandy depositional lobes in the lower delta front (see AE4).

An unconfined depositional environment prevailed during normal sedimentation stages, where the sand was essentially deposited by sheet-like turbiditic flow events, forming the bulk of the clinothems. Turbidity flow competence decreased downslope as evidenced by decreasing bed thickness, grain-size and less developed bottom scouring. Cyclic steps development, or at least upslope migrating sediment waves, is observed during both flood and normal sedimentation stages (Hughes-Clarke et al., 2014), in unconfined (Hill, 2012) or channelized setting (*e.g.,* Hughes-Clarke et al., 2014; Normandeau et al., 2015). The intervening sigmoidal cross strata were likely emplaced during short-term predominance of wave and/or tide processes on deltaic accretion.

5.3.3. Architectural element 6: subaqueous delta plain

AE6 is identified at the top and at the northernmost part of the sea cliff (km 7 to 7.5), immediately above AE5 (Figs. III-3, 4A & 5C). It consists of gravelly sands and has an average thickness of 15 - 20 m. The distinction between the two sandy deposits basically relies on stratal patterns: the horizontal to subhorizontal bedding of the AE6 contrasting with the underlying inclined clinoform geometries of AE5. Nonetheless, the basal contact with upper delta front deposits (AE5) is transitional in terms of depositional facies. The upper bounding surface of AE6 defines the flat top of the sea cliff. AE6 extends to the north below the forest cover (small outcrops in the large meander river cut 2 km to the north, Fig. III-2). Southwards, AE6 pinches out. Though the contact with AE8 is not outcropping, a truncation by the erosive basal bounding surface of AE8 (nearshore sandsheet) is most likely.

Two vertically superimposed facies assemblages compose AE6. The lower one (5 m) consists of thick (>1 m), erosion-based, subhorizontal beds of gravelly sands (SGr4) (Fig. III-9C). Bed contacts are undulating, 5-10 m in wavelength, as are the internal laminations. Erosion surfaces define poorly circumscribed steeply-flanked scours filled by massive to faintly-laminated gravelly sand (SGr3).

The upper facies assemblage truncates the underlying one along a sub-horizontal surface underlined by pebbles and gravels. It consists of a fining and thinning upward succession made up of coarse-grained, cross-stratified sand beds (SGr2) (Fig. III-3, section 21). Coarse-grained, planar cross-stratified beds containing abundant well-rounded gravelly and pebbly sands pass upward into lenses of medium-grained planar cross-stratified beds interbedded by thin (<20 cm) and laterally discontinuous mud layers. Rare dm-scale, angular mud clasts are scattered within cross-stratified sand. Paleo-currents measurements indicate both westward and eastward orientations.

The facies transition from the underlying upper delta front deposits (AE5) and subhorizontal stratal patterns indicate that AE6 represents delta plain deposits. Essentially unconfined depositional conditions are interpreted from the extensive undulating beds. The lower facies is an assemblage of supercritical-flows, antidunes (SGr4) and subordinate channels (SGr3) is interpreted as the lower subaqueous delta plain. The channels shortcutted in the delta brink may have fed the upper delta front from lower delta plain. They could have developed upslope to incised channels in the upper delta front (AE5, see above), without *deconfinement* between the delta plain and the delta front or alternatively, materials conveyed by such channels may have spread in the upper delta front. The upper facies assemblage (SGr2) belongs to dunes and bars that have been formed in a subaqueous environment as evidenced by intervening mud layers. Lower and upper facies assemblage belongs to longitudinally juxtaposed environments that represent a spatial sequence of deposition. Deposits in AE6 are interpreted as being deposited in river mouth with mixed influence of marine and fluvial processes. A tidally-influenced subaqueous setting, evidenced by mud layers and current reversal (east vs. west), is thought to have been fed by fluvial input, as suggested by the abundance of bedload-related structures (SGr2) including well-rounded lithic clasts. The relic braided channels observed in plan-view (Fig. III-2A, braidplain lineaments), though not physically connected to AE6, are ascribed as being the subaerial counterpart of the subaqueous delta plain.

The change of depositional processes between the upper and the lower facies assemblage -subcritical vs. supercritical hydraulic regime, respectively- requires a parameter that allows the flow kinetic energy to increase downslope, in the absence of abrupt slope change. Tidal processes increase the discharge and sediment load during ebb tide (“tidal drawdown”), may explain such

a relationship (Smith et al., 1990). Shortcutted channels may thus have developed during spring low tide, when the sea level was downward-shifted close to the delta brink (Smith et al., 1990). Flood events may also have been responsible for the development of such structures.

5.4. Shore-processes related sediment bodies

AE7 is an architectural element characterizing the lowest and southernmost segment of the cliff cross-section. Thus, it represents late deposits coeval with relatively low RSL. AE7 deposits were emplaced in a spit system —similar to the one currently observed off *Portneuf*— and associated with mouth environments connected to one or several of the large abandoned meander belts preserved upstream (Fig. III-2A). In contrast, AE8 forms a laterally continuous sand sheet at the top of the sea cliff, truncating successively AE6, AE5 and AE7. It is a fully diachronous unit following step by step the falling RSL and corresponding in map view to raised beach ridges (Fig. III-2A).

The cross-section ends at the *Pointe des Fortins*, where the youngest beach deposits (AE8) lie at 25 m.a.s.l., suggesting an age older than the peat collected at 20 m.a.s.l. (sample 12-3-a, 3780 ± 20 yrs Cal BP) but younger than the peat deposit plugging the coastal meander at 32 m.a.s.l. (sample 1-2-a, 6435 ± 15 Table III-1). AE7 and AE8 in the sea-cliff cross-section thus record 2500 yrs of deltaic evolution when the RSL was emplaced between 20 and 32 m.a.s.l.

5.4.1. Architectural element 7: Spit Platform (Shoreface Sand Wedge) and mouth-related deposits

AE7 crops out at the southern end of the sea cliff, from Km 0 to Km 2.6 (Fig. III-3 and 11). It forms a well individualized, relatively coarse-grained sand wedge pinching out northward against AE5 deposits. Its subhorizontal lower bounding surface is sharp but paraconformable onto distal lower delta front mud deposits (AE4). At the top, it is truncated by the nearshore sand sheet (AE8). The maximum observable thickness of the AE7 sand body is 35 m at Km 1.7 (Figs. III-3 & 10).

AE7 mainly comprises large-scale clinoforms and superimposed smaller-scale master beds (Figs. III-3 and 10A). Gently-sloped (less than 2°) clinoforms truncate steep-sloped (10-12°), coarse-grained master beds and downlap at the km scale (Km 0 to Km 0.8) onto AE4 deposits. Clinoforms are underlined by a thin (1-2 m thick), distinctively finer-grained heterolithic unit. Master beds are steeply dipping to the SE (Fig. III-10D). Some channel structures locally depart from this well organized clinoform/master bed system (Figs. III-3 & 11). They form either small-scale scour-and-fill structures (Km 0.8 & Km 1.5) or the plug of the large underfilled channel levée structure described in AE4.

The bulk of AE7 consists of planar and trough cross-stratified, medium- to coarse-grained sands (SGr2, Fig. III-10C) that are organized in steeply-dipping master beds. In few places, cross-strata correspond to m-scale sigmoidal laminae sets bounded by reactivation surfaces highlighted by thin heavy minerals laminae (SGr1, Fig. III-10B) and burrows (mainly escape structures: *fugichnia,* Fig. III-10E). Dips of cross-strata evidence a wide spectrum of paleo-currents from the south-east to the north-west (Fig. III-10D). A mean trend to the south-west however suggests paleo-currents essentially transverse to the master beds. Draping the basal erosion surface underlining each of the clinoforms, the heterolithic units (Fig. 10A) are made up of a specific facies assemblage showing in particular alternated, fine-grained rippled sand and muddy drapes (SS4, Fig. III-10G) and HCS-like wavy structures highlighted by well-defined heavy-mineral rich laminae (SS5, Fig. III-10F).

The sandy plug of the channel-levée structure belongs to AE7. It is made up of thick (up to 1 m), medium-grained, normally graded sand beds (S2), which onlap abruptly against the inner muddy levées (Fig. III-4B). In contrast to S2 sand in AE5, the bedding in S2 sand of AE7 is largely disorganized, resulting in large-scale convolute bedding. Scour-and-fill structures show a variety of grain sizes and internal stratal patterns. At Km 1.5, a large scour truncating AE4 muds is filled by two very thick (5-10 m), massive to faintly laminated sand beds (SGr3). They are characterized by abundant dm-scale angular rip-up clasts, which progressively decrease in size and proportion upwards. Above, well-stratified, fine-grained and normally-graded sand beds (S1) show smaller-scale scours with a specific stratal pattern. These sand beds are typically 10 m wide and 3 m high, sharply truncating the underlying beds but conformably draped by similar facies (Fig. III-11A). Laterally the scour surface grades into a conformable contact. Related beds are 10 to 20 cm thick, include thin (<1cm), intensively flamed and loaded, muddy intervals and abundant oxidized wood debris. In places, RCRL-like structures (SS2) are interfingered (Fig. III-11B). A third type of scour-and-fill is observed at Km 0.7. Here, steep-flanked, very narrow scours (Fig. III-3) are filled by with pebbly sands either massive or faintly laminated with backsets. They are characterized by a high content in lithic clasts up to cobbles. (SGr3, Fig. III-11C).

Master beds are positioned immediately beneath the AE8 nearshore sandsheet and thus relate to a shallow setting. They show largely steeper dips than other clinoform geometries in the sea cliff (Fig. III-3). In such a coastal setting, cross-strata with transverse paleo-currents, indicating a lateral migration rather than a frontal accretion, relate to a sandspit system. Deposition from bars and dunes driven by diffracted longshore currents is evidenced by rose diagram (Nielsen & Johannessen, 2009). Sigmoidal and bioturbated cross-strata in coarse-grained sand, and ripple laminations including mud drapes in the heterolithic facies suggest tidal

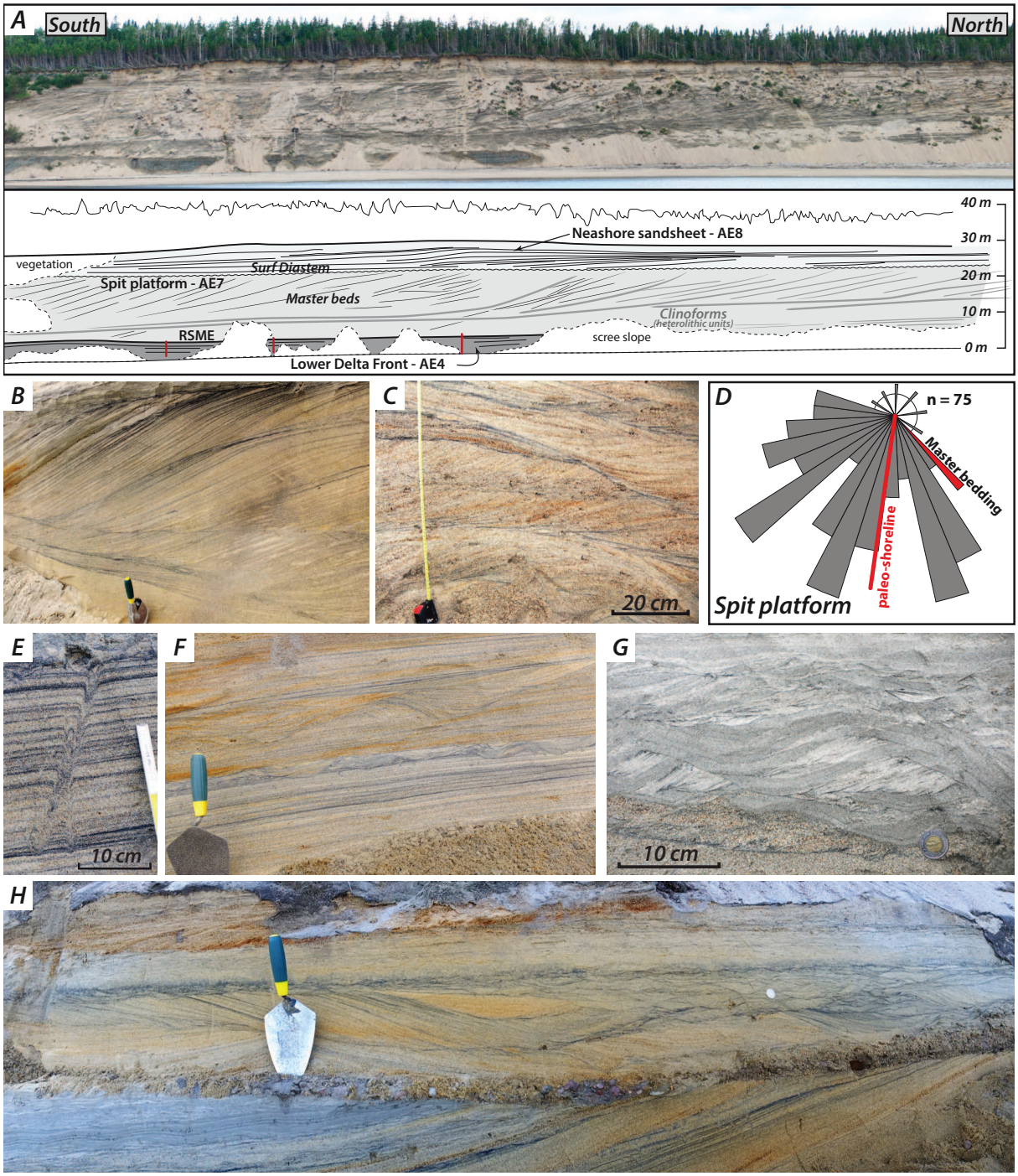


Fig. III-10: *Depositional architecture and facies of the spit platform sands (AE7, spit platform and mouth related sands; see Fig. III-3 for location). (A) Photomosaic and line-drawing of the sea cliff evidencing clinoforms and master beds, both dipping to the south. The erosional basal surface of AE7 constitutes a diachronous RSME (see text for detail). The upper part of the sea cliff represents the nearshore sand sheet (AE8), which the base corresponds to a surf diastem (see Fig. III-10H). Red bars correspond to the three log displayed in Fig. III-7. (B) Bioturbated (see Fig. III-10E), sigmoidal cross-strata with reactivation surfaces and heavy-mineral laminae (tidal bar, SGr1); (C) Cross-stratified sands (SGr2) in master beds of the shoreface sand wedge (D) Palaeocurrents based on cross-stratal dips (grey sectors), almost perpendicular to the master-bed dips, and inferred orientation of the palaeo-shoreline. (E) Escape burrows (fugichnia) and heavy-mineral-rich laminae from tidal bars illustrated in B (SGr1). (F) Well-defined, subhorizontal to hummocky laminations in sands (SS5) and (G) rippled sands (SS4) constituting storm-related clinoforms; (H) Gravel lag (surf diastem, Fig. III-10 A) at the interface between AE7 below and AE8 (nearshore sandsheet) above.*

processes that exert their influence down to the lower parts of the clinoforms. More specifically, AE7 is interpreted as a sediment body emplaced as a spit platform *sensu* Meistrell (1966; 1972). The top of this structure lying at the mean low tide, serves as a basement for a sandspit when the latter is prograding in a relatively deep (*i.e.,* tens of meters) setting (Meistrell, 1972; Nielsen et al., 1988; Shaw & Forbes, 1992; Mäkinen & Räsänen, 2003; Nielsen & Johannessen, 2009; Zecchin et al., 2010). In the present case study, the spit platform inception is from the point where the depositional depth essentially inherited from the previous delta development increased significantly (AE4-AE5 depositional profile) from a few meters to at least 30 m (Km 2.6). The spit itself, constituted of beach and aeolian sand was then emplaced on this platform (AE8, see below).

The south-westward accretion of bars and dunes was repeatedly interrupted by erosional events resulted in the development of extensive gently-sloped clinoforms. Erosion surfaces cut in shoreface environment and the occurrence of HCS-like laminations in the draping heterolithic units strongly suggest storm effects. Such a relationship will be corroborated in describing the AE8 nearshore sandsheet, where recurrent periods of erosion are also well evidenced. The downlap surface of the clinoforms, showing an abrupt transition with mud deposits, has the value of a Regressive Surface of Marine Erosion (Plint & Nummedal, 2000; Catuneanu, 2002; Swift et al., 2003), even if the erosion is not properly documented (Embry, 2010). In this interpretation, the entire AE7 corresponds to the forced-regressive shoreface sand wedge of Swift et al. (2003).

Subordinate deposition from gravity flows has been identified in AE7 as the infill of channels or as scour-and-fill structures. Sandy turbidites plugging the channel-levée structure may be derived from either fluvial processes or the collapse of an adjacent shoreface sand wedge (Normandeau et al., 2011). Interestingly, in the deeper reaches of the present-day deltas, inactive channels along delta slope are buried beneath actively prograding sandy shoreface deposits (Normandeau et al., 2015, their Fig. III-9). Smaller scour structures infilled by massive to faintly laminated deposits including immature mud clasts and/or backsets are interpreted as deposited in relation with hydraulic jump processes (Russell & Arnott, 2003; Postma et al., 2014). Hydraulic jumps may have occurred at the channel/lobe transitions (see AE3 interpretation). In this position, they eroded AE4 muds at depth greater than 20 m, producing abundant angular mud clasts rapidly re-deposited after the initial incision. Hydraulic jumps may also have occurred higher along the depositional profile, in relation with hydraulics at river mouth. In this position, they show a large content of lithic clasts otherwise absent from the shoreface sand wedge and well developed backsets indicating strong cross-shore currents (Fig. III-11C; Massari, 1996). In contrast, regularly stratified, fine-grained, normally-graded beds relate to

less dynamic flow conditions (Fig. III-11A). They are interpreted as low-density gravity flow deposits derived from hyperpycnal currents. The abundance of terrestrial organic matter debris (Zavala et al., 2010), the sustained character of the deposits (*e.g.,* Mulder & Syvitski, 1995; Plink-Björklund & Steel, 2004), the low-density of the related gravity flows (Talling, 2014) and the lack of any observed slump scars (Plink-Björklund & Steel, 2004) together suggest riverine parent outflows. In places, RCRL-like structures (SS2) strongly suggest interferences with tidal processes (Choi, 2010), or they possibly originated from the modulation of river discharges (*e.g.,* Facies *Sha*, tidally-dominated, in Eilertsen et al., 2011; see also Ayranci et al., 2012).

The restricted lateral extent of channel and scour infills as well as specific grain size features suggest that gravity flow deposits in AE7 depart from the overall spit platform progradation pattern. In map view, AE7 sand bodies are located basinward of abandoned fluvial morphostructures, including the meander preserved today at the 65 m elevation (Fig. III-2A). In agreement with the interpreted depositional facies, it suggests that such deposits are genetically linked with former river mouths. The interfingering between different facies assemblage —cross-strata in one hand and gravity flows in the other— demonstrates that spit platform and mouth deposits were almost coeval, the latter being deposited within incisions in the shoreface sand wedge. Even if derived from a meandering river, fluvial outflows entering the sea are susceptible to produce supercritical flow conditions and related hydraulic jump deposits. However, in volume, such events clearly represent a limited contribution to sedimentation. In contrast with AE5 where such depositional conditions were common, in AE7 they represent temporally and spatially restricted events.

5.4.2. Architectural element 8: Nearshore Sandsheet

AE8 is a laterally extensive, medium- to coarse-grained sandsheet constituting the top of the sea cliff (Fig. III-3 & 10A). It is followed continuously from Km 0 to Km 7.1, but it is totally absent in the northernmost segment of the cliff at elevations higher than 85 m. Regularly, its thickness ranges between 6-8 m, reaching up to 15 m in some places. Its basal bounding surface appears at first glance as a continuous truncation surface, eroding successively AE5 (delta front), AE6 (estuarine) and AE7 (spit platform) deposits from the north to the south. In detail, the truncation surface shows a suite of stair steps: each corresponding to the intersection by the sea cliff of beach morphostructures identified in map view (Fig. III-2A). Step morphology consists in individual concave-up erosional surfaces. The profile of these erosional surfaces is steep-sloped (>15°) in the upper part —where it truncates most of the older AE8 sands deposited to the north— and is onlapped by younger AE8 sands (Fig. III-12). The profile progressively flattens to the south descending into the underlying deposits (AE5-8). Here, the erosion is

highlighted by a lag deposit including basement gravels, pebbles and rare cobbles (Fig. III-10H). The basal bounding surface thus in fact corresponds to a composite surface formed by the juxtaposition of the lower segment of successive, individual concave-up erosional profiles. The upper bounding surface of AE8 is more or less parallel to its basal surface, reproducing the stair case morphology. The uppermost deposits are intensively weathered over 1 m thick soil, beneath the forest cover.

Internally, AE8 show either a horizontal to subhorizontal bedding. Small-scale, gently-dipping (<1°) clinoforms are identified in places, downlapping the composite basal erosion surface. Three facies assemblages are generally distinguished in AE8. The lower part of AE8 consists of trough cross-stratified coarse-grained sand and gravel (SGr2, Fig. III-10H). A bimodal paleo-current trend is evidenced, showing north-eastward and south-westward orientations. In places, laminated to rippled fine-grained sand with heavy minerals laminae and bioturbation (escape-like burrows, SS4) are present. The facies assemblage in the middle part of AE8 consists of well-sorted and well-laminated sand (S3) including m-scale shallow scours. In places, heavy minerals are distinctively well segregated, forming placers up to 20 cm in thickness (Fig. III-12C). In the third facies assemblage that characterizes the upper AE8, heavy minerals are more diffusely distributed in evenly and monotonically laminated sands (Fig. III-12D).

In addition, two atypical and spatially restricted depositional facies have been observed. Firstly, the contact between the lower and middle facies assemblages is marked between Km 5.6 and Km 7 by a laminated, 10-20 cm thick, mud layer. The latter includes abundant *in-situ* bivalves shell ghosts moulded by the overlying sand. Secondly, in the lower part of steep-sloped internal erosion surfaces, deposits of the middle facies assemblage including placers show locally angular sand intraclasts, evidencing either or rotational slides (Fig. III-12B), and thin (<10 cm) contorted beds (Fig. III-12C).

Fig. III-11: *Depositional architecture and facies of the mouth-related sands (AE7, spit platform and mouth related sands; see Fig. III-3 for location). (A) Turbiditic sand beds (S1) including flamed mud drapes and oxidized wood debris (orange patches). Note that similar sand beds are found as the infill of channel structures or adjacent to the channels, with erosional contact passing laterally into conformable contacts. Shovel for scale. (B) Pseudo–climbing ripples in heterolithic facies including currents reversal (supercritical to in-phase RCRL-like structures, SS2). (C) Steep-flanked scour with a massive to faintly-laminated, coarse-grained infill (SGr3), truncating SGr1 sands. Trowel in the lower left corner for scale.*

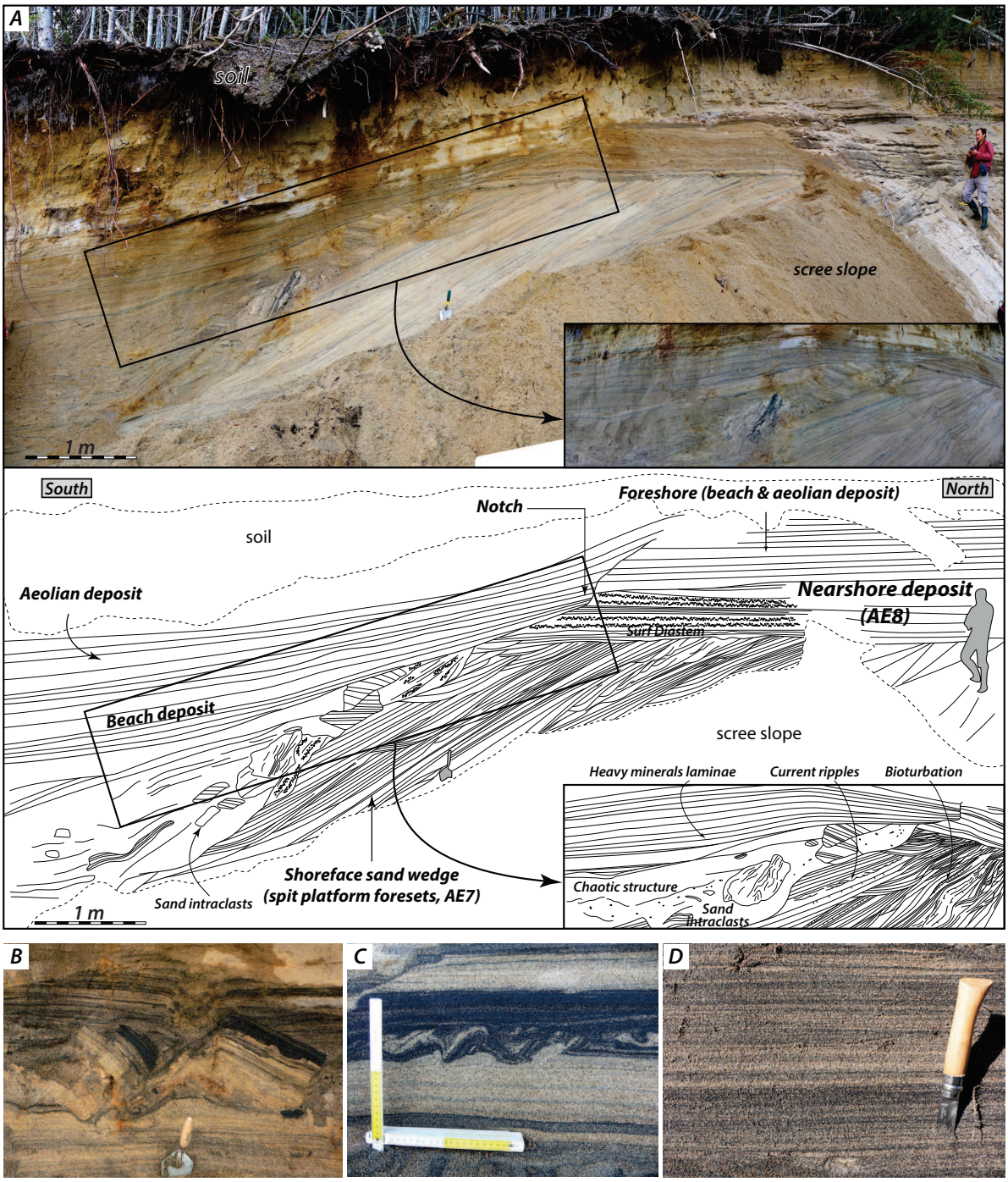


Fig. III-12: *Geometries and facies of the nearshore sandsheet (AE8). (A) Erosional contact with the underlying AE7 sand (spit platform foresets) showing a palaeo-notch deformed strata down the notch and sand intraclasts. Note the onlapping pattern of sand beds that seals the notch. (B) Sand intraclasts in heavy minerals concentration associated with notch erosion. (C) Alternation between clean sand and heavy minerals laminae in the lower part of AE8 (S3, beach-face deposit). (D) Fine alternation between heavy and clear minerals in the upper part of AE9 interpreted as aeolian sands.*

Spatially associated with the system of raised beach ridges and truncating underlying elements at the top of the forced-regressive sedimentary succession, AE8 is interpreted as a nearshore sandsheet. It represents a cross section into the succession of raised beach-ridge deposits. The truncation of underlying deposits progressively younger to the south, and the progressively decreasing elevation of AE8 deposits reflect the diachronous emplacement characterizing the glacio-isostatic rebound and related forced-regressive setting (Boulton, 1990; Dionne et al., 2004; Fraser et al., 2005; Helland-Hansen & Hampson, 2009; Hein et al., 2014). AE8 features are very similar to those of nearshore sand sheets illustrated in GPR profiles (Helland-Hansen & Hampson, 2009, their figure 6 and Fraser et al., 2005, their figure 11).

More specifically, the lower facies assemblage represents surf-zone deposits (Clifton et al., 1971), emplaced above a surf diastem *sensu* Swift et al. (2003) (Wave Erosion Surface *sensu* Fraser et al., 2005, their Fig. III-20), which is here highlighted by a pebbly lag. Sediment transport contributing to shore accretion was mainly alongshore and was likely related to longshore-bar migration. Longshore bars or berms may have generated systems of gently-dipping clinoforms. In this scheme, the intervening muddy layer including shell ghosts reflect a protected environment in between two longshore bars or backbarrier environment. The middle facies assemblage represents foreshore sands deposits with swash-backwash laminae (Clifton et al., 1971) and placers (Gallaway et al., 2012). Shallow scours are interpreted as ebb-tide rip channels, incised within berms and/or longshore bars. Note that the dips of related structures are only apparent. True dips should be steeper, considering that sea cliff intersects raised beach ridges with an angle of ~30° (Fig. III-2). At the top, the third facies assemblage essentially represents aeolian deposits, characterized by the unsorting of heavy minerals.

Within the nearshore sandsheet, concave-up erosional profiles reflect notches (Erikson et al., 2007; Anthony, 2008) *i.e.,* preserved bluffs subsequently left behind by the overall regressive trend. Oversteepening of the foreshore profiles resulted in gravity slides and/or in the formation of sand intraclasts, suggesting moisture cohesion or frozen sands. Though no evidences of downslope continuation of any concave-up erosional profile has been clearly documented owing to surf diastem erosion, it is suggested that notches in the foreshore were formerly connected in shoreface environments to the clinoforms described in AE7 deposits. Erosion surfaces extending from the foreshore to the shoreface may relate to particularly severe storm events (Erikson et al., 2007) or to periods of enhanced shore erosion. A regular spacing of the raised beach ridges, both in map view (see Fig. III-2, especially south of the *Portneuf* River) and in cross section (Fig. III-3) suggests auto- or allocyclic processes. The absence of AE8 at elevations higher than 85 m is further discussed below.

5.5. Facies associations in the hinterland

Exposures in the hinterland do not have the continuity of the sea cliff cross-section. They are however crucial records of more proximal depositional successions relative to those documented in the sea cliff (Fig. III-5). In most cases, facies associations closely resemble those previously described in architectural elements 1-8. An additional architectural element (AE9) is further described from the *Sault-au-Cochon* structural valley. Here, a specific facies association was deposited in a moraine-dammed lake behind the ice-contact clastic wedge (Figs. III-2 & 5D).

5.5.1. Fjord-head delta

In the *Portneuf* structural valley, at 15 km from the sea-cliff cross-section, the entrenching of the present-day river exposes a coarsening-upward depositional succession (Fig. III-13G). Three facies assemblages are evidenced, successively dominated by muds (lower unit, 60-67 m.a.s.l.), sands (middle unit, 67-104 m.a.s.l.) and pebbles (upper unit 104-110 m.a.s.l.).

By comparison with facies (Table III-2) and facies associations documented in the sea-cliff cross section, the three units form a variant, here specifically confined within the *Portneuf* structural valley, of the AE4-AE5-AE6 deltaic succession. The lower unit, less than 7 m thick, is primarily composed by thin mud layers (Mu2) interstratified with relatively thin (<30 cm) intervening sand beds (S1). Up to 1 m thick contorted intervals are observed (Mu3, Fig. III-13F). In the middle unit, 40 m thick, an overall coarsening-upward trend (coarser sands, progressive disappearance of muds) is observed. Its lower part is similar to the underlying unit, but shows in addition thick normally-graded sand (S2) including abundant angular mud clasts. Ubiquitous rhythmical stratal pattern are observed (Fig. III-13D & E). Few syn-sedimentary downstepping extensional fractures gently disrupt the bedding (Figs. III-13D & E). Above, turbiditic sand beds (S2) are stacked. Bed interfaces are ubiquitously loaded and flamed. Some bioturbation occurs in places. Syn-sedimentary downstepping extensional fractures are abundant. A few sheared, subhorizontal décollement surfaces have been noted along some muddy intervals, in association with extensional growth structures (Fig. III-13C). In the upper part of the middle unit, two particular facies assemblages are noted: large-scale undulating normally graded sand beds with a conspicuous rhythmical stratal pattern (S4, Fig. III-13B) and a steep-flanked channel structure (Fig. III-13G) with massive to faintly laminated sand infill (SGr3). The upper unit, made up of cross-stratified well-rounded pebbles, sharply truncates the underlying strata.

The deposits in the lower and middle units are similar to those described in AE4 (lower delta front) and AE5 (upper delta front), respectively. Pebbly facies of the upper unit are ascribed to a fluvial terrace. Such a succession located within a structural valley, *i.e.,* constrained by wall

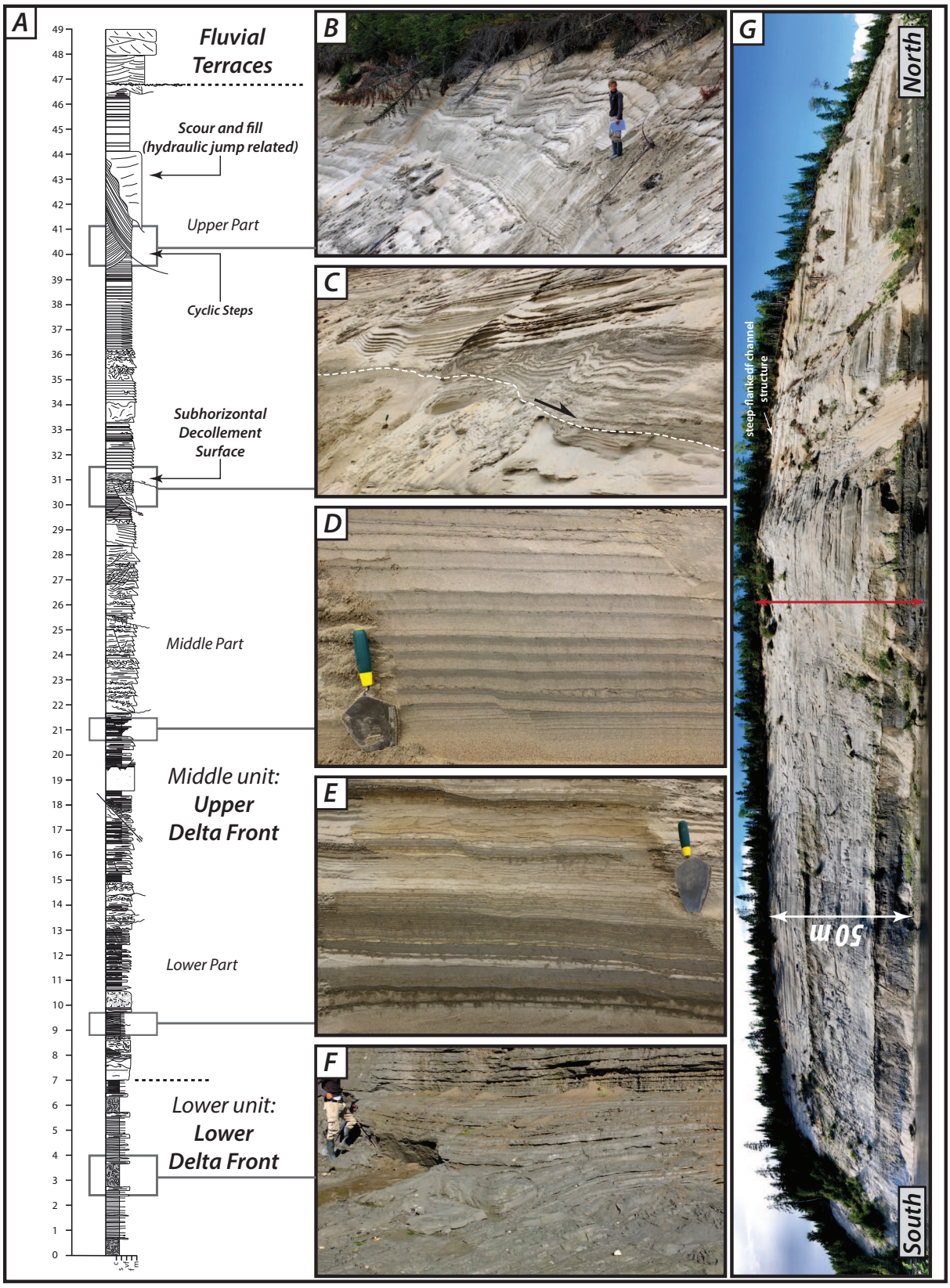


Fig. III-13: *Depositional succession and facies of the Portneuf valley fjord-head delta (A) sedimentary log (see Fig. III-2A and 5 for location; red bar in Fig. III-13G). (B) Undulated beds showing an alternation of sand and silt (cyclic step deposits, S4). (C) a subhorizontal decollement surface evidenced by contorted laminae in heterolitic facies (see Fig. III-13A). At the time of the gravitational collapse, the resulting sea floor morphology may have triggered the development of cyclic steps immediately above. (D) Normally-graded sand and silt (S1) syn-sedimentary downstepping extensional fractures including*

of basement rocks, resulted from the progradation of a fjord-head delta (Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011). As also observed in the sea cliff, the lower part of the delta front is here dominated by low-density turbidity currents and settling from buoyant plumes. The contribution of high-density turbidity currents increases upwards in the middle unit, reflecting the deltaic progradation. The contribution of gravitational instabilities as a triggering mechanism for gravity flows is apparently more important in comparison with AE5 in the sea-cliff cross-section (open coast), as suggested by abundant faulting and slide-related deformation structures. Cyclic processes such as tide oscillations have modulated gravity flows events as indicated by cyclicity within the related deposits. The stratigraphic position and infill of the channel structure in the upper part of the middle unit is very similar to scour-and-fill structures interpreted in AE7 as mouth-derived, hydraulic jump features. Undulating beds suggesting cyclic steps deposits indicate high-energy depositional conditions in the upper delta front, likely as successive, rhythmic gravity flow events (Postma et al., 2014). The underlying subhorizontal décollement surface (Fig. III-13C) may have triggered cyclic steps generation providing a preexisting undulated topography (Cartigny et al., 2011).

5.5.2. Proximal to median outwash fan (AE3 – proximal)

As discussed above, morphostructures show evidences for ice-contact sediment wedges in the study area (Cousineau et al., 2014; Fig. III-2A). The related depositional successions are up to 15 m-thick accumulations of matrix- to clast-supported, well-rounded —frequently imbricated—, pebbles and cobbles including coarse-grained sand lenses (C1). Some boulders are up to 2 m in diameter (Fig. III-14B). Lenses of gravelly sand, medium-scale (1 m thick) cross-strata or sand alternating with pebbles and cobbles organized in cross-strata are observed in places (Fig. III-14C). Muddy sand intraclasts are frequently found in association with these cross strata. Sand–pit faces exhibit collapse structures, 10-20 m in width, which involve disorganized pebble beds. The underlying sand strata, including finely-laminated fine-grained sand with heavy minerals concentrations (S3), are disrupted by abundant, cm-scale, extensional fractures. Collapse structures are progressively filled in, and finally sealed, by laminated sand or gravels (Fig. III-14A). A conspicuous horizontal grading is noted at the 100 m scale, with rapid disappearance of the coarser clasts from the inner to the outer parts of the sediment wedge. Downstream and at the km-scale, only pebbly sands are identified. Locally, a thin (0.2 – 1 m

(lower part of the photograph) and tidally-related contraction-dilatation cycles. (E) Lower part of the upper delta front succession bioturbated silt and sand and downstepping extensional fractures. Also note well-expressed contraction-dilatation cycles derived from tidally-modulated deposition. (F) Well-bedded (Mu2) and contorted (Mu3) mud layers in the lower delta front .(G) Photomosaic of the fjord-head delta succession (river bank). The present-day Portneuf River lies at 63 m.a.s.l.; the top of the outcrop at 102 m.a.s.l. The red arrows locate the log displayed in (A).

thick) veneer of well-sorted laminated sands (S3) terminates the succession. It is separated from the underlying coarse-grained deposits by a conglomeratic pebbly lag.

Depositional conditions in the ice-contact sediment wedges relate to abrupt flow deconfinement–resulting in a hydraulic jump at the outlet of a subglacial conduit (Zone of Flow Transition, Cutler et al., 2002; Russell & Arnott, 2003; Russell et al., 2009; Lang & Winsemann, 2013). Small collapse structures representing a counterpart of the larger kettle-hole structures observed in aerial photographs suggest subaerial or shallow outwash fan surfaces affected by the melting of transported and buried ice masses. With large boulders, kettles are evidencing outburst flow events (Russell et al., 2006; Carling, 2013). At the top of the successions, the occurrence of beach deposits (S3) indicates that this facies assemblage originate from subaqueous outwash plains dominated by glacigenic processes with subordinate or temporary influence of shore processes. The low-relief of the outwash fan surface is likely resulting from tidal processes, indicating that the outwash fan was emplaced at a tidewater terminus (Powell, 1990; Powell & Domack, 1995)

Transitional facies between distal outwash fan deposits exposed in the sea cliff (AE3, Fig. III-3) and ice-contact localities are poorly exposed. A single valuable outcrop has been identified 3 km away from the ice-contact wedge at a 75 m.a.s.l. elevation (paleo-waterdepths: ~65 m, Fig. III-5D). Here, transitional facies consist of stacked, graded sand beds (S2) organized in m-scale scour-and-fill structures. Recurrent scour events at this point indicate that turbiditic sands issuing from the glaciofluvial delta front were thus essentially bypassed, travelling toward deeper part of the depositional profile and feeding the channel and lobe systems that was described in AE3.

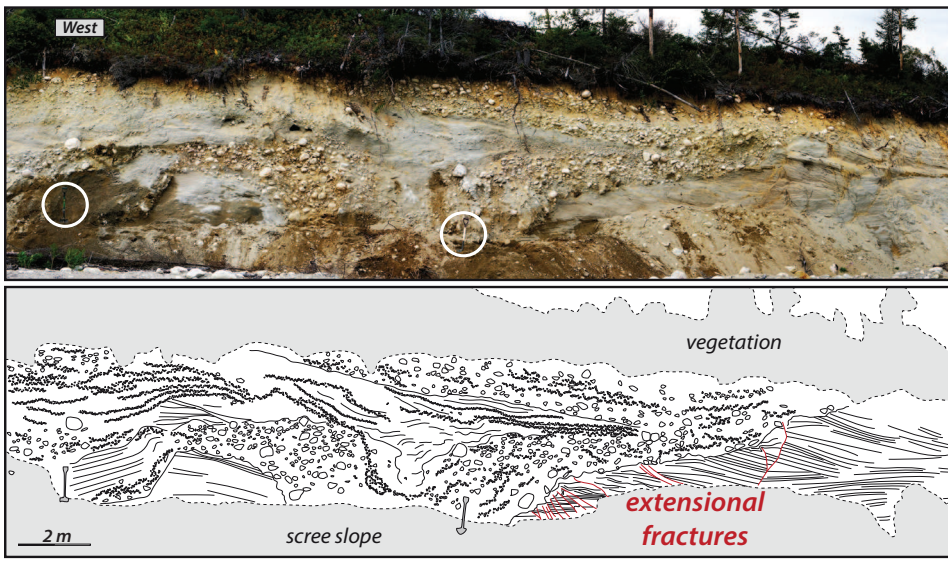


Fig. III-14: *Photomosaic and line drawing of a relic, buried kettle hole observed in ice-contact deposits of the hinterland. Note downstepping extensional fractures in the lowermost sand (S3), See figure III-2A for location. Two shovels for scale.*

5.5.3. Glacimarine mud (AE2)

Glacimarine muds (Mu1) similar to those described in the sea cliff are potentially found everywhere in the hinterland, where they drape the irregular glacial topography. The glacimarine muds are much thicker in topographic depressions and onlap in places on subvertical bedrock wall. In the *Portneuf* structural valley, glacimarine muds are found up to 140 m.a.s.l. (Cousineau et al., 2014).

The lowermost part of the mud succession is characterized by abundant pebble to cobble-sized lonestones and shell debris. Sample 28-3-a is dated to 12 250 ± 150 yrs Cal BP. In most cases, the lowermost muds rapidly grade upwards into clast-free, apparently massive deposits. However, X-ray imagery (Fig. III-6B) reveals faint bedding marked by diffuse and subtle variations in granulometric patterns.

In the hinterland and in front of the *Portneuf* valley outlet, glaciomarine muds are characterized by a greater abundance of larger lonestones (IRD) and an older age of emplacement, suggesting an ice front that retreated earlier in the *Portneuf* valley outlet (see below). Considering an old dating of their emplacement, these muds may have no distal counterpart in the lowermost sea cliff. The lonestone-free upper glacimarine muds in the hinterland likely reflect the transition from a glacimarine to a continental ice front in the former *Portneuf* fjord. In this case, they would rather represent plume deposits similar to AE3 sedimentation

5.5.4. Fluviotidal mouth bars

A specific facies association is observed at the bottom of the V-mouthed incision (Fig. III-2A). A relatively thin (1-3 m) gravelly sand sheet was emplaced (Fig. III-5E), in which two facies assemblages are distinguished. At the base, fine- to medium-grained sand displays large-scale (10-15 m in wavelength) sigmoidal cross-strata (SGr1), including frequent reactivation surfaces. Laminae are highlighted by heavy mineral concentrations, disrupted in place by abundant escape-like burrows (*fugichnia*). Laminae organization shows m-scale contraction-dilatation patterns and double mud drapes. Above is a discontinuous pebbly lag overlying planar and trough cross-stratified gravelly and pebbly sand (SGr2) that display a patent fining-upward trend, overlain by rippled medium-grained sand. Sigmoidal cross-strata and ripples indicate paleo-flows to the east.

The flat-bottomed V-mouthed incisions with relicts of braided channels are interpreted as former fluvio-tidal mouths. Mud couplets, cyclic stratal pattern, reactivation surfaces and the abundance of escape-like burrows, evidencing tidally influenced deposits, are in agreement with the preserved morphostructures. Uniform paleo-currents shows the predominance of fluvial or ebb currents. Sigmoidal cross-strata reflect subtidal bedform migration while gravelly

and pebbly sand most likely reflect deposition from fluvial-dominated processes. The formation of the V-mouthed incisions at 90 m.a.s.l. corresponds to a major change in the delta dynamics that probably favoured the expression of tidal dynamics in enlarged river mouths.

5.5.5. Moraine-dammed lake (AE9)

The moraine-dammed lake architectural element (AE9) has been specifically identified within the *Sault-au-Cochon* structural valley (Fig. III-5). The upper surface of AE9 sand body lies at 135 m.a.s.l. near the structural valley outlet and up to 210 m 60 km inland. It was emplaced behind the ice-contact outwash fan (AE3-proximal) that originally dammed the outlet of the *Sault-au-Cochon* structural valley (Fig. III-2). The present-day river is meandering at the 110 m.a.s.l. elevation upslope a bedrock sill. It offers 20-25 m high sections along river banks. An unknown thickness of sediments lies beneath the river bed.

A coarsening-upward succession characterizes AE9. At the base, subhorizontal well-laminated silty fine-grained sand (SS6, Fig. III-15A) grade upwards into in-phase climbing ripples layers (Fig. III-15B). Upward, ubiquitous climbing current ripples with heavy minerals laminae (SS3) develops. They form gently inclined (1-2°), m-thick, master beds. At the bed scale, the climbing angle progressively increases upward. A noticeable fining-up trend is also noted: subcritical at the base, then supercritical, up to in-phase aggradation of a sinusoidal lamination. In some cases, ripple morphologies were subsequently draped by mud layers (Fig. III-15B). In places, intense syn-sedimentary downstepping fractures and flames structures intensively disrupt the bedding. Ripple-laminated sands interfinger upwards with coarse-grained, steep-sloped (up to 20°) cross-stratified beds (SGr2) forming 10 m high foresets. The uppermost 5 m of the succession are made up of erosion-based, gravelly to pebbly cross-stratified sand (SGr2). These conglomeratic deposits sharply truncate the foresets.

The vertical succession characterizing AE9 corresponds to facies suites typical of lacustrine deltas (Jopling & Walker, 1968; Nutz et al., 2015). They are organized as well-laminated silty fine-grained sands bottomsets, climbing-ripples in lower foresets and cross-stratified deposits in upper foresets, and gravelly topsets. Suspension-charged river outflows arriving into the lake directly plunged owing to high density contrasts. They formed climbing ripple assemblages that essentially recorded waning stage flow conditions as shown by increasing angle of climb in foresets rippled succession (Jobe et al., 2012), and well-laminated bottomsets. Stratal pattern likely reflects seasonal meltwater discharge, with mud drapes potentially representing winter–related, low-input conditions. More dynamic events evidenced by intercalated coarse-grained cross-strata depart from background sedimentation. High sedimentation rates are indicated by frequent syn-sedimentary deformation.

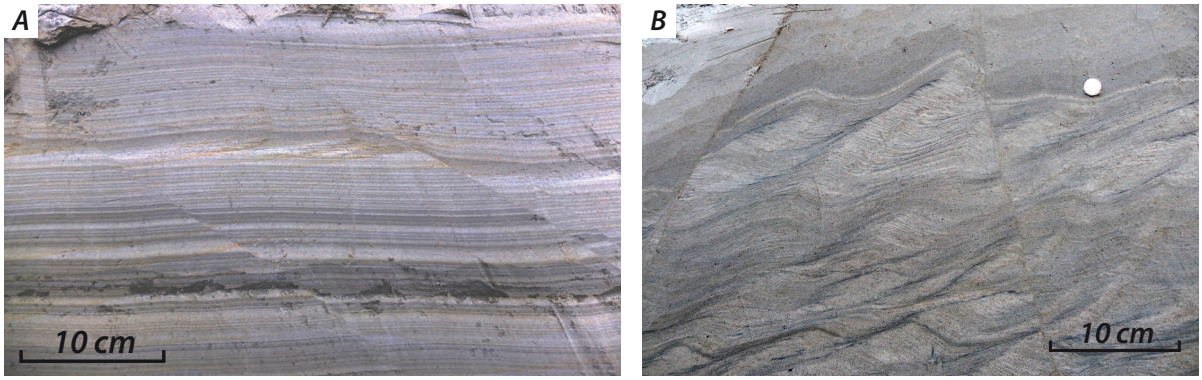


Fig. III-15: *Depositional facies of the moraine-dammed lake in the Sault-au-Cochon structural valley (AE9, Fig. III-5D). (A) Fine alternation between silt and very-fine-grained sand (SS6) in bottomsets of the lacustrine delta. Note the presence of syn-sedimentary downstepping extensional fractures and the subordinate occurrences of climbing current ripples. (B) Fine-grained sand showing well-developed climbing ripples (SS3) in foresets of the lacustrine delta. Note the variation in the angle of climb, the final draping silt lamina and extensional fractures.*

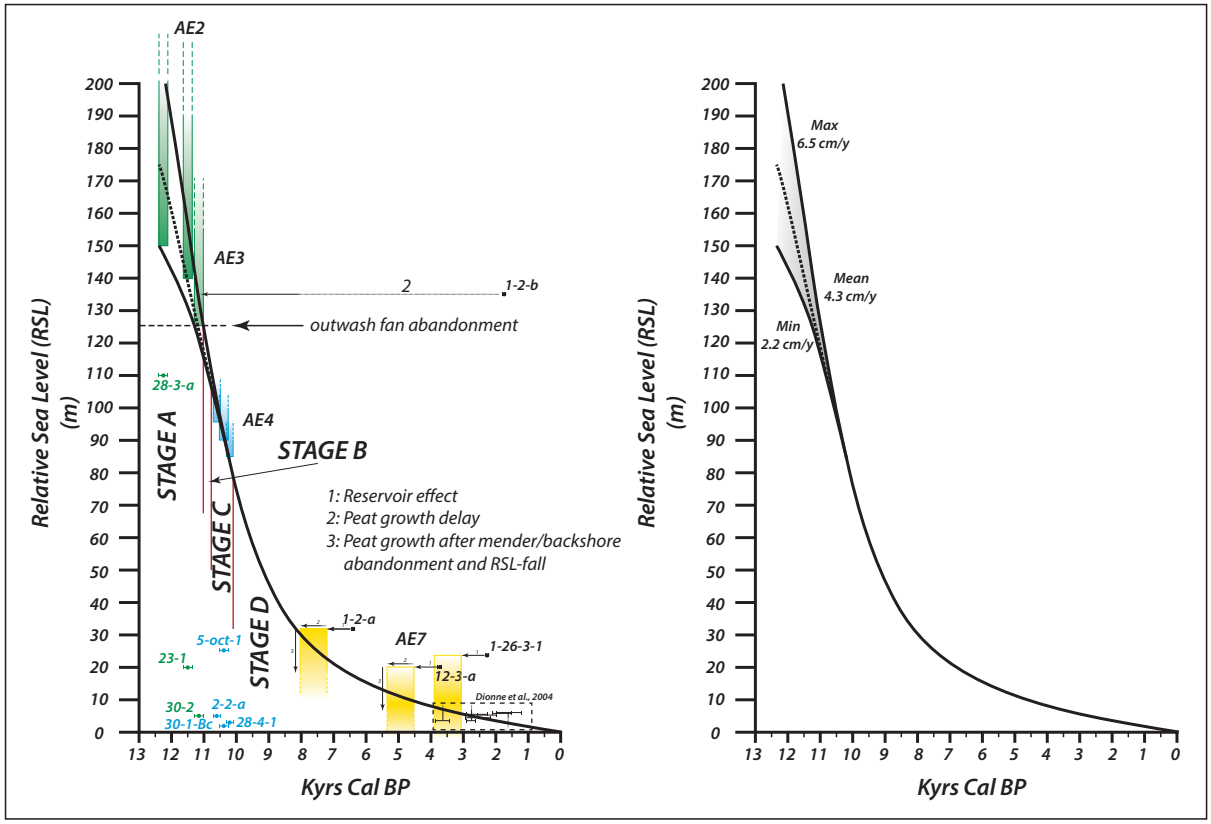


Fig. III-16: *Reconstructed relative sea-level curve for the Portneuf-Forestville deltaic complex. The left curve retains constructional elements (error bars with colors tied to architectural elements of Fig. III-3, samples for radiocarbon dating…) while the right one is cleaned for clarity. The last two thousand years partly derived from data in Dionne et al. (2004).*

6. Development of the Portneuf-Forestville delta

Morphostructures, stratigraphic architectures and depositional facies allow four stages (A to D) of deltaic evolution to be delineated. During the deltaic development, each stage is characterized by specific forcing parameters and sedimentation patterns (depositional rates, shoreface trajectories, intensity of shallow-marine reworking processes…), all are each concomitant with a glacio-isostatic rebound responsible for a >140 m RSL-fall in the study area.

6.1. Temporal framework

Combined with stratigraphic relationships (*e.g.,* bed correlations, superimpositions of depositional bodies), the internal coherency of the set of 13 radiocarbon dates (Table III-1) allows a confident temporal framework to be established. The older date (12 250 ± 150 yrs Cal BP) from a shell at the very base of glaciomarine muds is thought to reflect the deglaciation age immediately out of the outlet of the *Portneuf* structural valley (Fig. III-2). Another relatively old age (11 500 ± 100 yrs Cal BP) is obtained in glacimarine muds immediately above the esker (Table III-1 & Figs. III-3 & 4A). Stratigraphic patterns indicate onlap relationships on the esker body (Figs. III-3, 4 & 5) and demonstrates that the 750 ± 250 yrs delay relative to the deglaciation age off the *Portneuf* structural valley has to result at least in part from the progradation time of the outwash from the outlet of the *Sault-au-Cochon* structural valley (AE3 proximal). It should also include a slightly delayed deglaciation, if an ice tongue or lobe was maintained in the *Forestville* area after the ice front retreated from the outer *Portneuf* valley (Fig. III-20). A date in the distal outwash fan (AE3, sample 30-2, out of the cross profile, Fig. III-5C) shows that the latter was still active at least until 11 170 ± 70 yrs Cal BP.

No radiocarbon date is directly available in AE5 (upper delta front) or the fjord and lake sediment bodies, but the age of AE5 deposition is easily approximated by the age of the penecontemporaneous AE4 (lower delta front, Fig. III-3). Other temporal relationships have to be bracketed based on constrains related to adjacent sediment bodies. From the age available in AE3 (sample 30-2, 11 170 ± 70 yrs Cal BP) to the older age available in AE4 (sample 2-2-a, 10 600 ± 115 yrs Cal BP), a timespan of ~600 years accounts for the deposition of an unknown upper part of the sand-dominated outwash fan sedimentation (AE3), the fjord-head delta (*Portneuf*) and moraine-dammed lake (*Sault-au-Cochon*) infills and a large part of the open-coast deltaic progradation (~80% of AE4 and AE5, Fig. III-3). This 600 yrs time span correspond primarily to the period of deltaic progradation in the structural valleys and in the open coast beginning with the outwash fan development that should have lasted a few hundreds

of years by comparison with similar depositional settings (*e.g.,* Nemec et al., 1999; Lønne et al., 2001; Occhietti, 2007). Secondly, the main part of this duration has yet to be comprised within the aforementioned 750 years. Finally, a temporal framework is established under the form of a RSL curve (Fig. III-16). This curve represents the best fit of available radiocarbon dates with stratigraphic relationships linking deep and dated depositional environments and inferred coeval shoreline elevations. This curve shows in the early stages of the deglaciation an almost linear pattern, with rates of RSL fall in the 2.2 – 6.5 $cm.yr^{-1}$ range that conforms to well data-calibrated deglacial chronologies modeled at the continent scale (*e.g.,* Tarasov et al., 2012).

Thereafter, the relative durations of the four recognized stages are here considered to decipher depositional patterns as well as depositional or progradation rates. Time boundaries will be given in ka, rather than in years, suggesting an intrinsic less accuracy if compared with that of the 13 measured ages of Table III-1. The glacial stillstand at the *Sault-au-Cochon* valley outlet, younger than 12.2 kyr but older than 11 kyr Cal BP is tied faithfully to a final Younger Dryas Episode, which is regionally known as the Mars-Batiscan morainic complex (Occhietti, 2007).

6.2. Stage A: Deglaciation (12.2 to 11 kyr Cal BP; shorelines from >140 to 125 m.a.s.l)

After the disintegration of the LIS across the St. Lawrence Gulf and Estuary, the marine-based margin was stabilized along the Canadian Shield resulting in slower rates of ice-front retreat (Shaw et al., 2002; 2006; St-Onge et al., 2008; Duchesne et al., 2010; Occhietti et al., 2011). The subsequent marine invasion extended over glacio-isostatically flexured lowlands (Goldthwait Sea, Goldthwait, 1911; Dionne, 1977). Glacimarine ice fronts initially prevailed, rather than true shorelines.

A fundamental dichotomy is noted between the successions observed at the outlets of the *Sault-au-Cochon* and *Portneuf* structural valleys. At the former location, an extensive ice-contact wedge (AE3-proximal) was deposited, while in the latter no equivalent sediment body is identified (Figs. III-17A, 18 & 19). The *Portneuf* structural valley experienced limited deposition during the initial deglaciation as shown by an infill essentially related to later fjord-head delta sediments (Fig. III-18; see Stage B). The limited deposition during initial deglaciation implies the ice front originally retreated faster up the valley and was most likely out of the study area up the structural valley. The lower reach of the *Portneuf* valley is thus interpreted at that time as a glacimarine bay at the outlet of a fjord.

Above either the striated bedrock, a thin till cover or glaciofluvial sediment bodies (AE1, esker deposits), the base of the deglacial succession is ubiquitously characterized by

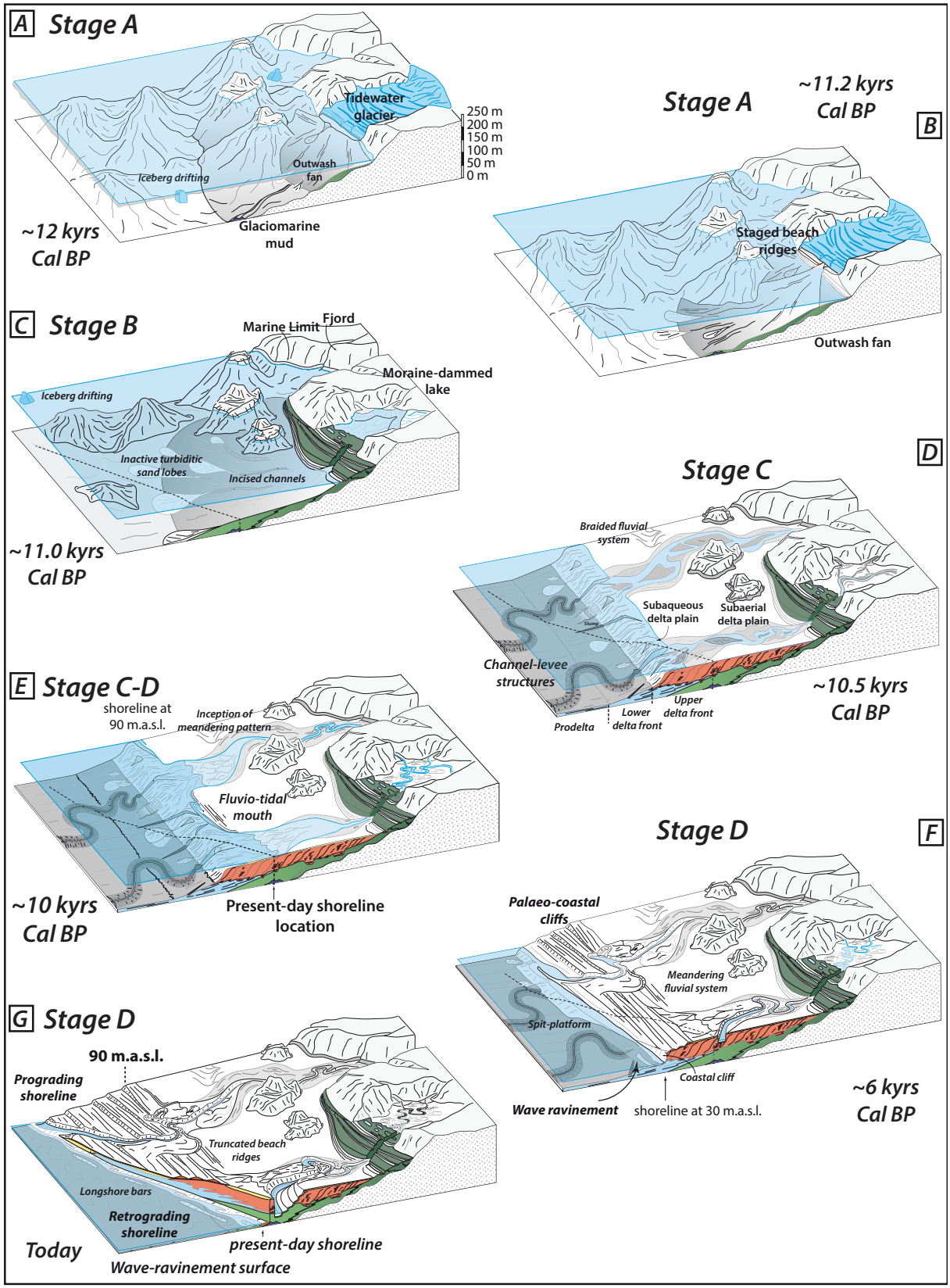


Fig. III-17: *Stratigraphic evolution of Portneuf-Forestville complex. The oblique dashed lines on panels C, D, E and F represent the location of the present-day sea cliff (Fig. III-3).*

lonestone-bearing glacimarine mud (AE2). As distributed up to 140 m.a.s.l. (Cousineau et al., 2014), they evidence a marine invasion at levels higher than the marine limit marked by the highest beach ridge (140 m.a.s.l). Onlapping glacimarine muds are generally thick (10-20 m) in topographic lows, and thinner (1-5 m) on highs. Such a stratal pattern is in agreement with facies interpretations indicating that distal gravity flows derived from upslope subaqueous outwash contributed to deposition.

At the outlet of the *Sault-au-Cochon* River, the ice margin stabilized and an ice-contact depositional wedge developed, which highlights the stillstand position of a tidewater ice front (Fig. III-17A; Powell, 1990; Powell & Cooper, 2002). The subhorizontal top of the outwash fan suggests a deposition of glacigenic sediments in the intertidal range (Lønne et al., 2001) close to 140 m.a.s.l., rather than a glaciofluvial delta (Lønne, 1995). Downslope, this wedge developed into a muddy turbiditic – glacimarine outwash system reaching the location of the future sea cliff (AE2; Figs III-3 & 4A). The upward disappearance of ice-rafted debris and the onset of sand deposition characterizing the AE2 to AE3 transition is interpreted as the signature of the emergence of the apex of the outwash fan resulting from both its aggradation and RSL fall (Iceberg Termination surface of Powell & Cooper, 2002). The formation and preservation of the oldest and highest beach ridges (Figs. III-1, 17D & E) indicates that meltwater flows were essentially focused, rather than expanding across the upper surface of the ice-marginal wedge. A continental ice fronts, and the confinement of meltwater flows in an incision down to the regressive shorelines inhibited iceberg calving and promoted a direct transfer of the sand fraction basinward (Fig. III-17B). The channel-lobe turbiditic system (AE3, Figs. III-4A & 17B) originated from this continental confined outwash system (Lønne, 1993). Tidal rhythmites have been deposited in inter-channel areas (Figs. 3 & 8H) while beach ridges staged from 140 to 120 m outlined regressive shorelines. A contemporaneous but probably shorter glacial stillstand also occurred at the outlet of the *Cedars Lake* valley, as evidenced by a subordinate glacial outwash fan, with a top level is at 140 m.a.s.l. (Fig. III-2).

The ice-contact wedge, which has a radius in excess of 15 km, stored gravelly to sandy sediments from the present-day 140 m elevation (marine limit), down to approximately the current sea-level. Associated muds deposits (AE2 and distal part of AE3) expand largely further to the east into the St. Lawrence Estuary, where they correlate with depositional units, of the regional seismostratigraphy (units 2 and 3 of Syvitski & Praeg, 1989; unit S2 in Duchesne et al., 2010). The ice-contact wedge contributed significantly to the total volume of sediment emplaced in the deltaic complex, forming the core of the subsequent deltaic complex (Fig. III-5 & 17). A volume estimate accounting for known thicknesses and lateral extents gives 2 ± 0.5 km^3 of sediments, *i.e.,* 20 % of the volume of the deltaic complex (Table III-3).

6.3. Stage B: Fjord and lake sedimentation (11 to 10.8; shorelines from 125 to 110 m.a.s.l)

The second stage started with the abandonment of the ice-margin stillstand positioned at the outlet of the *Sault-au-Cochon* structural valley. As no other ice-marginal wedge has been identified, the retreat of the ice margin out of the study area was most likely rapid (Fig. III-17C). The initial dichotomy persisted and distinctive sedimentation styles characterize the infills of the two structural valleys: a moraine-dammed lake setting in the *Sault-au-Cochon* valley (AE9; Fig. III-5, 15 & 20), a fjord-head delta in the *Portneuf* valley (Figs III-5, 13, 17C). The onset of the latter being most likely slightly older, owing to the earlier deglaciation of the *Portneuf* bay and structural valley (Fig. III-17B & 18). Within the *Portneuf* structural valley, the fjord-head delta overlies the glacimarine muds. By contrast, in the *Sault-au-Cochon* structural valley, the moraine-dammed lake deposits were emplaced behind the ice-marginal wedge of Stage A. On the basis of the temporal framework (Fig. III-16), Stage B appears as a very short period in the overall outwash to deltaic development.

Rivers exiting from the retreating but nearby ice fronts carried out via the deglaciated structural valleys a large sediment yield up to the delta fronts, where depositional processes were still strongly affected by proglacial hydrograph. In the *Portneuf* fjord-head delta front, rhythmically-bedded strata (Fig. III-13) formed by the superimposition of gravity flows, possibly hyperpycnal underflows, as observed in other fjord settings (Eilertsen et al., 2011). In the upper delta front, deposits originated from supercritical flow conditions (Fig. III-13D). The *Sault-au-Cochon* lacustrine delta also experienced high-frequency, daily and/or seasonal fluctuations in meltwater discharge regimes (Maizels, 2006; Marren, 2005), as evidenced by sand-mud alternations, changing angles of climb in the rippled sands, and mud drapes (Fig. III-15). In the *Portneuf* fjord, tides may have in addition influenced depositional conditions (Fig. III-13; Smith et al., 1990; Cowan et al., 1998; Eilertsen et al., 2011). The surface of the moraine-dammed lake in the lower *Sault-au-Cochon* structural valley was close to 125 m.a.s.l. as evidenced by the elevation of the fluvio-lacustrine topsets (Fig. III-5B). The lake outlet that was then also at the 125 m elevation most likely essentially corresponds to the antecedent proglacial incision inferred from Stage A (Church, 1972, Syvitski et al., 1987 and Slaymaker, 2011, his figure 2 for modern analogues in Baffin Island).

The maximum sediment volumes emplaced within the structural valleys have been estimated on the basis of the relative elevations of the basement and highest terraces, considering (i) a delayed deglaciation time between the coast and the inner structural valleys and (ii) a differential glacio-isostatic flexure of ~ +1 $m.km^{-1}$ up valley, as suggested by regional studies (Shaw et al., 2002). Along the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* structural valleys,

fluvial terraces are followed upstream almost continuously from the valley outlet up to 170 m.a.s.l., 60 km up-valley, and 190 m.a.s.l., 50 km up-valley, respectively. The volume of the two corresponding sedimentary wedges, including fluvial and deltaic suites — as implied by elevations that inevitably permitted an initial marine or lacustrine invasion—, are ~3 km^3 and 1.5 km^3 respectively (Table III-3). Such distances and the short time interval corresponding to Stage B (Fig. 1 III-6) suggests very rapid progradation rates (> 200 $m.yr^{-1}$, Table III-3) of the fjord-head and lacustrine deltas, in agreement with recurrent gravity-driven synsedimentary deformation in delta-front deposits (Fig. III-13A). Such progradation rates are three to four time higher than those recorded in present-day fjord-head settings (*e.g.,* Cowan et al., 1998, 50-70 $m.yr^{-1}$; Gilbert & Crookshanks, 2009, 50 $m.yr^{-1}$). This is understood as the effect of great RSL fall rates and sediment discharge from LIS melting combined with a small accommodation space owing to deposition essentially confined in structural valleys (Eilertsen et al., 2011). In the forced regressive setting, the shorelines of the *Portneuf* fjord-head delta must have been characterized by a descending accretionary regressive trajectory (*sensu* Helland-Hansen & Hampson, 2009). Their downdip angle is, however, poorly constrained. Its maximal angle can be assessed according to the minimal gradient of the highest fluvial terraces (~0.08%, Table III-3), keeping in mind the differential glacio-isostatic flexure and the unknown fluvial deposit thickness.

6.4. Stage C: Open-sea delta growth (10.8 - 10.1 kyr Cal BP; shorelines from 110 to 90 m.a.s.l)

Stage C is characterized by the development of a large and voluminous fluvio-deltaic complex at the outlet of the structural valleys (AE4 to AE6; Figs. III-1, 3 and 5) as a consequence of the coalescence of the two depositional systems (Fig. III-17D). The deltaic progradation on the open coast domain appears as the direct continuation of the upslope fjord-head sedimentation off the *Portneuf* structural valley. In contrast, a rejuvenation of the *Sault-au-Cochon* delta occurred after the full infill of the moraine-dammed lake; the antecedent lake outlet being thought to have focused the river down to the regressive shorelines. By construction (Figs. III-5 & 17), we infer that topsets built by the *Sault-au-Cochon* river have onlapped against the former, inherited proximal outwash-fan depositional slope, while downslope, genetically related lower delta front deposits downlapped the distal part of the outwash (AE3/AE4 boundary) above a stratigraphic hiatus encompassing the time corresponding to the lake infilling (Fig. III-17C).

As observed on the sea cliff section, deltaic accretion essentially involved gravity-flow processes. High-density turbidity currents prevailed in the upper delta front (AE5, Fig. III-9B) but mainly low-density currents reached the lower delta front (AE4). Supercritical flow (cyclic

steps, Fig. III-9B) identified recurrently along the upper delta front, related to the formation of hydraulic jumps and large-scale scours into lower delta front deposits (basal U-shaped troughs, Fig. III-3). However, it remains unclear whether the supercritical flows directly derived from fluvial effluent as hyperpycnal underflows (*e.g.,* Plink-Björklund & Steel, 1994; Turmel et al., 2015) during flood events or spring tides and/or from the collapse of oversteepened mouth bars during periods of enhanced accretion (Hughes-Clark et al., 2013). Both the interpretations suggest significant flood-dominated river discharge through the structural valleys.

Braided channel networks are preserved (Fig. III-2) downstream of the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* structural valley outlets, evidencing a high-energy delta plain that comforts

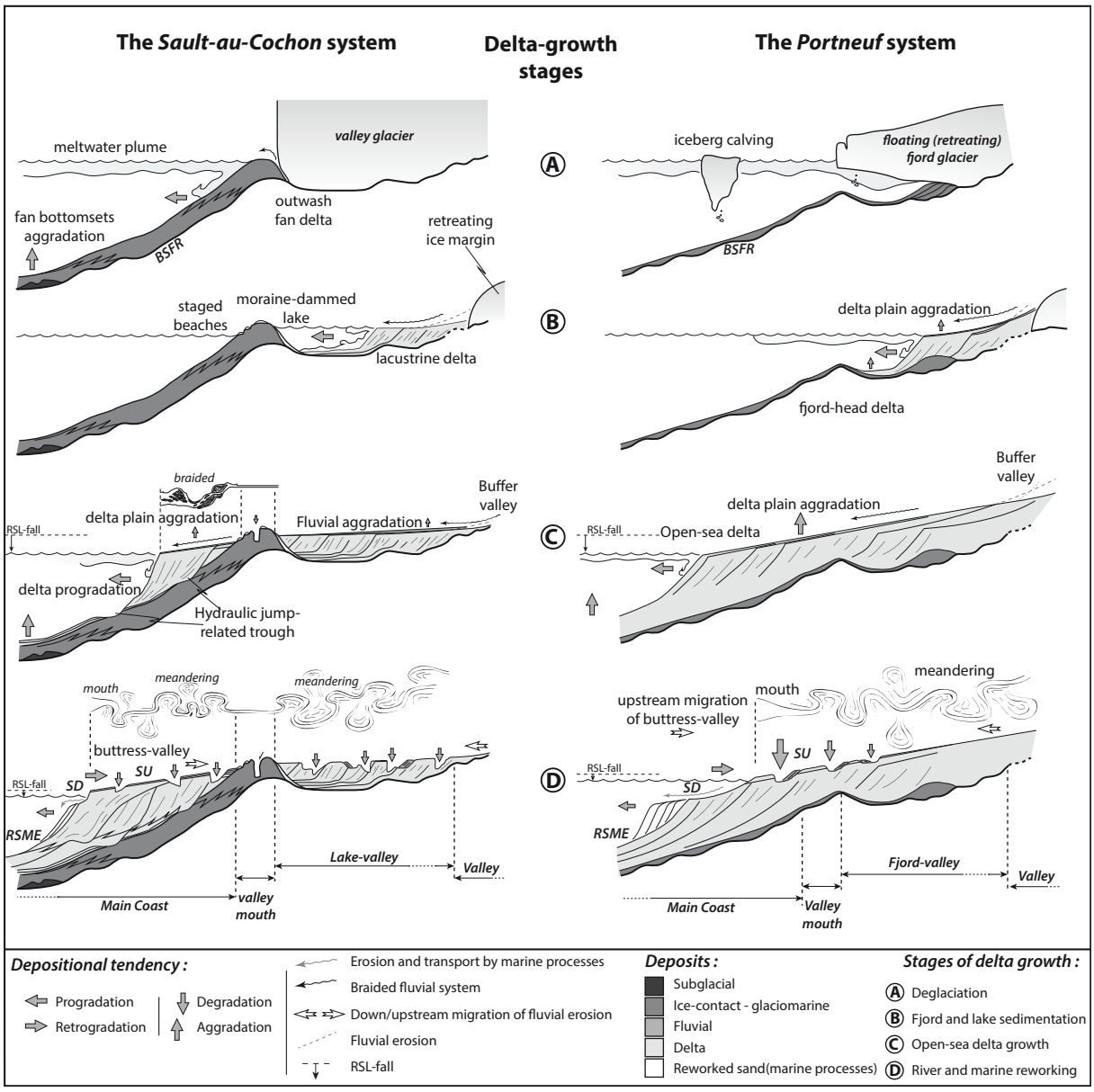


Fig. III-18: *Two-dimensional models synthetizing the four stages (A to D) of the deltaic evolution of the Portneuf and Sault-au-Cochon systems, taken separately. SU: Subaerial Unconformity; SD: Surf Diastem; RSME: Regressive Surface of Marine Erosion; BSFR: Basal Surface of Forced Regression (see text for details).*

to the flood-related depositional processes identified in the delta front. Deposits associated with the braided network reach 10 m thick at 110 m.a.s.l. (Fig. III-5C). They pass further downstream into the subaerial delta plain deposits (AE6, upper facies assemblage), that are ~ 5 m thick in the sea cliff cross-section. In both areas, a small but effective sedimentary aggradation is then inferred. Interestingly, subaqueous delta plain deposits (AE6, lower facies assemblage) include a subordinate tide influence, that is more obvious downslope as evidenced by ubiquitous rhythmicity observed in the lower delta front muds (AE4, Fig. III-8). Tidal signatures preserved in both the distal delta plain and lower delta front support a tidal modulation of the fluvial discharge (Smith et al., 1990; Cowan et al., 1998; Eilertsen et al., 2011), but the influence of internal tides (Pomar et al., 2012) cannot be ruled out given the significant depositional depth (> 60m).

The deltaic complex on the open-coast domain approximately represents a 5 km^3 sediment volume, considering an area of 100 km^2 (Fig. III-2) and a mean thickness of ~50 m (Fig. III-3 and 5). Progradation rate was about 15 $m.yr^{-1}$ during Stage C, showing a deceleration by an order of magnitude relative to Stage B. Reduction of progradation rates can be understood as the effect of a significant increase in the accommodation space provided by deepening and enlarging of the depositional setting off the structural valleys rather than a decrease in sediment supply. Again, the angle of the descending accretionary regressive shoreline trajectory is not precisely measurable, but it can be estimated by two independent ways; first, by considering the gradient of the overlying braided channel network, which the elevation ranges from 110 to 90 m.a.s.l. along a 8 km down-dip portion; second, by an estimate of the trajectory of the topset-foreset transition from the hinterland sections down to the sections of along the sea cliff (Fig. III-5). The two methods provide an angle of *ca.* 0.2% (Fig. III-19A and table III-3).

No fundamental change in delta-front dynamics is noted between the fjord-head (Stage B, Fig. III-5 and 13) and open-coast settings (Fig. III-3), both of them are characterized by actively prograding systems. Such a continuum indicates that the deltaic progradation on the open coast and outside the structural valleys was still fed by significant water and sediment discharges. This have to relate in meltwater flows issuing from retreating ice fronts in the upper catchment of the two rivers. Deltaic deposits (AE4 to AE6) can be considered as equivalent to seismic unit 4 of Syvitski & Praeg, (1989) and seismic unit S3 in Duchesne et al. (2010); except that their more proximal nature and position leading logically to largely coarser-grained, essentially sandy, deposits.

6.5. Stage D: River entrenchment and reworking by nearshore processes (from 10.2 kyr Cal BP to present-day; shorelines from 90 to 0 m.a.s.l)

The geomorphic and sedimentary records together evidence a major environmental change when the RSL reached 90 m.a.s.l. (Figs. III-2 & 3). The prevalence of beach ridges throughout the delta plain below the 90 m elevation and associated deposits (spit platform to foreshore, AE7 and AE8) demonstrate the increasing impact of wave and longshore processes during the fourth stage of the deltaic evolution. Further, the braided fluvial network was no longer active and meandering rivers started to incise into the underlying deltaic sediment pile. Thin fluviotidal deposits are recognized as the infill of an initial, shallow, V-mouthed incision lying slightly below the 90 m elevation. Neither the age nor the related shoreline elevation of the braided-meandering transition is precisely known. However, this transition occurred most likely slightly after the shoreline passed below the 90 m elevation, but before it reached the ~65 m elevation, where a first talweg of a coastal meander is abandoned and preserved to the north of the present-day *Portneuf* River (Fig. III-2).

While the *Sault-au-Cochon* River essentially formed a deep, progressively incising and enlarging meander, the entrenchment of the *Portneuf* River left behind several abandoned meanders (Figs. III-2, 17F, 17G & 18). Interestingly, the morphological change, correspond to the transition from aggrading to incising river channels occurred almost simultaneously, in the coastal zone and at the outlet of the two structural valleys.

As RSL was continuously falling, and considering that the delta progradation was no longer active, the shoreline trajectory during Stage D is better illustrated by the AE8 lower bounding surface and its associated basal lag representing a surf diastem (Figs. III-3 & 10). In the continuation of stages B and C, it is characterized by a descending regressive trend, but with a largely steeper angle (Fig. III-5). Two distinct phases are noted, with (i) differentiating shorelines migrating over the former sandy upper delta front deposits (AE5, from km 7 to 2.6, Fig. III-3) and (ii) those over the down-dip, mud-rich lower delta front deposits (AE4, from km 2.6). In the first case, a severe truncation is observed, and no shoreface deposits were preserved. The low accommodation resulted in a descending, non-accretionnary regressive shoreline trajectory. From the point where the shoreline crossed the inherited delta rim, *e.g.,* approximately at the highest point of the AE5 foresets (slightly to the north of km 2.6), the sudden depth increase led to the construction of a relatively thick shoreface sand wedge (spit platform, AE7). Therefore, the descending regressive shoreline trajectory became distinctively accretionary (Figs. III-3 & 10). In the meantime, multiphased fluvial coastal meanders formed, which were successively abandoned. They staged from 65 to 15 m.a.s.l., *i.e.,* at higher elevations than the currently apparent, downstream basement sills and related waterfalls (Figs. III-17F, G & 18).

They formed when rates of RSLfall were still high, essentially concomitantly with spit platform deposits of the sea-cliff cross section, and are thought to be at the origin of interfingering, river-derived, depositional facies off former river mouths (AE7, Fig. III-3).

The subsequent and most recent evolution is out of the scope of the present study and we only briefly report on it. The shoreline trajectory flattened increasingly since 2-4 kyr, while coastal erosion prevailed to the north of the *Portneuf* River (Fig. III-17; Dionne et al., 2004; Bernatchez & Dubois, 2004). Meandering incisions finally abut against coastal basement sills and new, local base levels were established. Upstream, connection with the falling RSL ceased, but meander may continue to form (*e.g.,* Tooth et al., 2004). Exhumed during RSL fall, the bedrock sills promoted lateral erosion (meander amplification) and prevented further vertical erosion (Fig. III-19D). From that point, only the lower coastal segment of the river adjusted to falling RSL in a tide-influenced estuarine setting. The deltaic succession also involved a succession of sand spit and back-barrier marshes directly influenced by longshore processes, which progressively deflected the delta growth toward the south (Dionne et al., 2004; Fig. III-2). A marine terrace, the so-called Mitis terrace, is marked by shore-related deposits at elevations slightly above the modern sea level, which Dionne et al. (2004) interpreted as a late Holocene sea level lowstand and subsequent rise.

Today, the *Sault-au-Cochon* River flows behind such a basement seal (Fig. III-5). In the *Portneuf* River, the basement sill occurs at 4 km from the current shoreline. In its recent evolution, and owing to the coastal erosion and resulting shoreline retreat under very low rate of RSL fall (~1 $mm.yr^{-1}$), the shoreline trajectory shows an unusual pattern being both descending and "transgressive", at least if transgression is understood as the landward migration of the shoreline. Whether or not such a foreshortening of the coastal meanders will be able in the future to renew incision by in response to steeper river gradient is questioned (Schumm, 1993; Harvey, 2002).

7. Discussion

7.1. Deciphering the pro-to paraglacial transition

Stages A-D implies that three transitions occurred within the forced regressive evolution, which origin has to be discussed (Fig. III-18). The outwash fan (AE2-AE3) to delta (AE4-AE6) transition, when shoreline was at a 125 m elevation, occurred at *ca.* 11.2 kyr Cal BP. This first transition clearly results from the retreat further inland to the NW of the LIS margin and related sediment input sources. A fjord setting and a moraine-dammed lake were established in the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* structural valleys, respectively. Proglacial river systems lengthened between the northwestward retreating LIS margin and the eastward prograding shorelines of the fjord-head and lacustrine deltas. After the two deltas had entirely infilled the laterally-confined accommodation space (fjord or lake), the alluvial systems merged together outside the structural valleys when the shorelines were close to 110 m.a.s.l. (*ca.* 10.9 kyr Cal BP): the second transition, essentially controlled by the inherited, antecedent basement topography. Noticeably, in spite of an increasing available space —that expands both in a strike-aligned orientation and in depth since the delta prograded out of the structural valleys— a sustained progradation of the *Portneuf - Forestville* deltaic complex is noted.

The third transition from an actively prograding delta (Stage C, AE4-AE6) to the first river entrenchment phase and delta reworking (Stage D, AE7-AE8) occurred when the RSL reached the 90 m.a.s.l. This is a major phase in the deglacial development of the *Portneuf - Forestville* deltaic complex, which has clear signatures in terms of morphostructures, stratigraphic architecture, and depositional facies. Indeed, the third transition is essentially marked by (i) the demise of the braidplains, replaced by meandering fluvial dynamic, (ii) the onset of the river entrenchment that occurred after a period of delta plain accumulation, (iii) the generalization of beach-related morphostructures (spit, berms, back-barrier marshes) covering the entire delta plain, (iv) the virtual end of recurrent, highly dynamic gravity flow events and turbiditic deposition over the delta front accompanied by the onset of deposition of a thick tidally-influenced shoreface sand wedge to the south and coastal erosion to the north, and (v) a break-in-slope in the raised delta plain, with 0.4% gradients upslope and 1.5% gradients downslope. Taken together or individually, the four first elements listed above indicate the *Portneuf - Forestville* complex passed from a high-discharge fluvial-dominated depositional system to a new state, within which shallow-marine processes largely prevailed over river dynamics. The fifth one (steeper slope gradients) is less straightforwardly interpreted. We will further expand on it in the following section.

Autocyclic processes could potentially explain the transition from aggradational delta plain to entrenched rivers that marked the third transition in the *Portneuf – Forestville* complex. A deepening of the underlying basement antecedent topography, resulting in increased basinal waterdepths, may have driven such a turnaround (Swenson & Muto, 2007; Muto & Steel, 2014). However, we argue that such an autocyclic process could only drive the transition from an aggradational to entrenching river trend but neither explains the coeval braided/meandering transition nor the generalization at that time of beach-related deposits. Increasing rate of RSL fall that potentially could also drive fluvial entrenchment (Blum & Törnqvist, 2000; Catuneanu, 2002; Ritchie et al., 2004; Strong & Paola, 2008; Winsemann et al., 2011) are also discarded due to the exponential decay of the local RSL-curve (Fig. III-16). The braided/meandering transition is poorly compatible with a differential glacio-isostatically-controlled rebound of the hinterland because steepening of the fluvial profile would rather lead to an increasing braiding (Schumm & Khan, 1972; Miall, 1996; Blum & Törnqvist, 2000; Rohais et al., 2012). An abrupt starvation in fluvial sediment yield together with a decreasing water discharge, is generally proposed to explain a braided to meandering transition (Schumm & Brackenridge, 1987; Church, 2006). A sediment starvation is in good agreement with (i) the transition from aggradational to entrenching rivers in such a context of RSL fall (*e.g.,* Leeder & Stewart, 1996; Blum & Törnqvist, 2000; Klinger et al., 2003), (ii) the onset of prevalence of marine-related processes on deltaic accretion patterns, including morphostructures, sedimentary architectures and depositional facies (*e.g.,* Reading & Collinson, 1996; Swenson et al., 2005) and, (iii) the shutdown of gravity-flow related events at the delta front. The decrease in sediment yield and water discharge is usually linked to precipitation changes derived from climatic fluctuations. Knox (1983), Leigh (2006) and Davies & Gibling (2010) emphasize that a denser vegetation cover, resulting in reinforcement of river banks, plays also an important role in the braided

	Stage A Deglaciation	Stage B Fjord and lake sedim.	Stage C Open coast progra.	Stage D Marine reworking
Timing	12.5 - ~11kyr Cal BP	~11- 10.8 (?) kyr Cal BP	10.8 (?) - 10.1 kyr Cal BP	10.2 kyr Cal BP - today
RSL	**140 - 125 m** (170 m up-fjord)	**125 - 110 m** (170 m up-fjord)	**110 - 90 m**	**90 - 0 m**
Volume	**2 ± 0.5 km^3**	Portneuf Fjord 3 ± 0.5 km^3 | SAC Lake 1.5 ± 0.5 km^3	**~5 km^3**	Ø
Progradation	**4 - 10 km**	**~60 km**	**10 km**	Ø
Progra. rate	Ø	**~200 m/yr**	**~15 m/yr**	Ø
Shoreline traj. angle	Ø	ADR 0.08% = 0.04°	ADR 0.2% = 0.115°	1.5% = 0.86°

Table III-3: *Characteristics of the four phases of the Portneuf-Forestville deltaic evolution: time ranges, RSL-fall amplitude, volume of sediments, progradation and progradation rate, shoreline trajectory angle. ADR : Accretionary Descending Regressive condition, sensu Helland-Hansen and Hampson (2009).*

to meandering transition. In paraglacial settings, the abrupt decrease in sediment yield is recurrently mentioned and associated to the melting of the ice sheet margin out of the river catchments (Church, 1972; 1978; Syvitski, 1989; Syvitski & Hein, 1991; Forbes & Syvitski, 1994; Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011; Nutz et al., 2014), considering that glacier-related sediment yields are greater by one or two order of magnitude relative to those in non-glaciated basins (Church & Slaymaker, 1989).

In our case study, the age of the third transition confidently dates back to 10 kyr Cal BP owing to 7 radiocarbon dates, in particular those recovered from the channel-levée system (AE4, Fig. III-3 & Table III-1). On the basis of ice-sheet reconstructions (Occhietti et al., 2011), and considering the extent to the NW of the drainage areas of the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* rivers (Fig. III-1B), this age coincides with a LIS margin positioned close to the upper watershed divide of the paleo-drainage basins of the two rivers (Fig. III-1A & B). In line with the above-mentioned studies, we interpret the third transition (Stage C to Stage D) as the signature of the retreat of the LIS margin out of the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* drainage areas, resulting in the shutdown of glaciogenic sediments and meltwater discharge into the fluvial and deltaic depositional systems. This transition is relatively sharp and its time span (in tens to hundreds of years?) coincide with the time of V-mouthed incisions located around 90 m.a.s.l. (Fig. III-2), and the onset of short-lived fluvio-tidal systems, when some more and more restricted portions of the catchments were still occupied by the retreating ice-margin. Since that time, largely reduced sediment yield and water discharge (Church & Slaymaker, 1989), and the open marine setting with a mixed tide and wave influence, transformed a active delta into depositional systems essentially dominated by shallow-marine reworking (*e.g.,* Swenson et al., 2005). The reduction in sediment yield caused coastal erosion in places, and the progradation of beach/barrier systems (Fig. III-18, Dionne et al., 2004) elsewhere, depending upon the reworking of finite sediment sources (Hein et al., 2014) or longshore drift pattern.

Thus, our interpretation links causatively the drainage area extent to the age of the transition from a fluvial-dominated delta to a system experiencing essentially a shallow-marine reworking of the ice-contact to proglacial sediment stores. One consequence is the non-synchronous character of this transition at the regional scale, in agreement with results of Normandeau et al. (2015) in the North Shore of the St. Lawrence Estuary, which suggest that the larger the catchment, the longer the delta activity (see also Forbes & Syvitski, 1993). On the basis of the original definition of Church & Ryder (1972), further expanded by Ballantyne (2002), Slaymaker (2011) and Hein et al. (2014), we argue that the pro- to paraglacial transition corresponds to this third transition described above, between stages C and D. Before 10.2 kyr, the river hydrology was mainly scaled to proglacial hydrographs, yet non-glacial tributaries

may have buffered a clear signature of the proglacial hydrograph in the lower reach of the valleys. Anyway, the sediments brought to the delta via the structural valleys were mainly glacigenic in the absence of fluvial entrenchment. After the retreat of the ice margin from the river catchments and the resulting drastic reduction in sediment yield, the onset of the recovery of the former glaciation, *i.e.,* the paraglacial period, started effectively. Note that valley interfluves and hill slopes were already in recovery from the disturbance of the glaciation since the early deglaciation, evidencing the overlapping of pro- and paraglacial contexts in both time and space (Fig. III-20, Ballantyne, 2002; Slaymaker, 2011). Especially, adjacent smaller valleys (*e.g.,* the *Cedars Lake* valley, Fig. III-2) experienced their paraglacial transition as soon as the LIS margin retreated from their restricted catchments, as indicated by outwash fan reworked by shore processes from 140 to 0 m.a.s.l. and by the absence of proglacial deltaic deposits; an illustration that shorter relaxation time occurs in smaller drainage basin (Church, 1998; Slaymaker, 2011). Here, we consider that this is the termination of meltwater supply through the main trunk river systems —the *Portneuf* and *Sault-au-Cochon* rivers— that essentially impacted the pattern of deltaic accretion (Stage C/Stage D). The time interval comprised in between the earlier pro- to paraglacial transition (smaller catchments) and the final, definitive shutdown in glacigenic supply and meltwater input is sometimes referred to as early paraglacial (Hein et al., 2014).

The signature of the pro- to paraglacial transition in terms of morphostructures has been largely documented in the literature (Church & Ryder, 1972; Church & Slaymaker, 1989; Syvitski & Hein, 1991; Forbes & Syvitski, 1994; Ballantyne, 2002; Mercier, 2008; Slaymaker, 2011). In our delta setting representing the final sink for glacigenic to paraglacial sediments, the generalization of beach-related landforms and the onset of entrenchment by meandering rivers are the two striking geomorphic expression. But, most interestingly, the *Portneuf - Forestville* system allows documenting the pro- to paraglacial transition in terms of depositional facies and stratigraphic architectures; the only potentially preserved morphosedimentary structure available in the rock record to decipher such a transition.

7.2. From fluvial aggradation to fluvial degradation: change in shoreline trajectory through the pro- to paraglacial transition

Subsurface (*e.g.,* Posamentier & Allen, 1993; Tesson et al., 2000; McMurray & Gawthorpe, 2000; Rabineau et al., 2005; Santra et al., 2013) and outcrop (*e.g.,* Bhattacharya & Willis, 2001; Porębski & Steel, 2006; Fielding, 2015) case studies indicate that limited or no fluvial/delta plain deposits are generally associated with falling-stage system tracts (FSST). A FSST is thus usually viewed as typified by offlaping geometries, essentially lacking fluvial

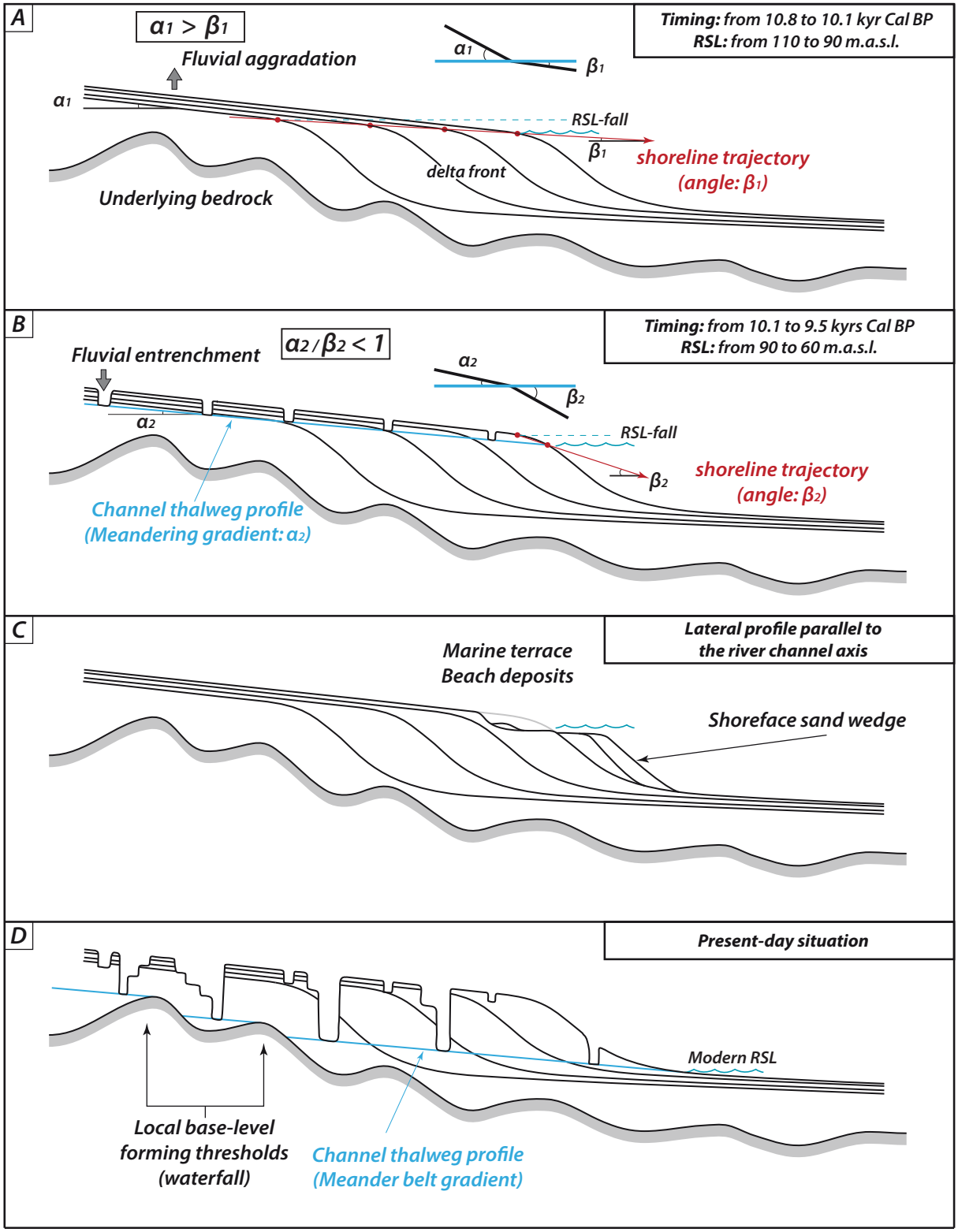


Fig. III-19: *Conceptual geometric model evidencing the relationship between the equilibrium fluvial profile and the shoreline trajectory. (A) Situation during Stage B and Stage C, showing potential for fluvial/delta plain aggradation during RSL-fall. At that time, the braided fluvial profile is steeper than the shoreline trajectory angle, owing to the "neutralization" of the space available in the basin by deltaic accretion. (B) Fluvial entrenchment during the early paraglacial evolution: the meandering fluvial equilibrium profile is in that case less steep that the shoreline trajectory angle, in part due to the termination of the deltaic accretion. (C) Same as in (B) but in interfluve areas, showing the coeval marine incision, terrace formation and deposition of shoreface sand wedge in the form of a spit platform. (D) Present-day situation evidencing the preponderant influence of local base-level driven by threshold (bedrock sills)*

and/or delta plain deposits. However, it is often not formally deciphered whether corresponding strata are lacking because of bypass or erosion during forced-regression or owing to erosion involving subsequent marine transgressive ravinement surfaces (Posamentier & Morris, 2000; Plint & Nummedal, 2000; Catuneanu, 2002; Embry, 2010). Significant volumes of fluvial sediments can be deposited and preserved within falling-stage-related entrenching "valleys" (Blum & Törnqvist, 2000; Strong & Paola, 2008; Holbrook & Bhattacharya, 2012). Depending on multiple parameters, among which the slope of the shelf, initial fluvial erosion might be restricted or absent (Posamentier & Morris, 2000; Zecchin, 2007). As well, fluvial and delta plain aggradation can occur in the context of forced regression without any initial fluvial incision if the downstream basin topography has a gradient lower than the fluvial equilibrium profile (Schumm, 1993; Burgess & Allen, 1996; Woolfe et al., 1998; Browne & Naish, 2003; Petter & Muto, 2008; Winsemann et al., 2011; Holbrook & Bhattacharya, 2012; Blum et al., 2013). Based on some flume-tank and numerical simulations, fluvial aggradation is possible even if a basin slope is greater than the alluvial gradient owing to sufficient sediment deposition in the basin (Leeder & Stewart, 1996), in some cases before an "autoincision" threshold (Muto & Steel, 2004; Muto & Swenson, 2006) was reached. Muto et al. (2007) further suggested that rivers can be sustainably aggradational then graded without any subsequent degradation phase during an FSST. Fluvial aggradation in forced regression is generally understood as the result of high rate of sediment supply together with low diffusion rates in subaerial environments (Muto & Swenson, 2005; Swenson & Muto, 2007; Prince & Burgess, 2013), implying that sediment supply exceeds the carrying capacity of the rivers (Holbrook & Bhattacharya, 2012). The uniqueness of Quaternary field examples dominated by high-frequency icehouse cycles shows that fluvial aggradation requires short-term forced-regression (Blum et al., 2013).

Here, we described a deltaic complex that was entirely emplaced in a context of continuous RSL fall (Fig. III-16). Its evolution was twofold, showing contrasted early proglacial (Stages B and C; Fig. III-17 C, D & 18) and later paraglacial (Stage D; Figs. III-17 E, F, G & 18) dynamics, characterized by active deltaic accretion and sediment reworking respectively. In the early time of the deltaic development enduring the highest rate of RSL fall (> 5 $cm.yr^{-1}$), the braided fluvial system fed by meltwaters and a glacigenic sediment supply was not associated with terrace formation. Coeval deltaic topsets ubiquitously preserved above 90 m.a.s.l., show in places up to 10 m of vertical accumulation (Fig. III-3 & 5). The preservation of deltaic topsets in such a falling-stage setting is here understood as the result of particular depositional conditions originating in a fluvial gradient (α_1) greater than the descending shoreline trajectory angle (β_1) (Fig. III-19A; Helland-Hansen & Martinsen, 1996, see also Helland-Hansen & Hampson, 2009, their fig. 9G). The fluvial gradient is assumed to be best expressed by the present-day

delta plain slope between 110 and 90 m.a.s.l. (~0.25%), as it likely represents a snapshot of the braided fluvial system immediately before its abandonment (Fig. III-1, 17D & 18). Such a value is consistent with present-day sandur gradients (0.14 to 3%, Church, 1972; Maizels, 2002). A shoreline trajectory angle of ~0.2%, is estimated from the basinward decreasing thickness (10 to 5 m) of topset deposits, which the top elevation decreases basinward from the structural valley outlet at 110 m.a.s.l. to the sea-cliff cross-section at 90 m.a.s.l. (Figs. III-3 & 5). Hence, during the RSL fall from 110 to 90 m.a.s.l., a α_1/β_1 ratio slightly > 1 allowed the topset aggradation. Such a relationship can be viewed as the "neutralization" (Leeder & Stewart, 1996) of the progressive waterdepth increase, in spite of forced regressive conditions and river entrenchment. The "neutralization" occurs owing to active deltaic progradation over a descending antecedent topography (descending accretionary regressive shoreline trajectory, Helland-Hansen & Hampson, 2009).

In contrast to the proglacial setting (Stages B & C), the *Portneuf – Forestville* deltaic complex experienced fluvial entrenchment during the paraglacial period (Stage D), as shown by staged, abandoned meanders from at least from 65 to 15 m.a.s.l. (Figs. III-1 & 5). This conforms to a more conventional forced-regression evolution. At that time interestingly, rates of RSL-fall were largely reduced in comparison with the proglacial period (Fig. III-16). The shoreline trajectory in the axis of the meandering river essentially reflects interactions between the RSL-fall rates and the slope of the former, inherited proglacial deltaic depositional profile (Helland-Hansen & Hampson, 2009). The paraglacial meandering fluvial profile (α_2) was flatter than the previous depositional profile characterized by braiding (Schumm & Khan, 1972). As estimated from DEM, former gradients of the meandering channels were very low, as are present-day coastal meanders of the rivers draining into the St. Lawrence Estuary and Gulf (*ca.* 0.07%). When RSL fell below 90 m.a.s.l. and below the former delta brink, the shoreline trajectory angle (β_2) was scaled approximatively to the angle of the inherited deltaic depositional profile, *i.e.,* > 1% (Fig. III-3, 5 & 19B). The resulting α_2/β_2 ratio is < 1, a condition in agreement with river incision. As river entrenchment was driven by the retreat of the LIS margin and the resulting drop in sediment supply, it initiated upvalley, at the head of the drainage basins, and migrated downstream. It thus corresponds to the buffer-valley of Holbrook & Bhattacharya (2012). Subsequently, as a result of continuous RSL fall, renewed fluvial entrenchment adjusted to coeval shoreline regression; the upstream-migrating incision corresponding to the buttress valley model of Holbrook & Bhattacharya (2012) (Fig. III-18). If crossing a bedrock sill, the river gradient will adjust upstream to this newly-formed local base-level.

In interfluve areas away from the river mouths (Fig. III-1), the paraglacial evolution is marked by the development of staged beach ridges and marine terraces (Fig III-1, 3 & 5).

In these settings, the shoreline trajectory below the 90 m elevation was apparently initially characterized by a descending non-accretionary regressive trend (from Km 7 to Km 2.6 on Fig. III-3), while at lower sea levels between Km 2.6 to Km 0 a significant shoreface wedge, up to 30 m in thickness, was emplaced, evidencing an accretionary shoreline trajectory (Fig. III-3). It thus seems on Fig. III-3 that coastal dynamics between 90 and 55 m.a.s.l., was essentially erosive, however, it is likely that coeval deposition occurred more basinward (Figs. III-17E, F, G & 19C). The turnaround from non-accretionary to accretionary shoreline trajectory observed in the cross-section (Fig. III-3) reflects geometric relationships — the orientation of the cross-section relative to the paleo depositional profile being oblique— rather than a real change in depositional patterns. During the paraglacial period, the shoreline trajectory in interfluve areas is thus viewed as being descending accretionary regressive, which local expression is controlled by basin topography inherited from former, abandoned, depositional profiles.

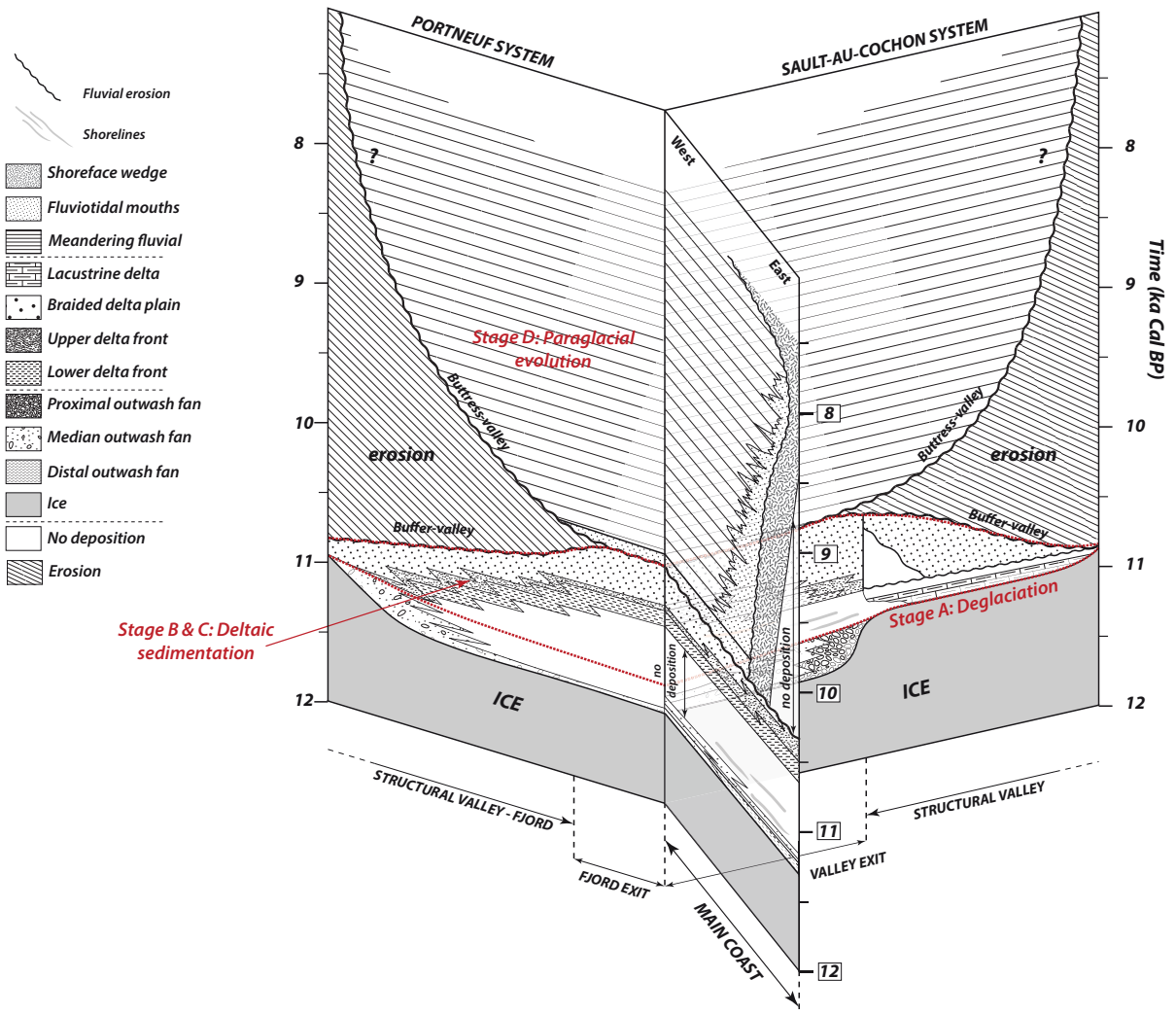


Fig. III-20: *Chronostratigraphic (or Wheeler) diagram showing temporal relationship for the emplacement of the successive architectural elements throughout the deltaic evolution.*

7.3. Stratigraphic record of a pro- to paraglacial transition

7.3.1. Comparison with other case studies

Although our deglacial framework does not fundamentally contrast with those existing in the literature, it however differs by some aspects. For instance, Lønne et al. (2001), Lajeunesse & Allard (2002) and Fraser et al. (2005) described the formation of glacimarine outwash fans, subsequently abandoned after the retreat of the LIS margin, and partly reworked by marine processes (*i.e.,* our stages A and D). In these studies, proglacial deltaic systems (*i.e.,* our Stage B and C, Fig. III-17 & 18) are lacking owing to the absence of a perennial up-slope connection with meltwater drainage networks. Powell & Cooper (2002) provided a conceptual model for glacial sequence stratigraphy. Their Glacial Retreat system tract (*i.e.,* our stage A) is overlain by a Glacial Minimum system tract. The latter includes relatively poorly developed nearshore and deltaic wedges and is characterized by a mud-dominated, condensed succession, which is timely equivalent to our expanded sand-prone Stages B and C. No equivalent to our Stage D is described. Instead, Powell & Cooper (2002) described an overlying well-developed delta progradation, including depositional facies very similar to that we describe in Stage C, but that they ascribe to a succeeding Glacial Advance system tract. Differences between the Powell & Cooper's model and our four-staged subdivision result from the settings under investigation. The *Portneuf - Forestville* case study represents a more proximal setting, while their model would best be applied to more distal segments of the St. Lawrence platform (Syvitski & Praeg, 1989; Duchesne et al., 2007; 2010). Hansen (2004), Corner (2006) and Eilertsen et al. (2006) documented a deglacial evolution more similar to the *Portneuf - Forestville* case study, but strictly restricted in fjord settings. Corner (2006) differentiated a Deglacial Transgressive system tract (our Stage A), a Deglacial Highstand system tract (similar to our stage B) and a Postglacial Transgressive system tract, which would correspond to our Stage D. In Corner's model not enough sediment supply was available relative to the depth of the fjord-type depositional basin, and deltas were not allowed to prograde out of the fjords in an open marine setting. Another type of fjord-related sequence of events is described in a Greenland fjord by Storms et al. (2012). Only an ice-contact and a subsequent in-valley proglacial deltaic sedimentation occurred, which are counterparts of our stages A and B (no Stage C). Due to the ice-sheet stillstand and subsequent glacial re-advance, no equivalent to the stage D is observed while a "transgressive" proglacial sedimentation occurred owing to a glacio-isostatic flexure. Other types of deltaic systems not debouching in the open sea relate to overdeepened basins forming marine embayments rapidly turning into lakes where deltas prograded, owing to the emergence of bedrock sills (Cronin et al., 2008; Nutz et al., 2014, 2015). On ice-distal marine shelves with the absence of

large inherited structural valleys, Shaw et al. (2000) and Hein et al. (2014) delineated an early deglacial stage (our stage A) and subsequent proglacial complexes forming early paraglacial "lowstand deltas" without a clear differentiation of an equivalent of our stage D. In Shaw et al. (2000), an early RSL rise possibly accompanied proglacial deltaic sedimentation (late lowstand conditions). The expression of the marine reworking processes essentially relates to a middle paraglacial time interval, which characterizes postglacial transgressive conditions and active shoreline retreat (Hein et al., 2014). In this case, marine transgression reworked a large part of the sediment emplaced during former forced-regressive conditions (see also Billy et al., 2014).

The stratigraphic record of the *Portneuf – Forestville* deltaic complex, and other aforementioned case studies reflect interactions of regional-scale deglacial conditions, essentially driven by the LIS margin recession (magnitude and timing of the isostatic uplift, meltwater supply and its cut-off), with local forcings, mainly the inherited basinal physiography controlling depositional depths and the exposition to marine reworking processes. Along the North Shore of the St. Lawrence Estuary, the occurrence of relatively shallow structural valleys inherited from the pre-Wisconsinan evolution (Lajeunesse, 2014) was determinant in the development of the observed late-Wisconsinan to Holocene deltaic architectures, ensuring a prolonged connection with recessing ice fronts but not forming too large sediment trap (*i.e.,* fjords) storing the main part of the glacigenics (see also Syvitski et al., 1987; Forbes and Syvitski, 1993). We thus argue that our four-stage deglaciation scenario (Fig. III-17 to 20) and related stratigraphic architectures (Fig. III-3) are intimately tied to the localization of the study area, where (i) a sediment supply from the retreating LIS margin essentially parallel to the coast interacted on the long-term with a RSL fall evolution (the isostatically-dominated zone *sensu* Boulton, 1990), and where (ii) a wide and relatively deep (>100 m) accommodation space was available on the sedimentary shelf, which allowed the built up of large-scale deltaic foresets off an inherited escarpment. Retreating ice-sheet fronts and escarpments both parallel to the strike of a shelf (or a continental margin) is a common combination regarding ancient glaciations.

7.3.2. A sequence stratigraphic perspective

Sequence stratigraphic models are best understood as reflecting relationships between a RSL history and a steady sediment supply, or at least a sediment supply itself modulated by sea-level change (*e.g.,* trapping of sediment yield during transgressions). It is however also well known that a number of parameters may alter this oversimplified view, such as those modifying the energy of marine processes or sediment delivery in fluvial catchments (*e.g.,* Zecchin, 2007; Catuneanu et al., 2010). This is particularly true for glacial systems, where the position of the ice fronts and not the RSL history directly governs the location of the depocenters, as far as

the LIS margin remains in glacimarine sedimentary basins (Powell, 1990 see Chap. II). As soon as continental ice fronts develop, the RSL history more directly contributes to the control on depositional patterns and shoreline migration trends; the latter most generally associated, immediately after a deglaciation, with a glacio-isostatic rebound (Boulton, 1990; Lønne, 2001; Powell & Cooper, 2002; Corner, 2006) and thus tied to falling-stage system tracts of sequence stratigraphic models (Plint & Nummedal, 2000; Posamentier & Morris, 2000).

The reworking of the uppermost parts of related deltas (regressive beaches and associated landforms, topset beds) during ensuing transgression (see above; Hein et al., 2014) and the long-term superimposition of successive, erosion-based depositional sequences — implying partial preservation of each ones, differential subsidence patterns and changes in original slopes (stratal dips, shoreline trajectory angles)— combine to alter our understanding of such depositional systems in ancient successions (*e.g.,* Fielding et al. 2008a; Ghienne et al., 2013; Girard et al., 2015). Assuming the overall glacial context is formally identified, does a pro- to paraglacial deltaic wedge be confidently delineated and differentiated from an interglacial highstand delta, a delta developing within a glacio-eustatically-forced falling stage system tract (*e.g.,* Santra et al., 2013), or a delta which the built up it tied to a glacial re-advance as pictured in the Glacial Advance system tract of Powell & Cooper (2002)? What are the criteria permitting the identification of a pro- to paraglacial transition in the rock record?

In the our case study, progradation patterns during the proglacial stages (B, C) show downlap relationships onto the ice-contact depositional wedge (stage A) and the aggradation of topset units including delta-plain to fluvial deposits. Without the overall context imposing an interpretation within a falling stage system tract (Fig. III-16), we suspect that a sediment wedge similar to the extensive and relatively thick deposits of Stage C will have been rather interpreted as belonging to a conventional highstand system tract, thus typifying interglacial conditions. Furthermore, without absolute dating, there is no element on the basis of patterns in depositional facies for suspecting that the up to 100 m thick coarsening upward succession was emplaced within a <2000 yrs time laps. A long-lasting deposition within a sixth to third-order depositional sequence framework would have been envisioned. In addition, the progressive entrenchment of the meandering rivers occurred precisely at the pro- to paraglacial transition, which would exactly mimic the onset of an expected, subsequent, falling-stage system tract. Counterintuitively, river incisions are coeval with the time interval during which rates of RSL fall start to significantly decrease. As discussed above, this transition was forced by the reduction in sediment yield after of the disappearance of glacier fronts from the river catchments, rather than by change in the RSL evolution.

The *Portneuf - Forestville* deltaic complex is here referred to as a glacio-isostatically-forced falling-stage system tract ($FSST_{isost}$). Formally, it would correspond to the Glacial Retreat system tract (*sensu* Powell & Cooper, 2002) even if notable difference have been noted (see above), or to a combination of the Deglacial Transgressive and Highstand system tracts and postglacial Regressive system tract of Corner (2006) —corresponding to our stages A, B, C and D respectively. Based on the *Portneuf - Forestville* case study and other instances described in the literature, an ideal $FSST_{isost}$ is outlined. It is bounded at the base by a last glacial surface — not necessarily the basement top; *e.g.,* the top of a till(ite) or of an esker body in Fig. III-3— that has the significance of the basal surface of forced regression of the sequence stratigraphy (Fig. III-4; Hunt & Tucker, 1992), considering that any glacio-isostatic rebound is active already before the local deglaciation (Tarasov et al., 2012). In the Powell and Cooper's model, it has been referred to as the Glacial Retreat Surface.

A $FSST_{isost}$ comprises of two subdivisions: (i) the early $FSST_{isost}$ recording the recession phase of the LIS margin, showing a fining-upward evolution owing to the retreat of the sediment input points; and (ii) a late $FSST_{isost}$, showing a coarsening and shallowing-upward evolution tied to the development of pro- to paraglacial deltas (see Chap. II). A pseudo-maximum flooding surface is sometimes pointed out at the turnaround between the early and the late $FSST_{isost}$ (boundary between the Deglacial Transgressive and Highstand system tracts of Corner, 2006; see discussion in Nutz et al., 2015 and in the Chap. II).

The late $FSST_{isost}$ is itself a two-phased stratigraphic interval. It firstly records the recession of the continental ice front within the river catchments. High-energy meltwater-derived flow conditions prevail, guarantying rapid progradation, and developing a thick FSST especially if significant basinal waterdepths are to be available. Depositional facies are characterized by sustained, high-energy and sand-prone turbiditic deposits in delta-front environments (AE4 & 5, Figs. III-3, 4 & 9). In case of a ramp setting, without inherited depression (glacial overdeepening, fault-related accommodation space), progradation rates greater than those calculated in the *Portneuf - Forestville* case study are expected (Table III-3), but associated with limited foreset heights and depositional thicknesses.

The late $FSST_{isost}$ may also include an ultimate, paraglacial stage (D, Fig. III-17, 18 & 20). Related depositional facies correspond to a coarse-grained, regressive shoreface sand wedge (AE7, Figs. III-10 & 12), including bioturbated tidal bars (Fig. III-10B) with a subordinate to minor contribution of river- and mouth-related deposits (Fig. III-3). At that time, sediment supply is sourced from shoreline erosion (sea-cliff development), with an unknown contribution from river entrenchments. A sharp contact separates the coarse-grained paraglacial deltaic deposits (Stage D) from mud-dominated proglacial lower delta-front deposits, reflecting

the downward shift of the depositional profile (Stage C) (logs 1 and 3 on Fig. III-3 and Fig. III-7). This contact that correspond to a Regressive Surface of Marine Erosion (Figs III-7 & 10; Swift et al., 2003), is a diastem rather than an unconformity (Embry, 2010). Indeed, the underlying laminated bioturbated muds most likely represent penecontemporaneous paraglacial offshore deposits contrasting with the massive to laminated, poorly bioturbated muds of the lowermost delta front deposits (Fig. III-7).

If Holocene $FSST_{isost}$ are bounded at their top by a subaerial unconformity —soil horizons in the interfluves, river entrenchment—, $FSST_{isost}$ in the rock record will be capped by an erosion-based transgressive sandsheet (*e.g.,* Forbes et al., 1995; Hein et al., 2014) reworking all but the older regressive beach and coastal deposits. Above former interfluve areas, confusion may arise in the understanding of the well-defined erosion surface interpreted as the regressive surf diastem (see AE8, Figs III-3 and 10). In case of partial reworking of the regressive beach deposits, the corresponding erosion surface may appear as a transgressive ravinement surface, with its underlying tidally-influence deposits. If available, the identification of successive coastal notches (Fig. III-3, 10 & 12) will however help to discriminate the regressive origin. Though not documented in our study, the hypothetic "transgressive" infill of the meandering incised valleys might be difficult to interpret based on a sedimentary archive, as it will most probably occur during an ensuing ice-sheet advance, recording interferences between a glacio-isostatically-controlled proglacial flexure (Stocchi et al., 2013) and approaching sediment input points (the Glacial Advance system tract of Powell & Cooper, 2002; see also Fielding et al., 2008b). In case of major glacial re-advance or renewed glaciation conditions, an overlying glacial erosion surface may truncate partly or totally the transgressive sandsheet. In the latter case, a glacial erosion surface will atop the $FSST_{isost}$, which would have much in common with a Glacial Advance system tract and confusion may arise.

Whatever the precise timing of deposition, it should be kept in mind that the $FSST_{isost}$ corresponds to a very short lived interval at geological time scale with duration in thousands of years. Thought associated with a large volume of proglacial to paraglacial sediments, its preservation potential might be legitimately questioned.

7.3.3. Preservation potential of a pro- to paraglacial transition in the rock record

The raised *Portneuf - Forestville* deltaic complex experiences today erosion owing to an active sea cliff retreat (Fig. III-3A; current erosion rate: 0.4 $m.yr^{-1}$, Bernatchez & Dubois, 2004) and to fluvial entrenchment and related meander amplification. Hence, it preservation potential in the rock record is *a priori* limited. This is understood as the result of the geographic location of the study area regarding the LIS extent. Representative of a relatively inner location,

away from the maximum outline of the ice sheet (>700 km), the RSL history is characterized by a curve showing a significant and uninterrupted fall (Fig. III-16; see also Tarasov et al., 2012), with no —or subordinate? (Dionne & Occhietti, 1996; Dionne et al., 2004) — ensuing transgressive segment, characterizing the glacio-isostatically dominated zone of Boulton (1990). Preservation of the *Portneuf - Forestville* deltaic complex might occur in case of a forthcoming and prompt eustatic rise, *e.g.,* resulting from a "rapid" melting of the Antarctic Ice Sheet during a hypothetical final Earth deglaciation. Whatever the efficiency of the transgressive marine ravinement processes, the underwater part of the emplaced sediment body and more precisely sediments below the current wave base, are thought to have a greater preservation potential. It thus essentially concerns depositional units in deeper segments of the St Lawrence shelf and up to the Laurentian Trough (Duchesne et al., 2010). These mud-dominated —rather than sand-prone— units have a greater preservation potential. Considering that pre-LGM deposits are absent in the study area and more generally rare in the eastern Québec (Occhietti & Clet, 1989; Occhietti et al., 1995), it appears that any next glacial cycle would be highly susceptible to delete almost all of the here considered signature of the previous coastal deglacial record.

Though the preservation of the *Portneuf - Forestville* deltaic complex as such is unlikely, post-LGM forced-regressive deltaic wedges emplaced during the deglacial history are frequently identified below the modern sea level. It indicates that in some circumstances their preservation is nevertheless achievable (*e.g.,* Vaughn Barrie & Conway, 2012). In the eastern Canada, Barnhardt et al. (1997, 2009) described lowstand deltas off the coast of Nova Scotia (Gulf of Maine). They form submerged sediment wedges currently lying in the 40-80 m depth range. Built during late proglacial to early paraglacial times (Hein et al., 2014), they are positioned in an outer geographic location relative to the LIS maximum outline. As a result, they pre-date a significant transgressive segment of RSL curve, with a turnaround between a glacio-isostically forced regression and a (global) glacio-eustatic transgression occurring rapidly after deglaciation (12-14 kyr BP, Shaw et al., 2002; 2006). Such a temporal framework typifies the transition between the eustatically- and isostatically-dominated zones of Boulton (1990). As deposited in relatively shallow water depths, these deltas generally correspond to sediment wedges thinner than the *Portneuf - Forestville* deltaic complex. In addition, they are characterized by thin to absent, coeval, fluvial or delta-plain deposits owing to subsequent marine transgressive erosion (Hein et al., 2014): the equivalent of our stage D being essentially replaced by a transgressive sandsheet. Off the southern Newfoundland coast, the deglaciation sequence of Shaw et al., (2000) displays a thicker (>100 m) progradational wedge including proglacial stages most similar to our Stage A & B. No sediment wedge potentially equivalent to our Stage D has been individualized, because a subsequent submersion due to postglacial RSL

rise occurred immediately after deposition. In the St. Lawrence Estuary, the preservation of a relatively thick (*ca.* 40 m) pre-Wisconsinan deglacial succession in the Île aux Coudres (Brodeur & Allard, 1985; Occhietti et al., 1995; 1996), very similar to the late-Wisconsinan to Holocene succession, is an additional example demonstrating that comprehensive preservation of glacio-isostatically-forced deltaic systems may occur, yet possibly related to local (neotectonic?) forcings.

It thus appears that forced-regressive deltaic complexes, related stratigraphic architecture definitely have preservation potential if (i) relatively thick depositional wedges fed from meltwater-related catchments, have been emplaced during forced regression; (ii) they are located in areas experiencing a significant RSL rise after deglaciation. Such conditions typify any shelf settings lying at the transition from the isostatically- to eustatically-dominated zones *sensu* Boulton (1990). Here, at some hundreds of km inland relative to the maximum position of the ice-sheet margin, a postglacial, glacio-eustatic transgression succeeds to an initial, large-amplitude (50-100 m) glacio-isostatic rebound (Shaw et al., 2002; Tarasov et al., 2012). At least two other settings may also favor the preservation of glacio-isostatically-forced deltaic systems: either where the local ice-sheet recession lead the global deglaciation (Boulton, 1990; see also Girard et al., 2015) or where fault-related basin developed. In the latter case, very high rates of fault slip are expected at least locally to accommodate the very high depositional rates (*ca.* 100m/1000 yrs) associated with such deltas. In ramp settings experiencing relatively limited subsidence rates (<100 m/Myr, *i.e.,* <0.1m/1000 yrs), glacio-isostatically forced deltaic wedge may only be preserved in inherited overdeepenings. However, it appears from the above examples, that the preservation potential of an embedded pro-to paraglacial transition (basal RSME, tidally-influenced regressive shoreface sand wedge and surf diastem) is rather unlikely. As typifying shallow coastal segments of the shelf in the isostatically-dominated zone, the preservation of such a transition is hampered by paraglacial shoreline erosion (Fig. III-3) and potential succeeding transgressive or glacial surfaces. Only its deeper, mud-dominated part (up to the Laurentian Trough) is considered to have a long-term preservation potential. In more outer segments of the glaciated platform, the stratigraphic signature of the pro- to paraglacial transition is superimposed by the late glacial transgressive evolution, thus with distinctive depositional architectures (Hein et al. 2014; Billy et al., 2014). Paradoxically, conditions for the preservation of a forced-regressive coastal deltaic paraglacial sediment wedge are expected to occur over outer segments of marine shelves facing relatively restricted river catchments. Here, rivers rapidly disconnected from meltwater-related sediment supply allow the expression of marine reworking processes during forced regression, before submersion. In such a setting, no large proglacial sediment wedge, similar to our Stage C, should occur.

8. Conclusions

In this study, a post-LGM pro- to paraglacial transition was documented mainly on the basis of morphostructures, stratigraphic architectures and radiocarbon dating. Facies associations were also described in order to highlight depositional processes along the deltaic profile, yet related paleo-bathymetries were primarily inferred from the overall deltaic architecture. Whatever the preservation of a paraglacial deltaic wedge, our case study provides an outcrop analogue for currently submerged lowstand deltas, only illustrated by seismic dataset or shallow cores (Hein et al., 2014). Associated depositional facies and architectures, and similar glacio-isotatically forced delta systems in the rock record, if any, are expected to be very similar to the forced-regressive *Portneuf - Forestville* deltaic complex. Our study also demonstrates that the bulk of the sediment volume originating in a deglacial evolution relates to very short-lived (for instance, less than 2000 yrs in our study) and initial stages of the glacial retreat. Even if large volume of sediment may have been emplaced in ice-contact depositional environments (our stage A, Fig. III-3; the Oak Ridge moraine in Ontario, Russell & Arnott, 2003), an equally large or even larger volumes of sediment relates to the forced-regressive proglacial evolution, especially in the case of extensive river catchments connected to the recessing ice fronts. Most of the paraglacial time is essentially associated with sediment reworking and redistribution, either in regressive or transgressive conditions. We foresee that it will be poorly distinguishable in the rock record, with only exceptions. Our study, however, has significance in the understanding of both Quaternary and pre-Quaternary glacial successions as it highlights a case of stratigraphic distortion primarily linked to glacially-controlled patterns of sediment supply rather than to accommodation trends (*e.g.,* Robin et al., 2005). Also, time scales in pro-to paraglacial sediment deposition are one to three orders shorter than basinal subsidence patterns. As disconnected from the global sea-level cycle, careful examination is required in the identification of glacio-isotatically forced-regressive deltaic wedges. Based on the *Portneuf - Forestville* case study, their main features should be:

- Underlying glacially-related sediments wedges, from thin till covers to thick ice-contact outwash fan deposits
- An upward-grading, tidally-influenced, tripartite succession from mud-dominated lower delta-front, sand-prone turbiditic upper delta front, to proglacial braided delta-plain deposits;
- A shift from active deltaic accretion to a shallow-marine reworking stage, which marks the pro- to paraglacial transition after the melting of the ice sheet out of the catchments; steep descending shoreline trajectories being controlled from that time by the inherited delta-front slope;

- Raised beach structures, staged from the marine limit down to the interglacial shoreline, with a largely better expression of the lower (and younger) paraglacial structures;
- Fluvial entrenchment processes occurring late in the deglacial history, and marking the onset of the paraglacial evolution in the delta plain.

A diagnostic criteria differentiating glacio-isostatically forced regressive deltas from other glaciation-related deltaic successions is the embedded record of a drastic reduction in sediment supply. It is in contrast with other forced-regressive systems, where sediment supply is increasing during forced regression, especially if tied to a glacio-eustatic sea-level fall during a glacial advance (Powell & Cooper, 2002). Their position, immediately below marine limit, is potentially another criteria, provided it can be identified in the stratigraphic record. Along the Québec North Shore, the numerous deltas are at time essentially inactive depositional systems, thought they show well-defined morphostructures protruding into the St Lawrence Estuary and Gulf; a conclusion in line with findings of Normandeau et al. (2015), based on the offshore record.

9. Acknowledgments

Field campaigns and datings were funded by action SYSTER and the ARTEMIS program (LMC14) of INSU-CNRS. X-ray analyses were kindly provided by Dr. Jean-Michel Friedmann. We also thank Dany Zbinden (Mériscope) for the boat trip along the sea cliff. This work is a contribution to the 'SeqStrat-Ice' ANR project 12-BS06-14.

Points à retenir

Le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville est constitué d'une interdigitation entre un cône d'épandage juxtaglaciaire développé au front d'une marge glaciomarine stabilisée à l'embouchure de la vallée structurale de la rivière du Sault-au-Cochon, et de deux deltas proglaciaires, issus des vallées du Sault-au-Cochon et de Portneuf. Par ailleurs, au sein même de ces vallées, un delta lacustre et de fond de fjord ont été observés respectivement.

L'essentiel du volume sédimentaire composant le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville, soit environ 15 km3, s'est déposé en contexte proglaciaire, défini ici comme étant alimenté par des marges glaciaires en retrait mais toujours positionné dans les bassins versants de ces rivières. Le retrait des marges glaciaires des bassins versants n'intervenant qu'environ 1000 ans après la déglaciation de la zone, l'essentiel du volume sédimentaire s'est mis en place dans ce court lapse de temps.

En contexte proglaciaire, le système fluviatile en tresse alimentant les deltas proglaciaires se trouvait dans une dynamique de *bypass*, voire même d'aggradation, et ce malgré des taux de chute de NMR de plusieurs centimètres par an. Une telle configuration était rendu possible par des apports sédimentaires importants ayant permis la mise en place d'une trajectoire de ligne de rivage dont l'angle était inférieur au profil d'équilibre fluviatile.

Lors du retrait des marges glaciaires des bassins versants (transition pro- à paraglaciaire), la réduction drastique des apports sédimentaires a forcé d'une part l'arrêt de la progradation deltaïque et d'autre part une transition du système fluviatile vers une dynamique méandriforme et son incision dans les anciens dépôts deltaïques. Cette incision fluviatile est survenue alors que les taux de chute de NMR à ce moment-là étaient en forte décroissance.

CHAPITRE IV

LE COMPLEXE DELTAÏQUE DE LA RIVIÈRE ST. JEAN : DE LA DÉGLACIATION À L'ACTUEL, DYNAMIQUE DES ENVIRONNEMENTS FLUVIATILES ET LITTORAUX LORS DE L'ÉVOLUTION PARAGLACIAIRE

1. Introduction

Ce quatrième chapitre porte sur l'étude des complexes deltaïques des rivières Magpie et St. Jean, à près de 160 km à l'est de Sept-Îles (Fig. IV-1), constituant ainsi le secteur d'étude le plus oriental de ce travail de thèse. Le choix de l'étude de ces complexes deltaïques s'est fait sur deux critères principaux. Premièrement, ces zones montrent une importante richesse de morphostructures, comprenant des ceintures de chenaux méandriformes abandonnés (Fig. IV-2A), des cordons, flèches et falaises littorales soulevés et étagés ainsi que des reliques d'un système fluviatile en tresse associées à des crêtes morainiques à l'amont de la vallée structurale de la rivière St. Jean. Bien qu'une étude sédimentologique et stratigraphique similaire à celles réalisées à Portneuf-Forestville et à Sept-Îles ait été effectuée, nous avons surtout vu dans ce delta l'occasion de contraindre l'évolution de la dynamique méandriforme d'incision en contexte de régression forcée par le rebond glacio-isostatique. En effet, la focalisation sur un tel aspect de l'étude des deltas quaternaires n'avait pas été fortement marquée sur les autres sites, principalement du fait de la relative pauvreté de morphostructures méandriformes. Particulièrement, la présence de seuils de socle sur le tracé des rivières qui, comme nous le verrons plus loin, empêche de lier génétiquement la dynamique fluviatile et la chute de NMR. Il était nécessaire au préalable de contraindre le motif général de déglaciation et de sédimentation deltaïque associée sur ces autres deltas avant de se concentrer sur des périodes et dynamiques particulières de cette évolution.

Le second critère de notre intérêt pour ce site d'étude est qu'il se trouve très à l'est du Golfe du St. Laurent, proche de la zone dite de transition entre les zones dominées isostasie et eustatisme (Fig. I-9, Boulton, 1990 ; Shaw et al., 2002). Il a ainsi été originellement envisagé une chute de NMR locale depuis la déglaciation et l'invasion de la Mer de Goldthwait moindre que dans les cas de Sept-Îles et Portneuf-Forestville, ainsi qu'un potentiel épisode de hausse de NMR d'origine eustatique. Toutefois, aucune évidence sédimentologique ou stratigraphique n'a marqué la présence de ce dernier, confirmant que le secteur de St. Jean se trouve bel et bien dans la zone dominée isostasie.

Le cadre temporel de ce chapitre débute au moment du retrait glaciaire de la zone, tout comme les deltas de Portneuf-Forestville et Sept-Îles, mais se poursuit jusqu'à la période actuelle et couvre donc une gamme de temps plus importante que les deux autres systèmes deltaïques étudiés (Fig. IV-2B). L'étude de ce complexe deltaïque est donc destinée à préciser des concepts, notamment de dynamique méandriformes et littorales, qui ont été entrevus lors de l'étude des deltas de Portneuf-Forestville et Sept-Îles, et permettant ainsi de faire le lien avec les chapitres V et VI, plus conceptuels. En particulier, ce chapitre portera sur la recherche d'une relation potentielle entre le réseau des méandres abandonnés des rivières de la Côte Nord et la

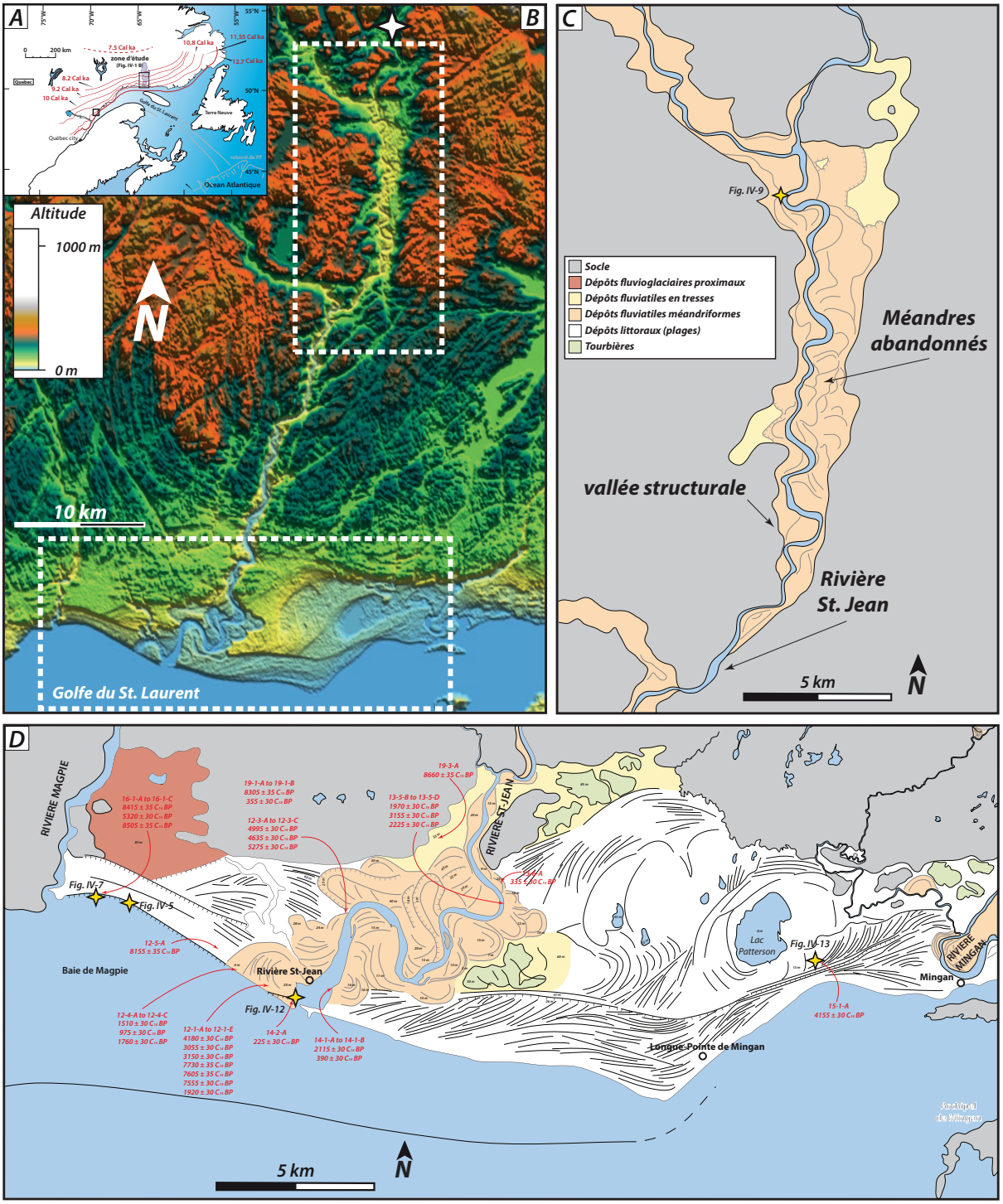


Fig. IV-1: *Contexte géographique et morphostructurale de la zone d'étude : (A) Localisation de la zone d'étude sur le Canada Atlantique. Les courbes rouges représentent les positions successives des marges de l'Inlandsis Laurentidien ; (B) MNT de la zone d'étude. Noter la vallée structurale de la rivière St. Jean. Les carrés blancs pointillés représentent la localisation des figures IV-1C et 1D ; (C) Détail de la carte de la vallée de la rivière St. Jean ; (D) Carte morphostructurale de la zone côtière du secteur de St. Jean. Les étoiles jaunes indiquent les localisations des différentes figures.*

régression forcée. Egalement, la caractérisation des processus de delta de fond de fjord a été réalisée par l'étude d'un affleurement particulièrement bien exposé dans la vallée structurale de la rivière St. Jean, à près de 40 km de la côte.

Le but de l'étude est la compréhension des dynamiques littorale et fluviatile en contexte paraglaciaire et passe ainsi par la compréhension préalable de l'évolution sédimento-stratigraphique de la zone d'étude. Une investigation de la morphologie et des différents faciès de dépôts présents dans cette zone d'étude sera réalisée, afin de contraindre le motif temporel et spatial d'évolution sédimentaire en contexte de déglaciation. Un tel travail se place dans la continuité des études qui ont été réalisées à Sept-Îles (Cf. Chap. II) et particulièrement à Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III), en tentant de dégager des tendances similaires ou au contraire divergentes. Dans un second temps, une quantification de la chute de NMR forcée par le rebond glacio-isostatique sera réalisée par la contrainte de l'évolution des dynamiques littorale et fluviatile. Notamment, les interactions entre processus fluviatiles et littoraux seront explorées.

2. Méthodologie

L'étude sédimentologique et morphostratigraphique réalisée sur le secteur de St. Jean est très similaire à celles menées à Sept-Îles (Cf. Chap. II) et à Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III). Levés de coupes sédimentologiques et caractérisations des architectures stratigraphiques permettent une interprétation des différents environnements de dépôt replacés dans un cadre chronostratigraphique. Ces études utilisent les affleurements frais des falaises côtières en retrait et des berges de rivières en incision.

Notamment, une coupe sédimentologique à 40 km à l'intérieur des terres sur la berge d'un méandre de la rivière St. Jean a permis de caractériser une séquence de dépôt dans un secteur très proximal, ce qui n'avait pas pu être réalisé ni à Portneuf-Forestville ni à Sept-Îles. Un peu plus en amont encore, des complexes morainiques associés à des chenaux fluviatiles reliques en tresse ont été reconnus immédiatement à la tête de la vallée structurale. Enfin, l'étude du MNT (*SRTM*, *http://www2.jpl.nasa.gov/srtm*) du secteur de St. Jean a permis une visualisation claire du profil longitudinal de la rivière, de l'incision de la rivière St. Jean actuelle dans les anciens dépôts deltaïques, de l'étagement successif des méandres abandonnés de la rivière et des complexes littoraux (Fig. IV-1).

Une des spécificités de cette étude tient au grand nombre (28, Table IV-1) de datations au radiocarbone qui a été effectué sur des débris ligneux prélevés dans les méandres abandonnés et étagés de la rivière St. Jean, ainsi que sur des coquilles extraites des faciès fins deltaïques et glaciomarins. Ces datations ont été réalisées dans le but de contraindre de manière précise le

calendrier de la dynamique d'incision des méandres en contexte de rebond glacio-isostatique. Les calibrations de datations radiocarbones ont été effectuées par le programme IntCal09 (Reimer et al., 2009). Un âge réservoir de 700 ans qui avait été défini par comparaison de coquilles et de débris organiques continentaux lors de l'étude du delta de Portneuf-Forestville n'a pas été pris en compte ici, du fait d'incohérences dans les datations (voir ci-après). Plutôt, un âge réservoir de 400 ans sur les âges ^{14}C des coquilles marines (Occhietti et al., 2011) a été appliqué avant calibration.

Numéro d'échant.	Nature	Localisation	Altitude	^{14}C age	Âge calibré	Interpretation
12-1-A	bois	N50°17'20" W64°21'08"	8 m	4180 ± 30	4690 ± 75	Dépôt fluviatiles
12-1-B	bois	idem	10 m	3055 ± 30	3295 ± 75	Abandon de chenal fluv.
12-1-C	tourbe, schorre	idem	10 m	3150 ± 30	3390 ± 60	Abandon de chenal fluv.
12-1-D_1	coquillage	idem	1 m	7730 ± 35	8500 ± 70	Prodelta
12-1-D_2	coquillage	idem	5 m	7605 ± 35	8405 ± 50	Prodelta
12-1-D_3	coquillage	idem	7 m	7555 ± 30	8410 ± 80	Prodelta
12-1-E	sphaigne	idem	2.80 m	1920 ± 30	1880 ± 70	Abandon de chenal fluv.
12-3-A	bois	N50°18'42" W64°18'47"	48 m	4995 ± 30	5705 ± 55	Lac oxbow
12-3-B	tourbe	idem	48 m	4635 ± 30	5420 ± 50	Lac oxbow
12-3-C	bois	idem	46 m	5275 ± 30	6055 ± 70	Lac oxbow
12-4-A	bois	N50°17'43" W64°22'06"	2.80 m	1510 ± 30	1375 ± 50	Abandon de chenal fluv.
12-4-B	bois	idem	3 m	975 ± 30	865 ± 70	Abandon de chenal fluv.
12-4-C	bois	idem	2 m	1760 ± 30	1655 ± 85	Dépôt fluviatiles
12-5-A	coquillage (Mercenaria sp.)	N50°18'11" W64°23'05"	1 m	8155 ± 35	9 070 ± 70	Prodelta
13-5-B	bois	N50°19'08" W64°14'26"	5 m	1970 ± 30	1930 ± 65	Abandon de chenal fluv.
13-5-C	bois	idem	5 m	3155 ± 30	3390 ± 55	Dépôt fluviatiles
13-5-D	bois	idem	5 m	2225 ± 30	2215 ± 65	Abandon de chenal fluv.
13-6-A	bois	N50°19'15" W64°14'23"	8 m	335 ± 30	390 ± 80	Pédogénèse
14-1-A	MO	N50°17'16" W64°19'08"	1 m	2115 ± 30	2075 ± 75	Dépôts d'embouchure
14-1-B	MO	idem	4 m	390 ± 30	470 ± 40	Abandon de chenal fluv.
14-2-A	bois	N50°17'06" W64°20'20"	4.50 m	225 ± 30	280 ± 30	Pédogénèse
15-1-A	bois	N50°17'55" W64°05'32"	12 m	4155 ± 30	4665 ± 95	Flèche littorale
16-1-A	pomme de pin	N50°19'06" W64°26'05"	6.50 m	8415 ± 35	9460 ± 60	Front de deltat Magpie (chenal turbi. incisé)
16-1-B	bois	N50°19'06" W64°26'13"	11.50 m	5320 ± 30	6090 ± 95	Shoreface Magpie
16-1-C	coquillage	N50°19'06" W64°26'05"	2 m	8505 ± 35	9 500 ± 40	Front de delta Magpie
19-1-A	coquillage (Cerastoderma edule)	N50°18'42" W64°18'47"	2 m	8305 ± 35	9 330 ± 100	Front de delta St.Jean
19-1-B	charbon	idem	16.50	355 ± 30	360 ± 50	Lac oxbow
19-3-A	coquillage	N50°19'29" W64°19'28"	53 m	8660 ± 35	9 610 ± 70	Front de delta St.Jean

Table IV-1: *Table des datations au radiocarbone dans le secteur de St. Jean.*

3. Contexte régional

3.1. Contexte géographique

Le secteur de St-Jean se trouve sur la basse Côte Nord du Golfe du St. Laurent, à 160 km à l'est de la ville de Sept-Îles, et à 40 km au nord de l'extrémité occidentale de l'Île d'Anticosti (Fig. IV-1A et 1B). De manière similaire aux autres secteurs étudiés (Chap. II et III), les terrains côtiers sont constitués de sédiments meubles, reposant sur le socle igné et métamorphique de la Province de Grenville (granitoïde, syénite, anorthosite et paragneiss, Canada, 2012). Ce socle forme un paysage de collines de faibles élévations (100-200 m), dont l'altitude augmente vers l'intérieur des terres pour atteindre 400-500 m à 50 km de la côte. Une vallée structurale d'axe nord–sud, dans laquelle coule la rivière St. Jean avant d'atteindre les terrains sédimentaires côtiers, est profondément incisée dans le socle (Fig. IV-1B). Cette vallée mesure au moins 100 km de long, dont seul le tronçon aval de 50 km a été étudié. La largeur de cette vallée est comprise entre 0.5 et 2 km. Le thalweg de la rivière dans la vallée structurale repose à seulement 5 et 50 m d'altitude, respectivement à 10 et 50 km au nord de l'embouchure de la rivière. Les flancs de cette vallée sont abrupts, localement verticaux (Figs. IV-1B et 3A). La rivière Magpie à l'ouest du secteur d'étude occupe également une vallée structurale, celle-ci étant moins large et moins profonde que sa voisine. Cette vallée mène au lac Magpie à 50 km de la côte, occupant lui aussi une vallée structurale de dimensions relativement importantes. Les îles de l'archipel Mingan, à environ 5 km au sud de la zone d'étude, sont constituées de roches sédimentaires carbonatées ordoviciennes appartenant à la plate-forme du St. Laurent (Pinet et al., 2008 ; Canada, 2012).

Les terrains sédimentaires, formant une bande côtière de 5 à 10 km de large, sont constitués par l'imbrication latérale des systèmes deltaïques des rivières Magpie, St. Jean et Mingan (Figs. IV-1B et 1D). Ces deux dernières sont méandriformes et incisées dans les dépôts meubles. Les terrains sédimentaires s'étagent en terrasses depuis la côte actuelle pour atteindre des altitudes de 80 m à l'approche des premiers contreforts du socle. Plusieurs lacs et tourbières sont répartis au sein de ces terrains sédimentaires. La côte de la Baie de Magpie est caractérisée par une falaise côtière active de 20 à 30 m de haut, et qui va en diminuant de hauteur de l'ouest vers l'est, jusqu'à l'embouchure actuelle de la rivière St. Jean. Une telle falaise côtière marque le retrait de la côte, mécanisme très général sur la Côte Nord du St. Laurent (Bernatchez & Dubois, 2004). En revanche, le littoral entre les embouchures des rivières St. Jean et Mingan est caractérisé par des plages en accrétion et des dunes éoliennes.

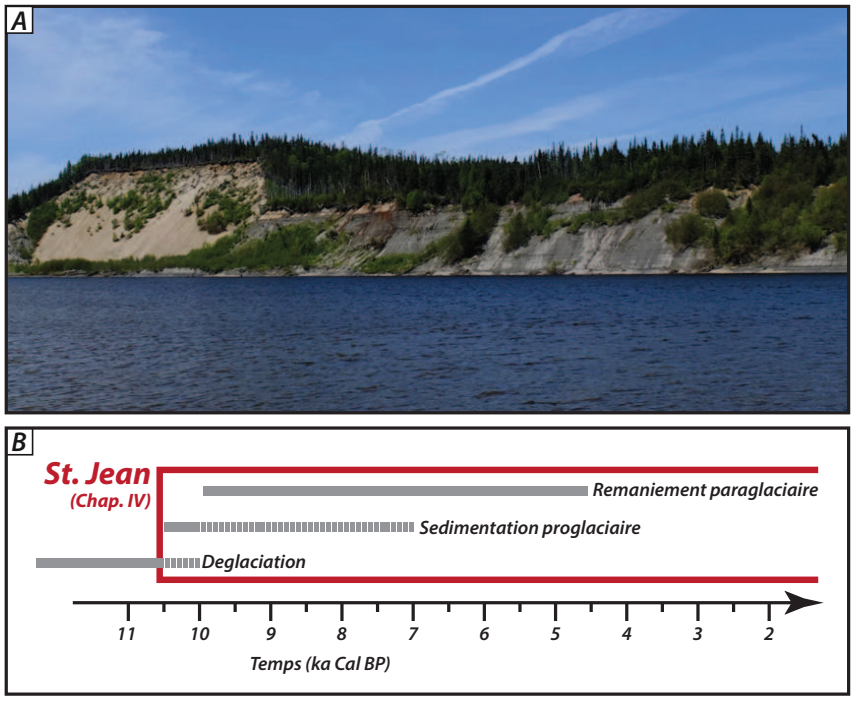


Fig. IV-2: *(A) Vue en coupe d'un ancien chenal méandriforme abandonné incisé dans les dépôts deltaïques, et lui-même ré-incisé par la rivière St. Jean actuelle ; (B) Frise replaçant la présente étude du secteur de St. Jean dans le contexte de la déglaciation et de ce travail de thèse.*

3.2. Déglaciation

Le secteur de St. Jean a été libre de glace aux alentours de 12 900 ans cal BP pour Shaw et al., 2002, entre 11 550 et 12 700 ans cal BP (Fig. IV-1A) selon la reconstruction de Occhietti et al. (2011). L'invasion de la Mer postglaciaire de Goldthwait sur les terres glacio-isostatiquement flexurées a permis l'ennoiement de larges bandes de terres aujourd'hui émergées (Fig. I-25). Les compilations des isobases et du motif de retrait glaciaire dans le secteur (Shaw et al., 2002 ; Occhietti et al., 2011 ; Peltier et al., 2015) indiquent une limite marine autour de 80-100 m (altitude maximale atteinte par la Mer postglaciaire de Goldthwait, Cf. Fig. I-9). La vallée structurale de la rivière St. Jean a donc été occupée par la Mer postglaciaire de Goldthwait, formant ainsi un fjord. L'extension maximale de ce fjord vers l'intérieur des terres n'est cependant pas connue, du fait des interactions complexes entre le retrait glaciaire et le rebond glacio-isostatique différentiel entre l'embouchure de la rivière et la tête de la vallée structurale. Le retrait progressif des marges glaciaires vers le nord-ouest et le rebond glacio-isostatique associé ont conduit à une régression forcée continue et l'émergence de terres précédemment ennoyées sous les eaux de la Mer de Goldthwait. La période actuelle est caractérisée par un rebond glacio-isostatique résiduel compris, dans le secteur de St. Jean, entre 0.5 et 1 mm.an^{-1} (Sella et al., 2007 ; Woodworth et al., 2011, Cf. I).

4. Morphostructures

Le secteur de St. Jean, allant de l'embouchure de la rivière Magpie à l'ouest à celle de la rivière Mingan à l'est, fait montre d'une importante richesse de structures géomorphologiques (Figs. IV-1 C et 1 D) due à une préservation et une lisibilité exceptionnelle (faible anthropisation, végétation clairsemée). Les méandres abandonnés et étagés sont les éléments les plus frappants de cette richesse géomorphologique. Ils sont particulièrement abondants aux abords immédiats de la rivière St. Jean, dans les 10 à 15 km en amont de l'embouchure de la rivière, et dans une moindre mesure autour de la rivière Mingan. Ces méandres abandonnés, incisés de 15 à 60 m dans les sédiments meubles et étagés depuis des altitudes de 30-35 m jusqu'au niveau marin actuel, forment une ceinture de chenaux dont les barres d'accrétions reliques et les flancs escarpés sont parfaitement identifiables (Figs. IV-1 et 2A). Le dernier méandre abandonné est intersecté par la falaise côtière active de la Baie de Magpie. Cette ceinture de chenaux est relativement étroite de part et d'autre du chenal fluviatile actuel, indiquant que la divagation des méandres, sans processus d'avulsion, n'a pas balayé de vastes étendues. En amont, dans la vallée structurale de la rivière St. Jean, à environ 40 km au nord de la ligne de côte actuelle, de nombreux méandres abandonnés et étagés sont également observés. Dans ce cas, leur divagation est confinée par les flancs abrupts de la vallée structurale (Figs. IV-1C et 3A). Ici également, des barres d'accrétion reliques sont observées. L'incision profonde de la rivière actuelle a mis à jour des coupes sédimentologiques de plusieurs dizaines de mètres de hauteur (Fig. IV-3B). L'étagement des méandres abandonnés, que ce soit à la tête de la vallée structurale ou à proximité de la côte, témoigne de deux processus majeurs que sont la chute de NMR et la réduction des apports sédimentaires, mais dont les contributions relatives ne sont pas ici déterminées (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Cf. Chap. III).

Les cordons sableux étagés et associés à des escarpements constituent un second ensemble morphologique bien représenté sur la zone d'étude. Particulièrement abondantes sur les zones côtières en situation d'interfluve, ces morphostructures littorales montrent une large gamme d'aspect et d'orientation. Entre les rivières Magpie et St. Jean, des complexes de cordons linéaires et parallèles ou obliques à la côte actuelle sont séparés par des escarpements hauts de plusieurs mètres. A l'est de la rivière St. Jean, entre les altitudes de 85 à 8 m, ces cordons sableux sont arqués et régulièrement étagés, formant ainsi des motifs de protubérances et de réentrants, dont les dépressions résiduelles ont permis le développement de lacs et de tourbières. Un escarpement majeur, d'une vingtaine de mètres de hauteur et parallèle à la côte actuelle, sépare les cordons sableux arqués les plus hauts en altitude et présents vers l'intérieur des terres, de cordons sableux plus linéaires apparaissant en continuité avec les systèmes littoraux actuels (Longue-Pointe-de-Mingan, Fig. IV-1D). Ces cordons sont étagés de 26 m au niveau marin

Fig. IV-3: *Photographies détaillant les environnements actuels de la vallée structurale de la rivière St. Jean. (A) Rivière St. Jean coulant dans sa vallée structurale. Noter les flancs abrupts de cette vallée ; (B) La rivière St. Jean actuelle s'incise de plus de 50 m dans les anciens dépôts sédimentaires. La falaise ainsi formée a été investiguée (voir Fig. IV-9) ; (C) Crêtes morainiques observées en amont de la vallée de la rivière St. Jean ; (D) et (E) Vues aériennes des chenaux en tresse reliques, à l'amont de la vallée structurale de la rivière St. Jean. Sur la figure D, la position de crêtes morainiques successives est indiquée par les flèches noires.*

actuel. Encore plus à l'est, des cordons successifs légèrement arqués et d'axe nord-sud viennent buter sur la continuation orientale de cet escarpement majeur. Ces cordons arqués définissent des crochons bien marqués et forment une butte topographique derrière laquelle s'est installé le lac Patterson (Fig. IV-1D). Par analogie avec les morphologies de la côte actuelle, ces cordons sableux sont interprétés comme des cordons littoraux fossiles, déposés successivement lors de la chute de NMR. De manière similaire, les escarpements sont interprétés comme des paléo falaises côtières. Les cordons littoraux formant des crochons définissent une flèche littorale abandonnée et soulevée, et dont la progradation se faisait vers l'est. Aux abords immédiats de l'embouchure actuelle de la rivière St. Jean, il apparaît une imbrication des systèmes littoraux et fluviatiles méandriformes.

Trois secteurs relativement peu étendus et répartis autour de la rivière St. Jean ne sont caractérisés ni par la présence de cordons littoraux, ni par des méandres abandonnés. Ces secteurs situés à des altitudes de 50–60 m, atteignant 85 m pour les plus hauts immédiatement à l'embouchure de la vallée structurale, sont relativement plats et occupés par des tourbières dans lesquelles de discrets linéaments de forme de tresses sont observés (Fig. IV-1D). Par analogie avec le secteur de Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III), ces surfaces sont interprétées comme les reliques d'une plaine fluviatile à chenaux en tresse. Le secteur se trouvant au nord de la Baie de Magpie est caractérisé par une plaine remarquablement plane à 80 m d'altitude. Aucune structure morphologique n'est visible, excepté quelques petits lacs circulaires. Cette plaine est interrompue au sud par une paléo falaise côtière de près de 20 m de hauteur. Par analogie également, cette surface est interprétée comme une plaine d'épandage fluvioglaciaire au front d'une marge glaciaire.

A la tête de la vallée structurale de la rivière St. Jean, à quelques kilomètres au nord (amont) des méandres abandonnés décrits précédemment, un ancien système de réseau fluviatile en tresse aujourd'hui abandonné est observable (Figs. IV-3D et 3E). En dépit de quelques ruisseaux, ces anciens chenaux en tresse sont aujourd'hui pour l'essentiel totalement abandonnés. Une végétation plus éparse sur les anciennes barres de chenaux met cependant clairement en évidence ce réseau ancien. Plusieurs crêtes morainiques à blocs, de forme arquée, de quelques mètres de hauteur, de plusieurs mètres de large et plusieurs centaines de mètres de long, ont été observées en association avec ces chenaux fluviaux reliques (Fig. IV-3C). De tels réseaux en tresse sont observés entre 120 et au moins 300 m d'altitude tandis que les crêtes morainiques ont été identifiées vers 170 m d'altitude.

5. Environnements de dépôt

Une étude sédimentologique détaillée a été réalisée le long de la falaise côtière de la Baie de Magpie, et le long des berges des chenaux fluviatiles actuels. Six environnements de dépôt principaux ont été ainsi identifiés : complexes morainiques, delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie, système(s) de front de delta progradant sur le Golfe du St. Laurent, delta de fond de fjord à la tête de la vallée structurale de la rivière St. Jean, dépôts fluviatiles méandriformes et barres d'embouchures associées, et enfin dépôts littoraux. Les caractéristiques faciologiques de ces environnements de dépôt sont décrites en détail ci-dessous. Cependant, elles sont très similaires à celles déjà documentées dans les deltas de Sept-Îles et de Portneuf-Forestville (resp. Chap. II & III, cf. Table III-2).

5.1. Complexe morainique

Les dépôts attribués à des moraines ont été observés à la tête de la vallée structurale de la rivière St. Jean et à l'embouchure de la vallée structurale de la rivière Magpie. Il est à noter que ces dépôts morainiques représentent des volumes de sédiments très inférieurs par rapport à tous les autres environnements de dépôt.

5.1.1. Description

Les dépôts observés à la tête de la vallée structurale de la rivière St. Jean formant des crêtes successives se composent de tills sableux à blocs. Aucune structure sédimentaire n'a été observée dans ces faciès (aucune coupe verticale disponible, Fig. IV-3C).

Différents affleurements épars situés à l'embouchure de la vallée structurale de la rivière Magpie à 50 m d'altitude ont permis l'observation de dépôts composés uniquement de blocs décimétriques à métriques sub-arrondis, et jointifs sans matrice d'aucune sorte. Aucune structure sédimentaire n'a été observée, ni granoclassement. Il n'a pas été possible de distinguer une quelconque morphologie.

5.1.2. Interprétation

Les crêtes successives observées à la tête de la vallée structurale de la rivière St. Jean sont interprétées comme des vallums morainiques marquant la position de fronts de lobes glaciaires. Leurs relativement faibles dimensions ainsi que leurs successions spatiales indiquent que ces crêtes représentent des stabilisations glaciaires éphémères en contexte de retrait global. Cet assemblage pourrait être attribué à l'ensemble morainique régional dit « de la Côte Nord » (*Québec North Shore*, Occhietti et al., 2011), représentant un système morainique frontal relativement continu depuis la moraine du Lac Daigle à Sept-Îles (Fig. II-1) jusqu'à atteindre la

Baie de Melville (Klassen et al., 1992).

L'absence de matrice entre les faciès à blocs observés dans la vallée de la rivière Magpie suggère un délavage postérieur d'un dépôt morainique important représentant un système morainique frontal. Il en est déduit une stabilisation glaciaire dans cette zone, antérieure à celle ayant formé le complexe morainique à la tête de la vallée de la rivière St. Jean, considérant un motif de retrait glaciaire vers l'intérieur des terres.

5.2. Delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie

Ce second ensemble de dépôt est limité à la zone formant la falaise côtière de la Baie de Magpie (Fig. IV-1). Les dépôts sédimentaires constituant la surface plane reposant à 80 m d'altitude, immédiatement au nord de la Baie de Magpie (Fig. IV-1D), appartiennent également à cet ensemble sédimentaire. La falaise côtière de la Baie de Magpie, de 20-30 m de haut en moyenne et ininterrompue sur plusieurs kilomètres, a offert l'opportunité d'observer le cœur d'un système deltaïque juxtaglaciaire et de son architecture stratigraphique (Figs. IV-4 à 7).

Deux unités stratigraphiques ont été délimitées dans le secteur de la falaise côtière de la Baie de Magpie et sur la plaine sédimentaire à 80 m. L'unité sédimentaire inférieure a été uniquement observée dans la falaise côtière tandis que l'unité supérieure a été spécifiquement décrite à la faveur d'affleurements —principalement des gravières— répartis sur la surface plane à 80 m d'altitude. Comme il sera justifié plus loin, ces deux unités représentent deux sous-environnements, respectivement distal et sous-marin, et proximal et subaérien, d'un même profil de dépôt. Cependant, ces deux unités n'ont pas été observées stratigraphiquement superposées.

5.2.1. Description

5.2.1.1. Faciès hétérolithiques et bancs sableux

L'unité stratigraphique inférieure constitue la majeure partie de la falaise côtière de la Baie de Magpie et se compose elle-même de trois assemblages de faciès latéralement juxtaposés et interdigités. Le premier assemblage de faciès, dont l'épaisseur moyenne observable le long de la falaise côtière est d'une quinzaine de mètres (Fig. IV-4A), est formé de faciès hétérolithiques à dominante silteuse, constitués de lits silteux d'échelle millimétrique à centimétrique bien laminés et d'interlits infra millimétriques de sables très fins. Les lits sableux, généralement ondulants, sont occasionnellement constitués de rides solitaires (*starved ripples*), formant ainsi un motif de faciès hétérolithiques lenticulaires (*sensu* Reineck & Wunderlich, 1968 ; Figs. IV-4B à 4D). L'alternance entre sable très fin et silt montre des évidences de contraction–dilatation d'épaisseur des lits ainsi que des doubles drapages argileux (Fig. IV-4B à 4D), formant un motif

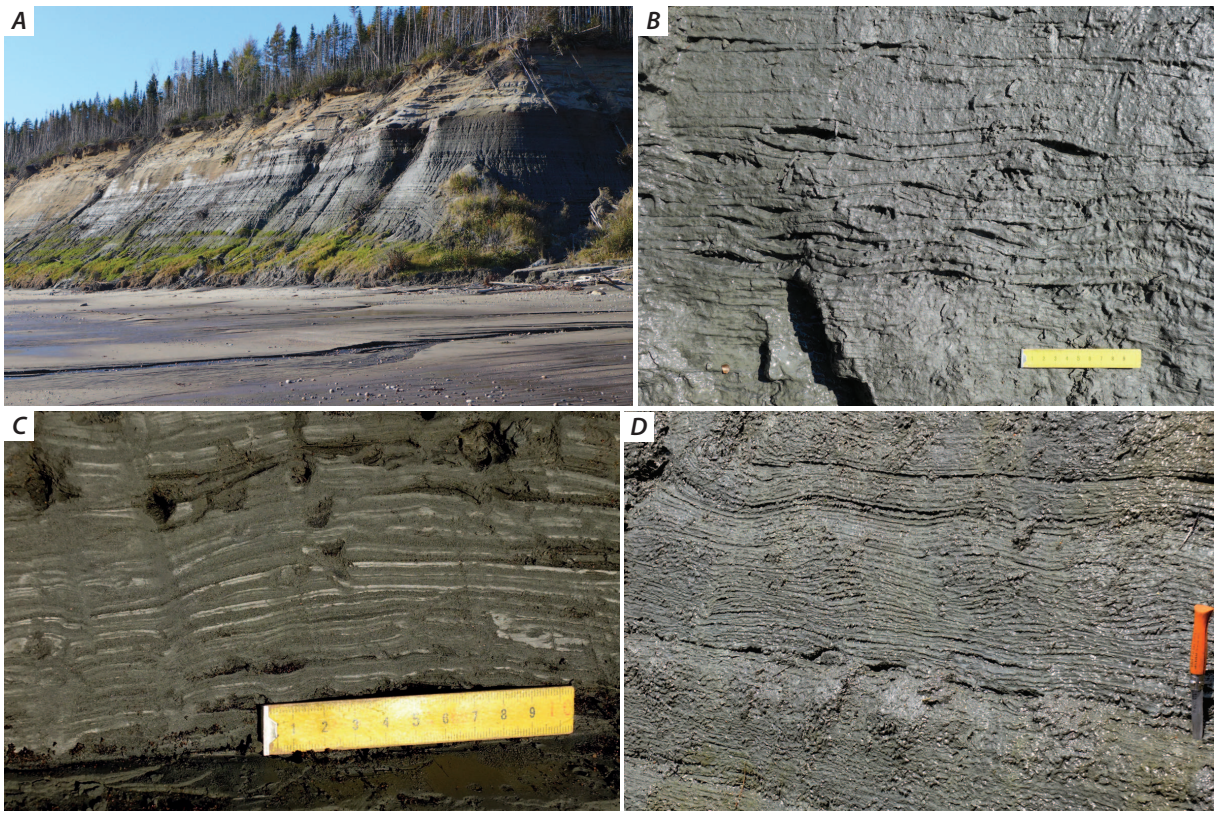
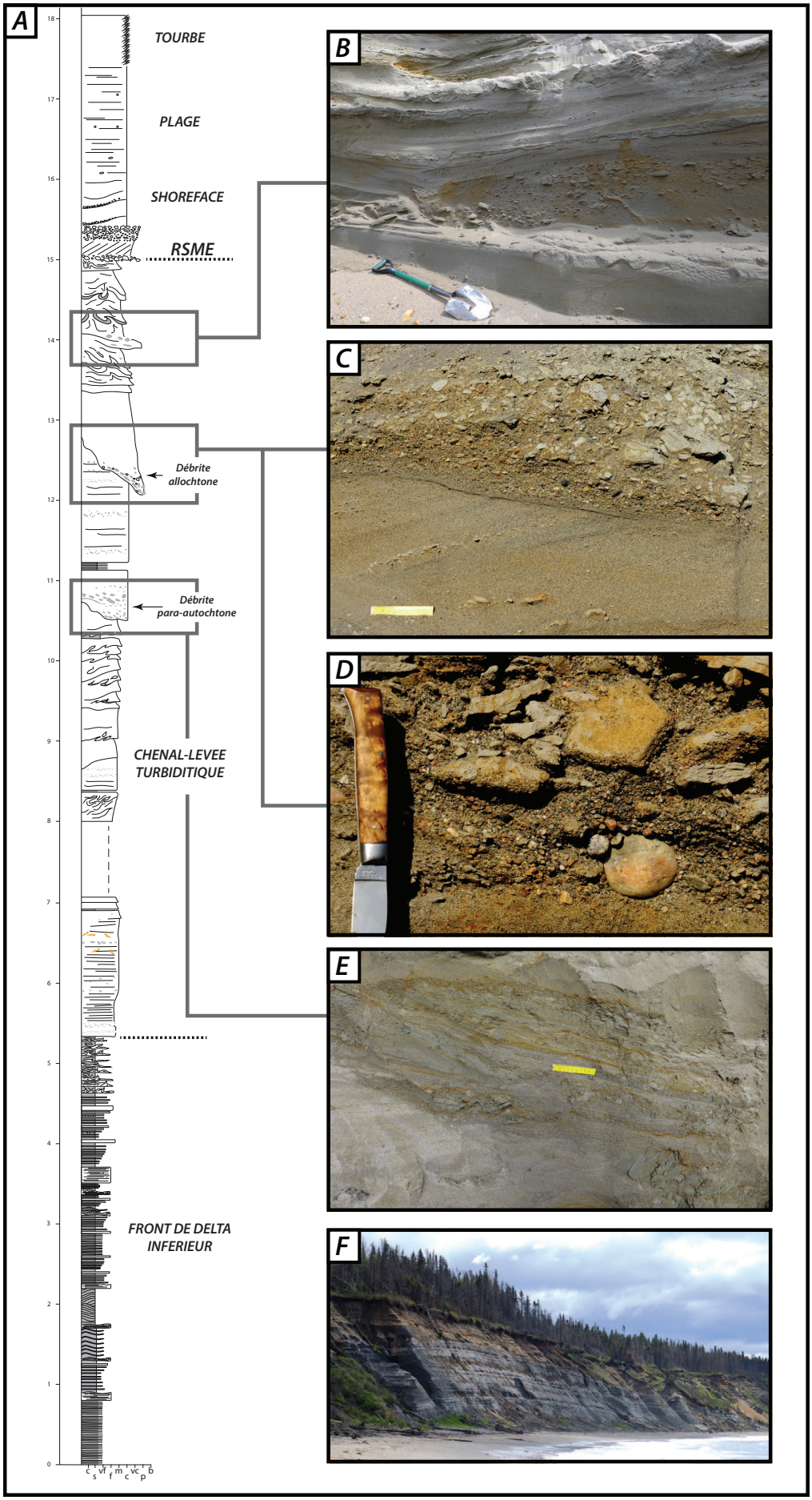


Fig. IV-4: *Planche photographique des dépôts hétérolithiques du delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie ; (A) Ces faciès hétérolithiques forment des falaises côtières verticales de plusieurs dizaines de mètres de haut ; (B) Faciès hétérolithiques lenticulaires formés par l'interstratification de rides sableuses solitaires avec les dépôts silteux ; (C) Photographie de détail montrant des doublets argileux, caractéristiques d'un processus de dépôt tidal ; (D) Faciès hétérolithiques ondulants montrant des évidences de contraction-dilatation dans l'épaisseur des lamines.*

de RCRL (*Rhythmic Climbing-ripple Cross-lamination*, *sensu* Choi, 2010, Cf. Table III-2). Occasionnellement, des bioturbations (terriers verticaux) sont observées au toit des lits silteux, ainsi que de rares débris de coquilles. De manière assez rare, des bancs décimétriques à sables moyens à lamines planes et galets mous anguleux et drapés par des sables fins à rides sont interstratifiés dans les faciès hétérolithiques. Cette accumulation de dépôts fins est formée par endroits de structures de chenaux-levées (Fig. IV-5F) de plusieurs centaines de mètres de large, et est à d'autres endroits tronquée par des structures chenalisantes érosives (Fig. IV-7).

Fig. IV-5: *(A) Coupe sédimentologique réalisée dans l'axe d'un chenal-levée du delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie ; (B) Faciès de débrites à abondants galets mous anguleux ; (C) Débrites allochtones incluant des galets mous anguleux et des graviers lithiques bien arrondis ; (D) Détail de (C) ; (E) Banc argileux déstructuré formant une débrite autochtone, indiquant des instabilités gravitaires le long du front de delta. Le transport ne s'est effectué que sur quelques décimètres à mètres ; (F) La levée ouest du chenal formée par les dépôts hétérolithiques.*


A
TOURBE
PLAGE
SHOREFACE
RSME
Débrite allochtone
Débrite para-autochtone
CHENAL-LEVEE TURBIDITIQUE
FRONT DE DELTA INFERIEUR
c s vf f m c vc p b
B
C
D
E
F

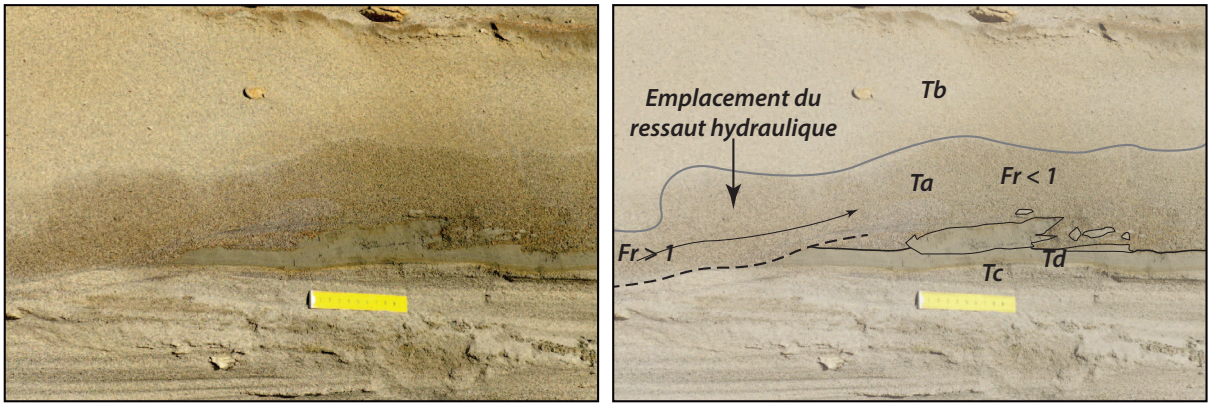


Fig. IV-6: *Détail de faciès dans les dépôts turbiditiques indiquant la présence d'un ressaut hydraulique. L'intervalle Ta et la présence d'un claste argileux arraché et redéposé quelques centimètres plus loin sont des critères caractéristiques d'un tel processus (Postma et al., 2009).*

Le second assemblage de faciès constitue le remplissage des chenaux-levées cités ci-dessus (Fig. IV-5). Ces chenaux, espacés entre eux de plusieurs centaines de mètres (voire plusieurs kilomètres), occupent la majeure partie de la hauteur de la falaise côtière, soit environ 15 m, aux endroits où ils surviennent (Fig. IV-5F). Le remplissage de ces chenaux est très largement dominé par des faciès sableux (Fig. IV-5A). Ces derniers se composent de sables moyens à grossiers formant des bancs décimétriques superposés et normalement granoclassés. Ces bancs comportent des galets mous en proportion variable mais localement importante, ainsi que de rares débris végétaux. De la base au sommet, ces bancs sableux comportent des sables massifs (intervalle $T_{a,}$ Talling et al., 2012), des lamines planes (T_b), des rides (T_c) et des drapages silteux (T_e). Fréquemment, les sommets de bancs sont intensément perturbés par des figures de charges, empêchant par endroits la visualisation des structures sédimentaires primaires. Il a été observé des érosions de ces drapages silteux, avec transport sur quelques centimètres puis dépôts de clastes argileux sans déformation, en association avec des intervalles sableux T_a (Fig. IV-6). Dans la partie haute du remplissage, ces faciès sableux comportent des galets mous anguleux centimétriques en très importantes proportions (faciès de débrite orthoconglomératique, Fig. IV-5B à 5E). De manière intéressante, il apparaît que les galets mous proviennent de drapages silteux déstructurés positionnés à seulement quelques mètres en amont (Fig. IV-5E). D'autres bancs à galets mous anguleux comportent des galets et graviers lithiques bien arrondis, composant un faciès orthoconglomératique à matrice de sable grossier (Fig. IV-5C et 5D).

Le troisième assemblage de faciès compose le remplissage des chenaux incisés dans les faciès hétérolithiques (Fig. IV-7). Ces chenaux mesurent plusieurs centaines de mètres de large et au moins 15-20 m de profondeur, considérant que ni leurs bases ni leurs sommets ne

sont observés. Les flancs de ces chenaux, ayant des pentes moyennes de 14° environ, montrent des blocs glissés et basculés sans déformation majeure des structures internes (Fig. IV-7). A la différence des chenaux-levées, le remplissage de ces chenaux incisés comporte des fractions sableuse et silteuse en proportion équivalente, bien que la tendance générale du remplissage soit à la granocroissance. Les bancs sableux, d'échelle décimétrique, sont normalement granoclassés. Ils contiennent, de la base au sommet, des intervalles T_a et T_b (massif et laminé plan) à galets mous anguleux, T_c (sables fins à rides) et T_e (drapages silteux). Régulièrement, les intervalles à rides contiennent des débris organiques et ligneux. Des sables moyens à grossiers à lamines obliques et quelques graviers sont également observés. Les bancs silteux sont quant à eux comparables aux faciès hétérolithiques décrits précédemment, dont des *RCRL*. Ils se composent d'une alternance de silts et de sables très fins, montrant des structures de contraction-dilatation des lamines. Il est à noter que les différentes structures sédimentaires (rides, lamines obliques…) formant les remplissages de chenaux-levées et incisés indiquent des paléo-écoulements vers le sud.

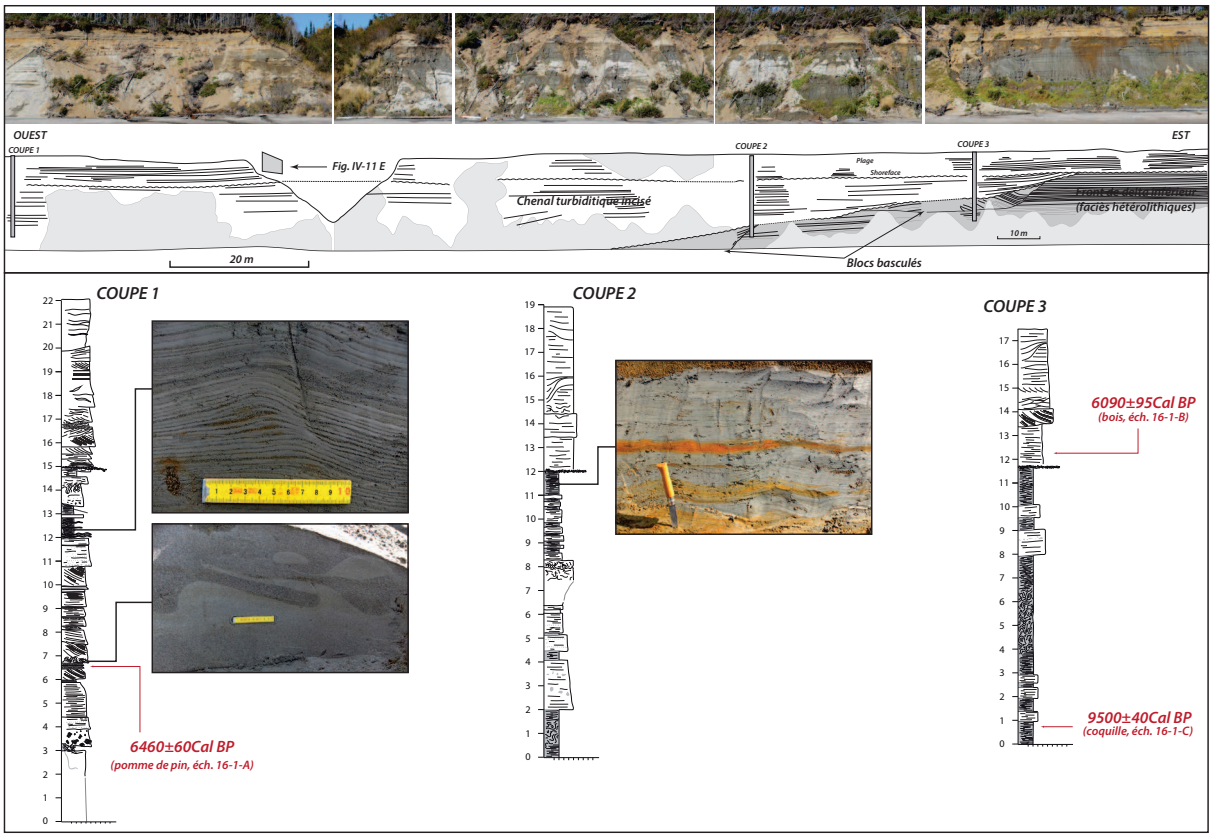


Fig. IV-7: *Photographie panoramique et coupes sédimentologiques dans les chenaux turbiditiques incisés du delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie. La coupe 1 comprend une alternance de dépôts hétérolithiques montrant des évidences de contraction-dilatation des lamines et des faciès sableux turbiditiques. La coupe 3 intersecte le rebord est du chenal incisé. Noter le bloc basculé non déformé sur ce même flanc. Les 5 m supérieurs de la section sont formés par une nappe de sable de plage et de shoreface.*

Une datation radiocarbone sur une coquille prélevée dans les faciès hétérolithiques, immédiatement au-dessus de la plage actuelle, a donné un âge de 9 500 ± 40 ans cal (BP (éch. 16-1-C, table IV-1). Une datation radiocarbone sur une pomme de pin prélevée dans un faciès de remplissage des chenaux incisés a donné un âge de 9 460 ± 60 ans cal BP (éch. 16-1-A, table IV-1).

5.2.1.2. Faciès sableux et graveleux

La plaine à 80 m d'altitude immédiatement au nord de la Baie de Magpie est formée d'une nappe d'au moins 5 à 10 m d'épaisseur constituée de sables moyens à grossiers très mal triés et comprenant une abondante proportion de graviers et galets bien arrondis. Bien que des lamines obliques soient occasionnellement observées dans ces sables conglomératiques, peu de structures sédimentaires sont visibles.

5.2.2. Interprétation

5.2.2.1. Faciès hétérolithiques et bancs sableux

Les faciès hétérolithiques sont interprétés comme issus d'un dépôt par des courants de turbidité basse densité, incluant les rides solitaires (Talling et al., 2012). Une composante tidale est enregistrée dans ces faciès turbiditiques (*RCRL*, double drapage silteux), soit en modulation des courants de turbidité, soit en initiation de ceux-ci (par exemple Wright & Friedrichs, 2006 ; Ayranci et al., 2012 ; Cf. Chap. III). Les rares bancs sableux granoclassés sont interprétés comme dérivés de courants de turbidité haute densité (Talling et al., 2012). La rareté des bioturbations et des coquilles indique des taux de sédimentation relativement importants.

Le remplissage des chenaux-levées argileux par des faciès majoritairement sableux puis conglomératiques indique clairement une dynamique progradante en contexte de régression forcée. Les bancs normalement granoclassés sont interprétés comme des dépôts turbiditiques de haute densité tandis que les faciès conglomératiques à abondants galets mous sont interprétés comme des débrites (Talling et al., 2012). Les débrites à galets mous provenant d'une origine locale sans transport important (au plus quelques mètres) sont ici qualifiés de débrites para-autochtone. Au contraire, les débrites sus-jacentes à galets mous et graviers et galets lithiques indiquent un transport plus important —du fait de l'absence de graviers et galets lithiques dans les faciès environnants— et sont donc qualifiés de débrites allochtones. L'érosion de drapage silteux des bancs granoclassés avec transport de galets mous non déformés puis dépôts quelques centimètres au-delà et les intervalles sableux T_a (Fig. IV-6), indiquent l'occurrence d'un ressaut hydraulique, probablement associé à un courant de turbidité initialement supercritique (Postma et al., 2009).

Les chenaux incisés dans les faciès hétérolithiques proviennent vraisemblablement d'érosions induites par le passage récurrent de courants de turbidité ; un premier évènement initiant l'incision d'un chenal dans lequel les évènements postérieurs sont canalisés. La présence de blocs basculés sans déformation majeure le long des flancs de ces chenaux indique que (1) le remplissage du chenal n'a pas été instantané afin de permettre un tel effondrement gravitaire et (2) que les faciès hétérolithiques constituant ces blocs basculés étaient au moment du basculement déjà suffisamment indurés afin de ne pas se déformer ou se liquéfier. Les faciès de remplissage de ces chenaux indiquent que les évènements turbiditiques qui ont déposé les sables granoclassés ont été entrecoupés de périodes de calme, pendant lesquelles les faciès plus fins ont pu être déposés par des courants de turbidité basse densité (Talling et al., 2012). La présence de faciès *RCRL* dans ces chenaux indique une récurrence des processus tidaux affectant le remplissage des chenaux turbiditiques (par exemple Shanmugam, 2003 ou encore Hughes-Clarke et al., 2012).

Les chenaux-levées et incisés sont donc interprétés comme des chenaux turbiditiques. Le motif d'empilement des dépôts turbiditiques dans ces chenaux indiquent des évènements récurrents et très dynamiques (courants supercritiques, débrites à galets mous et clastes lithiques). Il semble néanmoins que les chenaux-levées aient concentré une plus forte récurrence d'évènements turbiditiques que les chenaux incisés, ces derniers montrant un remplissage sableux et silteux indiquant des taux de sédimentation moindres. Les datations radiocarbones réalisées dans et hors de l'axe du chenal turbiditique incisé (respectivement 9 460 et 9 500 ans cal BP) indiquent que le système biphasé (faciès hétérolithiques et chenaux turbiditiques) a été actif pendant au moins 40 ans.

La présence de chenaux turbiditiques ainsi que les dépôts hétérolithiques à fort taux de sédimentation qui constituent les interfluves de ces chenaux indiquent un environnement de dépôt de front de delta dominé par des processus gravitaires. Ces derniers peuvent être issus d'un effondrement gravitaire d'origine locale —les débrites para-autochtones provenant possiblement d'un processus de *breaching* (Van den Berg et al., 2004)— ou bien localisés plus en amont le long du profil de dépôt. De telles instabilités gravitaires suggèrent un profil de dépôt relativement penté, bien qu'il ne soit pas directement observable du fait d'une orientation normale de la falaise côtière par rapport à celui-ci. Un tel système dynamique de front de delta dominé par des courants de turbidité canalisés dans des chenaux de plusieurs centaines de mètres de large et éprouvant des taux de sédimentation relativement importants nécessite un apport sédimentaire conséquent à la tête du système. L'emplacement précoce de ce second ensemble sédimentaire par rapport au calendrier de la déglaciation suggère que celui-ci correspond à un delta juxtaglaciaire. L'absence de débris délesté dans ces faciès hétérolithiques

et turbiditiques indique dans ce cas la présence d'un front glaciaire continental. Dans un tel contexte, l'influence tidale marquée dans les faciès turbiditiques et hétérolithiques pourrait être dérivée d'une interaction des processus tidaux avec l'afflux glaciofluvial (Smith et al., 1990 ; Cowan et al., 1998). Il n'est toutefois pas déterminé si les courants de turbidité proviennent de processus hyperpycnaux, comme indiqué par les débris végétaux (Zavala et al., 2010 ; Cf. Chap. II) ou d'effondrements gravitaires des rebords du delta (Hughes-Clarke et al., 2012 ; 2014 ; Talling, 2014, Cf. Chap. III).

5.2.2.2. Faciès sableux et graveleux

Les faciès à sables grossiers et graviers constituant la plaine à 80 m sont interprétés comme des barres et dunes sableuses et graveleuses déposées en contexte continental par des courants hydrauliques tractifs. Ils sont ainsi interprétés comme des dépôts fluviatiles en tresse, du fait de la grande répartition géographique de ces faciès sur toute l'étendue de la surface à 80 m, et en l'absence de chenaux méandriformes reliques.

En considérant la présence d'un front de delta dépourvu de débris délesté immédiatement au sud de la plaine à 80 m, les dépôts constituant cette dernière représentent la plaine deltaïque associée, formant ainsi un système fluvioglaciaire deltaïque (*sensu* Lønne, 1995). La position de la plaine à 80 m d'altitude, soit 25 m plus haut que la moraine de la vallée de la rivière Magpie décrite précédemment, indique que ces deux structures ne sont pas contemporaines, la moraine étant plus ancienne que le système fluvioglaciaire. Ce dernier pourrait ainsi être contemporain au système morainique observé à l'amont de la vallée de la rivière St. Jean. D'après la cartographie de ce système morainique (Klassen et al., 1992), il en est déduit que la marge glaciaire dans l'axe de la vallée de la rivière Magpie se trouvait, au moment de l'édification de la plaine à 80 m, à environ 30 km à l'intérieur des terres.

Ainsi, entre environ 9 500 et 9 460 ans cal BP, le système de dépôt de Magpie est associé à un front glaciaire continental, formant un système deltaïque fluvioglaciaire. A ces dates, les taux de chute de NMR forcée par le rebond glacio-isostatique atteignaient plusieurs centimètres par an. La topographie plane de la plaine deltaïque à 80 m indique cependant que ce système deltaïque s'est développé suffisamment rapidement pour que son architecture ne soit pas affectée par de tels taux de chute. Ainsi, considérant que le fonctionnement de ce système deltaïque a duré au moins 40 ans, la plaine deltaïque à 80 m représente probablement le dernier stade de sédimentation avant le retrait glaciaire définitif de la zone.

5.3. Prodelta et front de delta

Un ensemble de faciès a été observé spécifiquement dans les parties les plus orientales de la falaise côtière de la Baie de Magpie, à proximité immédiate de l'embouchure de la rivière St. Jean. Majoritairement fins (silteux), ces faciès montrent une granocroissance d'échelle plurimétrique, qui se termine avec l'apparition de dépôts sableux. Trois unités stratigraphiques verticalement superposées ont été observées.

5.3.1. Description

L'unité basale est constituée de sédiments fins (silts) extrêmement bien stratifiés et formant des bancs dont l'épaisseur est remarquablement régulière (5-10 cm en moyenne) (Fig. IV-8). Ces bancs silteux montrent une fine lamination tandis qu'un granoclassement est presque toujours observé (Fig. IV-8A). Ces bancs sont occasionnellement séparés par des interlits infra-millimétriques de sédiments légèrement plus grossiers (sables très fins) marquant de manière

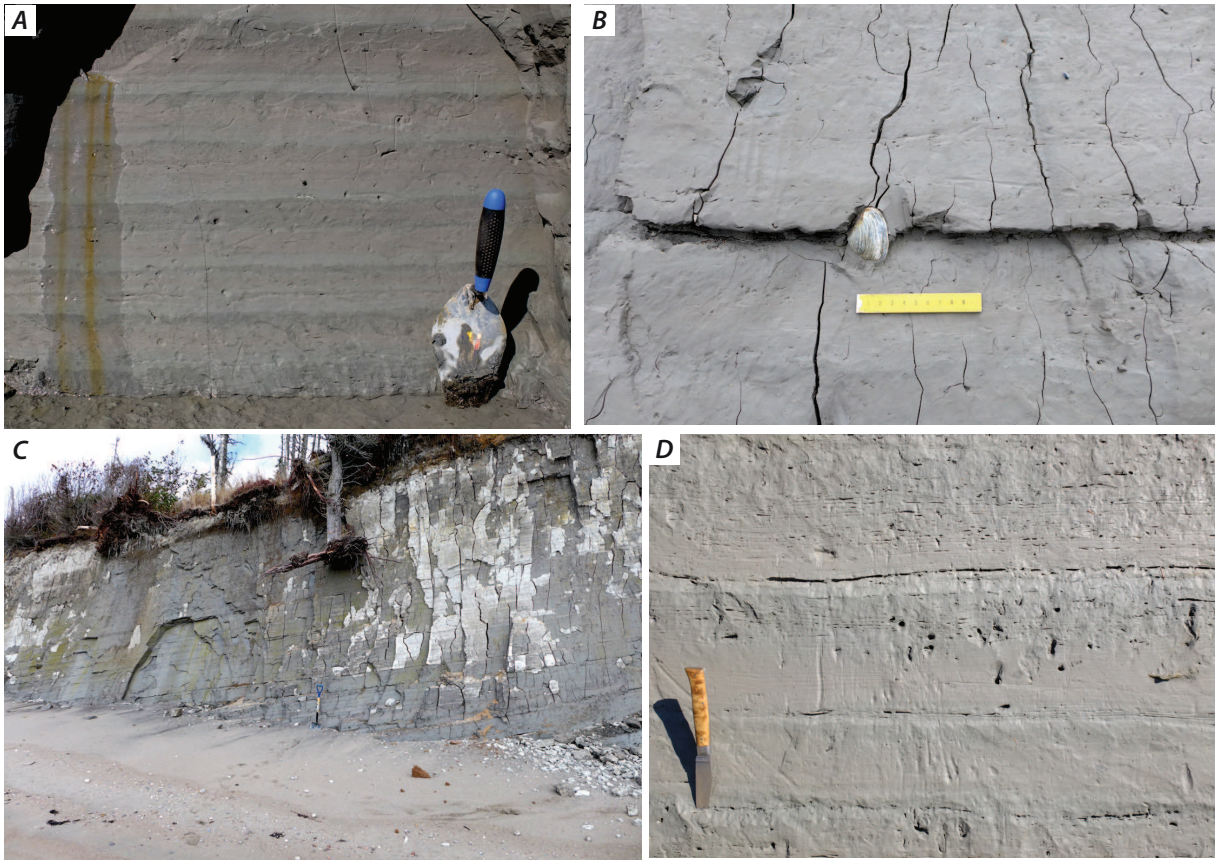


Fig. IV-8: *Planche photographique détaillant les dépôts prodeltaïques : (A) Dépôts bien stratifiés et rythmés à abondante bioturbation. Les variations de couleurs au sein des bancs indiquent des variations granulométriques. Le caractère bien rythmé des bancs est ici interprété comme le reflet d'une influence saisonnière en contexte proglaciaire ; (B) Dépôts silteux d'aspects massifs, abondamment bioturbés et montrant une coquille (Macoma baltica) en position de vie ; (C) Dépôts silteux bien stratifiés montrant un pendage fort vers l'ouest (pelle pour échelle) ; (D) Dépôts silteux bien laminés et bioturbés montrant, à l'instar de la figure A, des variations granulométriques marquées par des changements de couleurs des dépôts.*

plus nette les limites de bancs, ces dernières étant quelquefois soulignées par des infimes érosions (Fig. IV-8D). Les sommets de bancs sont caractérisés par une très intense bioturbation —principalement des terriers verticaux et pistes horizontales— et contiennent d'abondantes coquilles en position de vie (Fig. IV-8B). Des galets et graviers solitaires bien arrondis ont été occasionnellement observés dans ces facies fins laminés. Un unique cas de « nid » à graviers et galets bien arrondis est reporté. A grande échelle, l'azimuth du pendage de ces bancs se fait vers l'ouest tandis que le pendage varie de l'horizontalité à près de 10° (Fig. IV-8C). Des érosions internes sont observées localement. Bien que l'épaisseur totale de ces facies silteux ne soit pas connue, elle peut atteindre par endroits près de 10 m. Ces faciès sont exclusivement observés à l'est de la falaise côtière de la Baie de Magpie, proche de l'embouchure de la rivière St. Jean.

La seconde unité est composée de faciès hétérolithiques montrant des alternances d'échelles millimétrique à centimétrique de silts finement laminés et sables fins à rides et lamines planes. Vers le haut, des bancs sableux décimétriques granodécroissants et stratocroissants sont observés. Ils marquent une transition progressive vers la troisième unité. Cette seconde unité mesure entre 2 et 15 m d'épaisseur.

La troisième unité est très majoritairement composée de sables. Ceux-ci forment des bancs granodécroissants d'échelle décimétrique. Leurs bases sont composées de structures massives (intervalles T_a) ou laminées plan (T_b) à galets mous anguleux passant vers le sommet à des rides sableuses (T_c) et de drapages silteux (T_e), occasionnellement marqués par des figures de charges. L'épaisseur de cette troisième unité n'est pas connue, considérant que son sommet a toujours été observé tronqué par les dépôts de *shoreface*, barres d'embouchures ou de dépôts fluviatiles postérieurs (voir plus bas).

Quatre datations radiocarbones sur coquilles ont été effectuées dans la première unité (table IV-1). Les échantillons 12-1-D_1, 12-1-D_2, 12-1-D_3 et 12-5-A ont donné des âges de 8 500 ± 70, 8 405 ± 50, 8 410 ± 80 et 9 070 ± 70 ans cal BP, respectivement. Les échantillons 12-1-D_1 et 12-1-D_3, prélevés à 6 m d'intervalle vertical, indiquent des taux de sédimentation de 6.7 $cm.an^{-1}$ environ.

5.3.2. Interprétation

Les silts bien laminés de l'unité basale sont interprétés comme issus d'un dépôt par décantation d'un nuage turbide flottant, ou éventuellement de courants de turbidité basse densité (Talling et al., 2012). L'abondance de bioturbations et de coquilles en position de vie indique que les taux de sédimentation, de l'ordre de 6.7 $cm.an^{-1}$, étaient suffisamment faibles pour permettre l'installation d'un biotope comprenant une riche biodiversité. Les graviers et galets arrondis sont interprétés comme des débris délestés provenant de la dérive d'icebergs ; les nids à graviers et

galets provenant du retournement d'un iceberg et perte de sa charge sommitale. L'empilement extrêmement régulier des bancs silteux (Fig. IV-8A), ainsi que les granoclassements associés, indiquent des processus cycliques de dépôt. L'absence de contraction-dilatation des bancs et lamines, ainsi que les faibles taux de sédimentation excluent une cyclicité tidale et journalière, respectivement. La régularité des dépôts pourrait indiquer une cyclicité saisonnière, dont la nature pulsatoire à faible fréquence permettrait le dépôt de tels faciès.

La seconde unité est interprétée comme déposée par des courants de turbidité basse densité, parmi lesquels une proportion croissante de dépôts de courants de turbidité haute densité se marque. La troisième unité est quant à elle exclusivement composée de dépôts issus de courants de turbidité haute densité (Talling et al., 2012).

Considérant des épaisseurs relativement importantes à proximité de l'embouchure de la rivière St. Jean, et la disparition de ces faciès vers l'ouest, il est suggéré que le dépocentre de ces trois unités ait été localisé à cet endroit. Ceci indique également que les apports sédimentaires provenaient probablement de l'axe de la vallée structurale de la rivière St. Jean. Le dépôt par décantation d'un plume turbide, les faibles taux de sédimentation et la présence de débris délestés, les silts à coquilles et galets de l'unité inférieure pourraient représenter un environnement glaciomarin distal (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Toutefois, considérant des âges de dépôt relativement tardifs par rapport au calendrier de déglaciation en général, et au retrait glaciaire de la rivière Magpie en particulier, une telle hypothèse est écartée. La granocroissance générale observée dans ces trois unités, ainsi que la contribution croissante des courants de turbidité au dépôt sédimentaire, particulièrement les courants de haute densité, indiquent que ce système dans son ensemble pourrait représenter les parties distales à médianes d'un système deltaïque. Dans ces conditions, les silts basaux à coquilles et débris délestés représentent le prodelta tandis que les seconde et troisième unités représentent respectivement le front de delta inférieur et supérieur. Aucun assemblage de faciès sédimentaire pouvant représenter une hypothétique plaine deltaïque n'a été observé dans le secteur de St. Jean. Seules les plaines planes à 50-60 m d'altitude (jusqu'à 80 m) à discrets linéaments en tresses observés en morphologie, et dont l'origine est attribuée à un système fluviatile en tresse, pourraient correspondre à la plaine deltaïque associée à ce système de front de delta.

Les âges radiocarbones obtenus par analyse des coquilles indiquent des âges relativement tardifs par rapport à la déglaciation précoce du secteur, mais tout de même relativement anciens pour attribuer à la dynamique de dépôt de ce système deltaïque un régime hydrologique proglaciaire. Ainsi, les marges glaciaires continentales en retrait à l'intérieur des terres sont essentiellement vues comme fournissant un apport en eaux de fontes et sédiments glaciogéniques à ce système deltaïque, essentiellement *via* l'axe de la vallée structure et du bassin

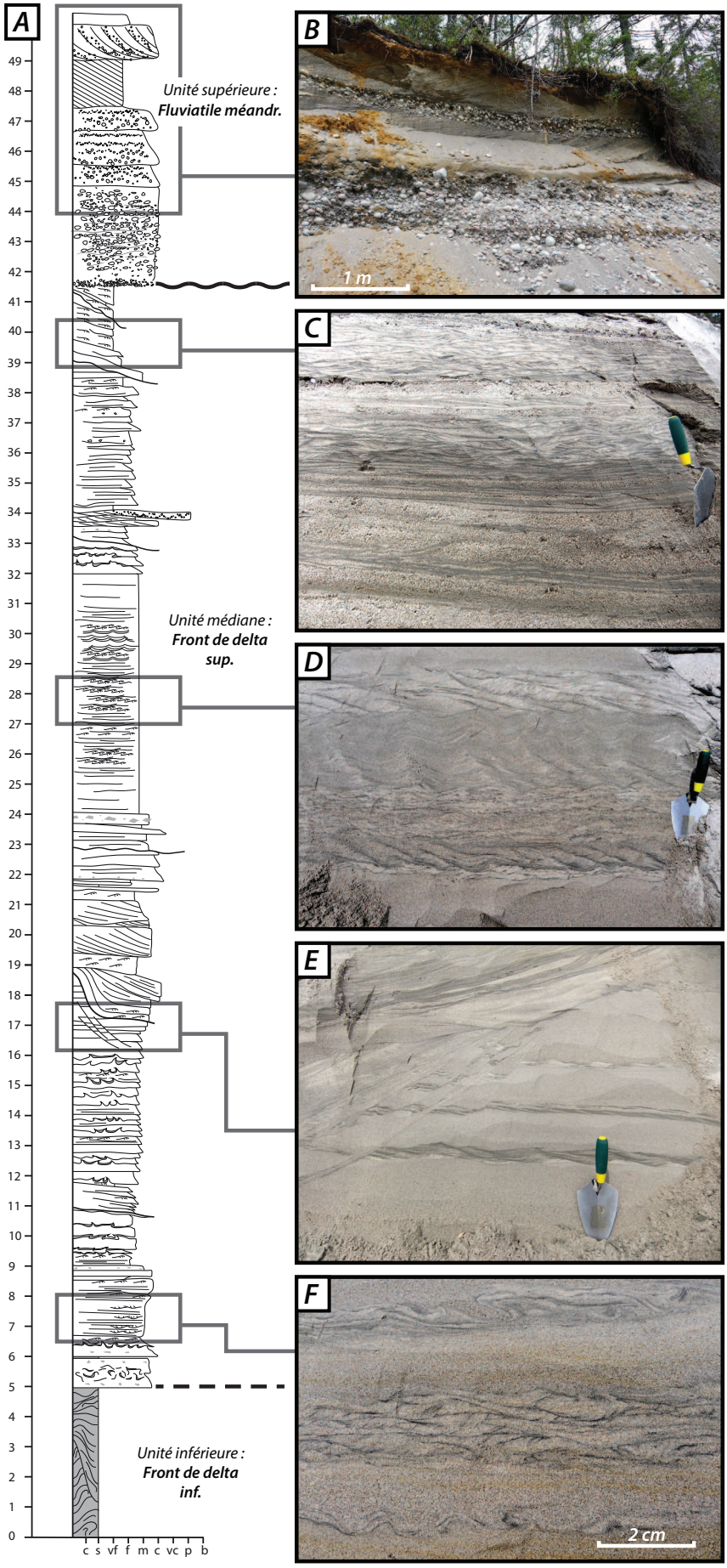
versant de la rivière St. Jean (régime proglaciaire des chapitres II et III). Cette hypothèse permet d'expliquer la cyclicité observée de l'unité basale silteuse. Ainsi, les faciès les plus fins se sont déposés durant l'hiver, c'est-à-dire pendant la forte réduction d'apports d'eaux de fontes. C'est pendant cette saison que la bioturbation a pu se développer, en l'absence de dépôt sédimentaire important. A l'inverse, les faciès plus grossiers, incluant les interlits sableux, proviennent de la mise en place printanière ou estivale d'importants nuages turbides flottants, issus de processus de fonte accrue. Ces nuages turbides ont pu générer des courants de turbidité basse densité, par effondrement gravitaire de ceux-ci (*convective instabilities ;* Parsons et al., 2001). La présence de débris délestés dans cette unité est problématique considérant qu'à la date de dépôt de cette unité, les marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien s'étaient déjà retirées loin à l'intérieur des terres, assujettissant de fait les débris délestés à une origine glacielle. L'interprétation d'un environnement prodeltaïque attribué à des faciès silteux à débris délestés avait déjà été effectuée dans le cas de Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III), où les âges radiocarbones avaient permis d'exclure une origine glaciomarine à ces dépôts.

5.4. Delta de fond de fjord

Le fond de la vallée structurale de la rivière St. Jean comporte une accumulation sédimentaire importante, d'au moins 50 m d'épaisseur, dont l'observation est permise par l'incision actuelle de la rivière. Un affleurement particulièrement bien dégagé (Fig. IV-3B) a permis la caractérisation détaillée de cette accumulation sédimentaire, dont la base (rivière actuelle) et le sommet se situent respectivement à 50 et 100 m d'altitude (Fig. IV-9). Considérant une épaisseur sédimentaire minimale de 50 m, une largeur moyenne de la vallée de 1 km ainsi qu'une longueur de plusieurs kilomètres à dizaines de kilomètres, en supposant que de tels dépôts sont présents partout, cette accumulation sédimentaire représente un volume de plusieurs km^3.

Cette série sédimentaire est subdivisée en trois unités, nommées unités inférieure, médiane et supérieure (Fig. IV-9). Des pendages de bancs inclinés vers l'aval d'environ 2-3° ont été observés dans l'unité médiane (Fig. IV-3B).

Fig. IV-9: *(A) Coupe sédimentologique du delta de fond de fjord. Voir Fig. IV-1C et IV-3B pour la localisation ; (B) Dépôts conglomératiques sommitaux attribués à une rivière méandriforme. Ces dépôts ne représentent pas l'équivalent proximal (plaine deltaïque) des faciès sous-jacents. (C) Alternance de sables moyens et fins à rides ; (D) Rides grimpantes montrant des variations dans l'angle de chevauchement indiquant des régimes hydrauliques changeant (E) Failles normales syn-sédimentaires dans les sables à granoclassement normal, indiquant des instabilités gravitaires dans le front de delta ; (F) Sables moyens à fins à rides grimpantes déformées par des figures de charges originaires d'échappement de fluide, perturbant le signal sédimentaire primaire.*


A
B
C
D
E
F
Unité supérieure :
Fluviatile méandr.
Unité médiane :
Front de delta
sup.
Unité inférieure :
Front de delta
inf.
1 m
2 cm
c s vf f m c vc p b

5.4.1. Description

L'unité inférieure n'est visible que sur les 5 m les plus inférieurs de la coupe sédimentaire, une potentielle continuation se trouvant sous la rivière actuelle. Cette unité inférieure est caractérisée par des faciès fins (silts) finement laminés mais dont la stratification est largement perturbée par des structures de charges, de convolutes et de *slump*, résultant en un motif chaotique de stratification. De très fins (échelle millimétrique) lits sableux sont observés entre les bancs silteux (Fig. IV-9A).

L'unité médiane mesure 37 m d'épaisseur et est très majoritairement sableuse. Cette partie est caractérisée par la présence de bancs sableux décimétriques, normalement granoclassés pour la plupart d'entre eux. Les bancs granoclassés se composent, de leur base au sommet, de sables moyens à lamines planes à rares galets mous infra-centimétriques (T_b, Talling et al., 2012) surmontés de sables fins à rides de courant (T_c), occasionnellement grimpantes, et drapées par des lits fins (< 1 cm) silteux (T_D). De manière presque ubiquiste, le sommet de ces bancs est intensément perturbé par des figures de charges très développées, brouillant le signal sédimentaire primaire (Fig. IV-9F). Des bancs faiblement ou non granoclassés, comptant pour moins de 40% de l'épaisseur totale de cette unité médiane, se composent alternativement de sables moyens à grossiers à lamines obliques ou de sables fins silteux à rides grimpantes (Figs. IV-9C et 9D). Ces dernières sont caractérisées par des variations importantes à l'échelle décimétrique de l'angle de chevauchement, passant d'angle subcritique à supercritique puis sinusoïdale (*sensu* Jobe et al., 2012). Dans de rares cas, le pendage des rides sinusoïdales montrent des inversions de paléo-courants (Fig. IV-9D). De nombreuses failles normales syn-sédimentaires sont observées dans les sables fins, de même que des glissements (Fig. IV-9E). Le tiers supérieur de cette unité médiane est caractérisé par une augmentation de la proportion des sables moyens, assignant ainsi à cette unité une granocroissance générale. Une large majorité des rides et lamines obliques indique des directions de paléo-courants vers l'aval de la vallée.

L'unité supérieure mesure moins de 10 m d'épaisseur et compose le sommet de la coupe sédimentaire, sur lequel se développe le sol et la forêt actuels. Cette unité montre un granoclassement normal. Sa base se compose majoritairement de galets jointifs très arrondis à matrice sableuse formant des bancs décimétriques à plurimétriques (Fig. IV-9B). Occasionnellement, des lamines obliques sont observées dans ces galets. La moitié supérieure de cette unité voit l'apparition de bancs d'échelle métrique formés de sables moyens à grossiers à lamines obliques, intercalés de bancs conglomératiques.

5.4.2. Interprétation

La granocroissance générale de cette accumulation sédimentaire, son volume important ainsi que la présence de structures sédimentaires (rides, obliques) attestant la présence de courants hydrauliques vers l'aval de la vallée indiquent que cette accumulation représente un système sédimentaire progradant dans la vallée structurale. Ce système progradant représente donc un delta de fond de fjord mis en place en contexte de NMR haut (au moins 100 m au-dessus du niveau actuel), lors de l'ennoiement de la vallée structurale par la Mer postglaciaire de Goldthwait. Dans un tel contexte, les unités inférieure et médiane représentent respectivement le front de delta inférieur et supérieur. L'unité supérieure se compose quant à elle de dépôts fluviatiles. Les lits pentés (environ 2–3°) observés dans l'unité médiane (Fig. IV-3B) représentent ainsi les *foresets* du front de delta. La paléo-bathymétrie de dépôt de ces trois unités correspond donc au moins —en contexte de régression forcée— à la différence d'altitude qui existe entre un faciès donné et le sommet de la série sédimentaire.

L'unité inférieure (front de delta inférieur) s'est développée à une paléo-bathymétrie d'au moins 50 m. Les faciès composant le front de delta inférieur ont probablement été déposés par la décantation d'un nuage turbide et/ou par des courants de turbidité basse densité, considérant la présence d'interlits sableux (Talling et al., 2012). Les abondantes structures de charges et de convolutes indiquent une latence d'instabilité gravitaire syn-dépôt, remaniant systématiquement les bancs fins déjà déposés.

L'unité médiane (front de delta supérieur) s'est quant à elle développée entre 50 (pour sa branche basale) et environ 10-20 m (branche sommitale) de bathymétrie. Les bancs sableux granoclassés sont interprétés comme des dépôts issus de courants de turbidité haute densité (Talling et al., 2012), tandis que les bancs sableux à lamines obliques dérivent de courants hydrauliques tractifs. L'absence de chenal turbiditique indique que les courants turbiditiques se sont développés en nappe (*sheet flow*). En l'absence de critère diagnostic, il n'est ici pas déchiffré si ces courants de turbidité dérivent de courants hyperpycnaux ou d'effondrements gravitaires à la tête du front de delta (Talling, 2014). Les sables fins silteux à rides grimpantes, quant à eux semblent indiquer de par leur caractère cyclique et soutenu une nature hyperpycnale (Zavala et al., 2010 ; Nutz et al., 2014), bien qu'aucun granoclassement inverse n'ait été formellement observé dans ces bancs (Mulder et al., 2001). La présence de failles normales syn-dépôt indique, à l'instar du front de delta inférieur, l'occurrence d'instabilités gravitaires probablement originaires d'une pente trop prononcée pour la stabilité de tels dépôts. Une parenté entre de telles instabilités gravitaires et la présence de dépôts turbiditiques est envisagée afin de suggérer une origine gravitaire aux dépôts turbiditiques. Les multiples convolutes et figures de charge observés dans les sables granoclassés indiquent des évènements de dépôts récurrents et

suffisamment rapprochés dans le temps pour empêcher l'évacuation de l'eau contenue dans la porosité des sables précédemment déposés. Ce front de delta supérieur est donc majoritairement sableux, relativement penté (2-3°) et parcouru par des courants de turbidité récurrents et non canalisés, qui ont permis une progradation rapide du système. L'absence de faciès attestant la présence de courants supercritiques (par exemple intervalles T_a, cyclic steps… Postma et al., 2009 ; 2014) contraste fortement avec le delta de fond de fjord de Portneuf (Cf. Chap. III), où de telles structures ont été abondamment observées.

L'unité supérieure est interprétée comme des dépôts fluviatiles. Considérant la quantité très importante de galets bien arrondis dans ces faciès sommitaux, ainsi que leur absence totale dans les unités médiane et inférieure, il est suggéré que cette unité sommitale ne corresponde pas à la plaine deltaïque associée au front de delta (Cf. Chap. III). Cette hypothèse est corroborée par la présence de terrasses sédimentaires à de plus hautes altitudes (120 m, Fig. IV-1), indiquant que la présente unité supérieure représente des chenaux fluviatiles déjà incisés dans l'ancien delta de fond de fjord. La présence de méandres abandonnés étagés de part et d'autre de la vallée atteste une telle hypothèse. Il est ici suggéré que ce sont les terrasses sédimentaires à 120 m —les plus hautes observées— qui correspondent à la plaine deltaïque associée au delta de fond de fjord.

La présence de cordons morainiques immédiatement à la tête de ce complexe deltaïque de fond de fjord, moins de 10 km en amont dans la vallée, les chenaux en tresse et les taux importants de progradation observés dans le front de delta indiquent une dynamique proglaciaire. Ce delta de fond de fjord correspond donc au remplissage de la vallée structurale laissée libre peu de temps auparavant par le retrait glaciaire, et envahie par la mer postglaciaire du fait de la flexure glacio-isostatique. L'absence de débris délesté dans le front de delta inférieur indique qu'un front glaciaire continental s'était déjà développé lors de la mise en place de ce delta, ainsi interprété comme un delta fluvioglaciaire (*sensu* Lønne, 1995). Considérant un tel environnement de dépôt proglaciaire, les sables fins à rides grimpantes à angle variant pourraient refléter les fluctuations cycliques diurnes dans le débit des rivières proglaciaires (Marren, 2005 ; Maizels, 2006 ; Nutz et al., 2014). La succession de plusieurs crêtes morainiques indique qu'aucune stabilisation pérenne de la glace n'ait été marquée à cet endroit. Le retrait glaciaire a plutôt été caractérisé par des stabilisations successives. Ainsi, la distance entre la marge glaciaire et le front de delta n'a fait qu'augmenter au cours du temps —du fait de la progradation et du retrait glaciaire— et permet d'expliquer en partie la différence de nature des facies qui existe entre le delta de fond de fjord de la rivière St. Jean et le delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie, tous deux interprétés comme des deltas fluvioglaciaires.

En l'absence de datation radiocarbone dans ce secteur, et en assumant que le front glaciaire de l'Inlandsis Laurentidien était localisé à l'endroit des moraines citées précédemment (*Québec North Shore)*, l'âge de ce delta est compris entre 10 800 à 10 000 ans cal BP. Un tel âge est cohérent avec les données d'isobases de Peltier et al. (2015) et Shaw et al. (2002), s'accordant pour attribuer un NMR à cet endroit et à cette date de 80 à 120 m (Cf. annexe VI).

5.5. Dépôts fluviatiles méandriformes et barres d'embouchures

Les dépôts sédimentaires constituant le remplissage des méandres abandonnés ont été observés à la faveur d'affleurements frais du fait du retrait de falaises côtières et de l'amplification des méandres actuels de la rivière (Fig. IV-2A et 10).

5.5.1. Description

Le remplissage des méandres abandonnés est constitué de sables moyens à grossiers à graviers et galets bien arrondis. Ces sables sont organisés soit en lentilles érosives, soit en nappe, et sont définis de manière ubiquiste par des lamines obliques bien marquées. Des bancs conglomératiques à galets jointifs bien arrondis quelquefois imbriqués sont fréquemment interstratifiés dans les bancs sableux. Par endroits, des débris ligneux sont entièrement emballés dans ces sables grossiers : des troncs d'arbres entiers (Fig. IV-10A) ainsi que des bois rongés par des castors ont été observés et prélevés en vue d'une datation radiocarbone (Table IV-1). Fréquemment, la surface basale de ces faciès est marquée par un horizon de vannage conglomératique (Fig. IV-10C). L'épaisseur des sables et galets constituant le remplissage des chenaux méandriformes abandonnés peut atteindre près de 10 m mais ne dépasse généralement pas les 2-3 m. Les méandres abandonnés proche de la ligne de rivage – notamment ceux intersectés par la falaise côtière actuelle— comprennent des faciès silteux, de 1 à 3 m d'épaisseur, surmontant les sables à obliques. Ces dépôts silteux sont très bien laminés et montrent des évidences de contraction-dilatation des lamines (Fig. IV-10B). D'abondants débris filandreux de matière organique non identifiée sont présents dans ces faciès silteux. Les méandres abandonnés de l'intérieur des terres ne comportent pas ces faciès fins laminés tandis que d'importantes accumulations de débris ligneux (troncs d'arbres enchevêtrés) sont fréquemment observées. Enfin, le sommet de la succession de remplissage des méandres abandonnés est constitué d'épaisses accumulations de tourbes, atteignant par endroits 2 m d'épaisseur (Fig. IV-10C). Quelques récurrences décimétriques de sables et galets sont parfois observées dans ces niveaux tourbeux.

Les affleurements formés par le retrait de la falaise côtière aux alentours immédiats de l'embouchure de la rivière St. Jean ont permis d'observer des faciès sableux fins caractéristiques,

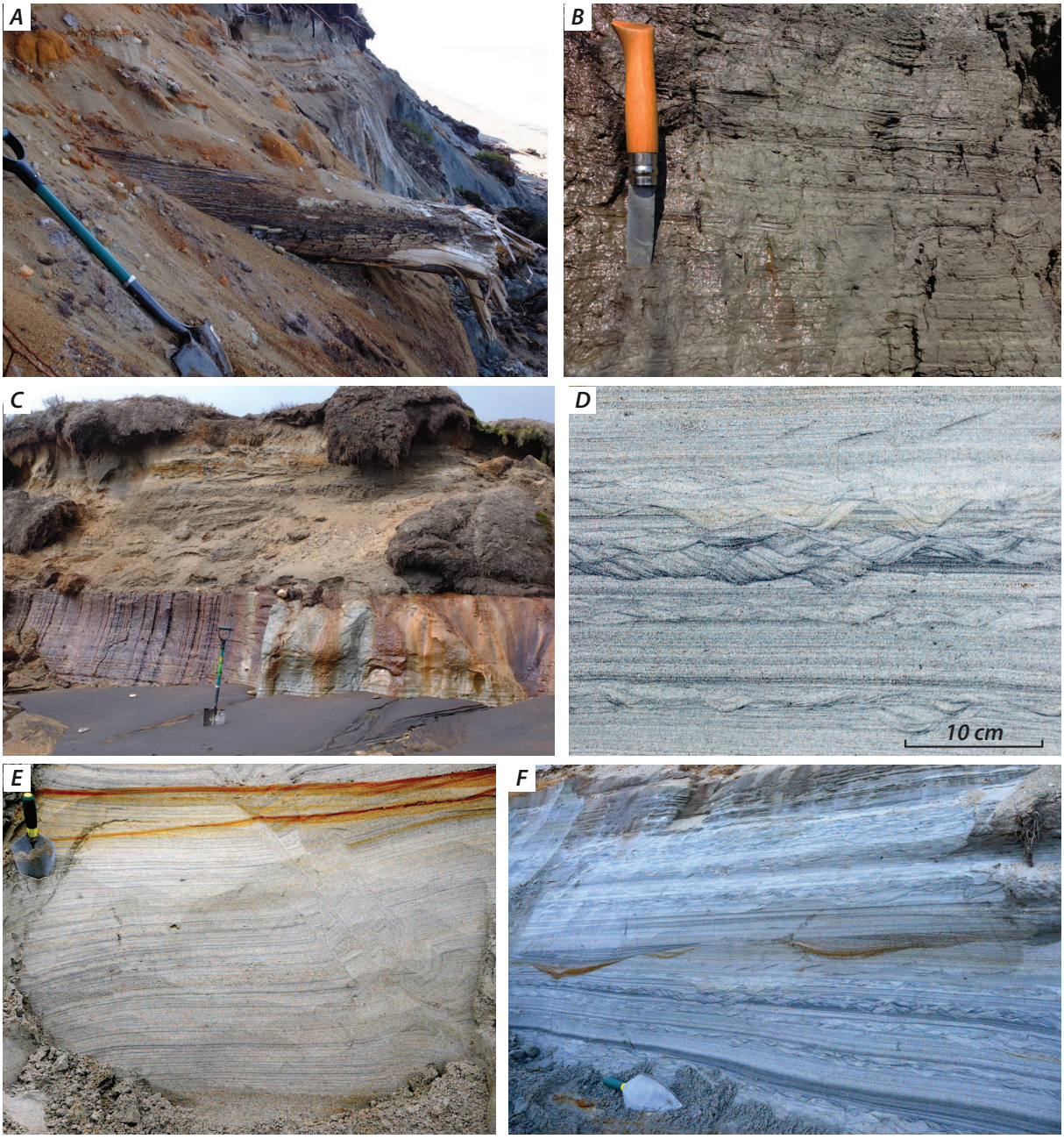


Fig. IV-10: *Planche photographique des dépôts fluviatiles méandriformes et barres d'embouchures associées : (A) Sables fluviatiles incluant des débris ligneux très bien conservés (ici, un tronc d'arbre daté à 4 690 ± 75 ans cal BP, éch. 12-1-A, table IV-1) ; (B) Rythmites tidales attribuées à des dépôts de schorre dans un chenal méandriforme abandonné ; (C) Discordance du remplissage (sables moyens à grossiers à lamines obliques et galets) d'un chenal méandriforme abandonné sur les dépôts prodeltaïques ; (D) Dépôts d'embouchures montrant une alternance de rides combinées et de lamines planes formées de sables fins à minéraux lourds ; (E) Lamines planes à minéraux lourds formant des dépôts épais de shoreface ; (F) Alternance de sables fins à lamines planes et rides combinées, interstratifiées avec des sables moyens à grossiers à lamines obliques formant des backsets.*

toujours localisés sous les faciès sableux et conglomératiques décrits précédemment. Il est à noter que bien que ces faciès sableux fins se trouvent toujours sous les faciès conglomératiques, l'inverse n'est en revanche pas toujours vrai : les faciès sableux et conglomératiques de remplissage des chenaux abandonnés ne reposent pas nécessairement sur les faciès sableux fins. Ces derniers se composent de sables fins quelquefois silteux et très bien triés à minéraux lourds. Ces sables sont finement stratifiés et montrent des alternances d'échelle décimétrique entre des lits à rides concaves et mamelonnées (*hummocky-shaped*) soulignées par des minéraux lourds et des lamines planes, également marquées par des niveaux fins à minéraux lourds (Figs. IV-10D à 10F). Cette alternance peut former des successions atteignant 2 à 3 m d'épaisseur (Fig. IV-10F). Des lentilles concaves d'échelle métrique à sables grossiers à graviers et granules sont occasionnellement interstratifiées dans les sables fins et montrant des lamines obliques à sigmoïdales pentées vers la terre (Fig. IV-10F).

5.5.2. Interprétation

La présence ubiquiste des sables à obliques et niveaux conglomératiques dans les méandres abandonnés indique de manière indubitable que ces dépôts sont originaires d'un système fluviatile méandriforme. Ils représentent ainsi les barres de fond de chenaux et les barres d'accrétion latérales (Miall, 1996). Les faciès silteux bien laminés à débris organiques filandreux représentent un environnement de schorre, qui s'est probablement développé lors de l'abandon du chenal fluviatile (court-circuit de méandre) et l'influence accrue des processus de marée. Enfin, les niveaux tourbeux sus-jacents représentent la chute de NMR et le développement d'une végétation continentale dans ces dépressions topographiques mal drainées que constituent les méandres abandonnés. Les récurrences sableuses et conglomératiques dans les dépôts tourbeux indiquent une réutilisation relativement éphémère des anciens méandres abandonnés par la rivière active (par exemple, le débordement du lit principal de la rivière active). Les accumulations importantes de troncs enchevêtrés représentent probablement des dépôts de lacs *oxbows* se développant après abandon d'un méandre et concentrant des débris végétaux.

Les rides concaves et mamelonnées sont interprétées comme des rides combinées (Dumas et al., 2006), développées sous l'influence mixte de courants hydrauliques tractifs et oscillatoires (vagues). Les lamines planes sont interprétées comme déposées par des courants hydrauliques tractifs en régime de lit plan inférieur. Les sables fins à rides et à lamines planes ont ainsi été déposés par une alternance de régimes hydrauliques plus ou moins dynamiques. La remarquable uniformité de ces faciès sur d'importantes épaisseurs (2-3 m) indique qu'ils ont été déposés en contexte d'apports sédimentaires relativement soutenus, et soumis à des influences stables. Les lentilles à lamines obliques et sigmoïdales sont quant à elles interprétées comme des

backsets, dont l'origine provient de courant supercritique (Massari, 1996). La présence de rides combinées et l'assurance d'apports sédimentaires conséquents indiquent que ces faciès sableux à rides et lamines planes représentent un environnement de dépôt de barres d'embouchures déposées en nappe (par exemple Schomacker et al., 2010). Par ailleurs, la présence de ces faciès à proximité des anciens méandres abandonnés, et en association avec les faciès de remplissage de ces chenaux fluviatiles indique un lien de parenté entre ces deux environnements de dépôt. Considérant que les faciès de remplissage de chenaux sont observés stratigraphiquement au-dessus des faciès fins à rides et lamines planes, ces derniers représentent l'équivalent distal des premiers, ce qui est cohérent avec l'interprétation de barres d'embouchures. Dans de telles conditions, l'alternance des rides combinées et des lamines planes pourrait représenter des processus cycliques, soit de marée, soit de variations saisonnières de débit fluviatile, tandis que les *backsets* pourraient représenter des périodes de crues.

5.6. Plage et *Shoreface*

5.6.1. Description

Le sommet des coupes sédimentologiques étudiées le long de la falaise côtière de la Baie de Magpie est caractérisé de manière ubiquiste par des faciès sédimentaires sableux, formant des nappes de quelques mètres (2 à 5 m) d'épaisseurs, et séparés des dépôts sous-jacents (argiles glaciomarines ou front de delta fluvioglaciaire) par un horizon de vannage (*lag*) conglomératique à galets bien arrondis (Fig. IV-11A). Ces faciès sont caractérisés par une couleur jaune-orange bien marquée, contrastant nettement avec les dépôts blanc-gris sous-jacents.

Deux unités sédimentaires verticalement superposées composent ces dépôts, chacune formant une moitié de l'épaisseur totale de ceux-ci. L'unité inférieure est majoritairement composée de graviers et galets jointifs bien arrondis et à lamines obliques. Ces dépôts montrent occasionnellement une granocroissance bien marquée d'échelle décimétrique. Au-dessus, des sables grossiers à lamines obliques et granoclassements normaux sont observés, formant des bancs d'échelle décimétrique (Fig. IV-11A). Un débris ligneux (éch. 16-1-B, table IV-1) prélevé à 12 m d'altitude immédiatement au-dessus du *lag* basal de cette unité a été daté à 6 090 ± 95 ans cal BP (Fig. IV-7).

L'unité supérieure est formée de sables moyens très bien triés à lamines planes subhorizontales, quelquefois érosives à faible angle (Fig. IV-11B). Les lamines planes sont soulignées par des minéraux lourds, ces derniers formant fréquemment des *placers* d'épaisseur décimétrique (Fig. IV-11C). Des lentilles à lamination oblique, également constituées de sables

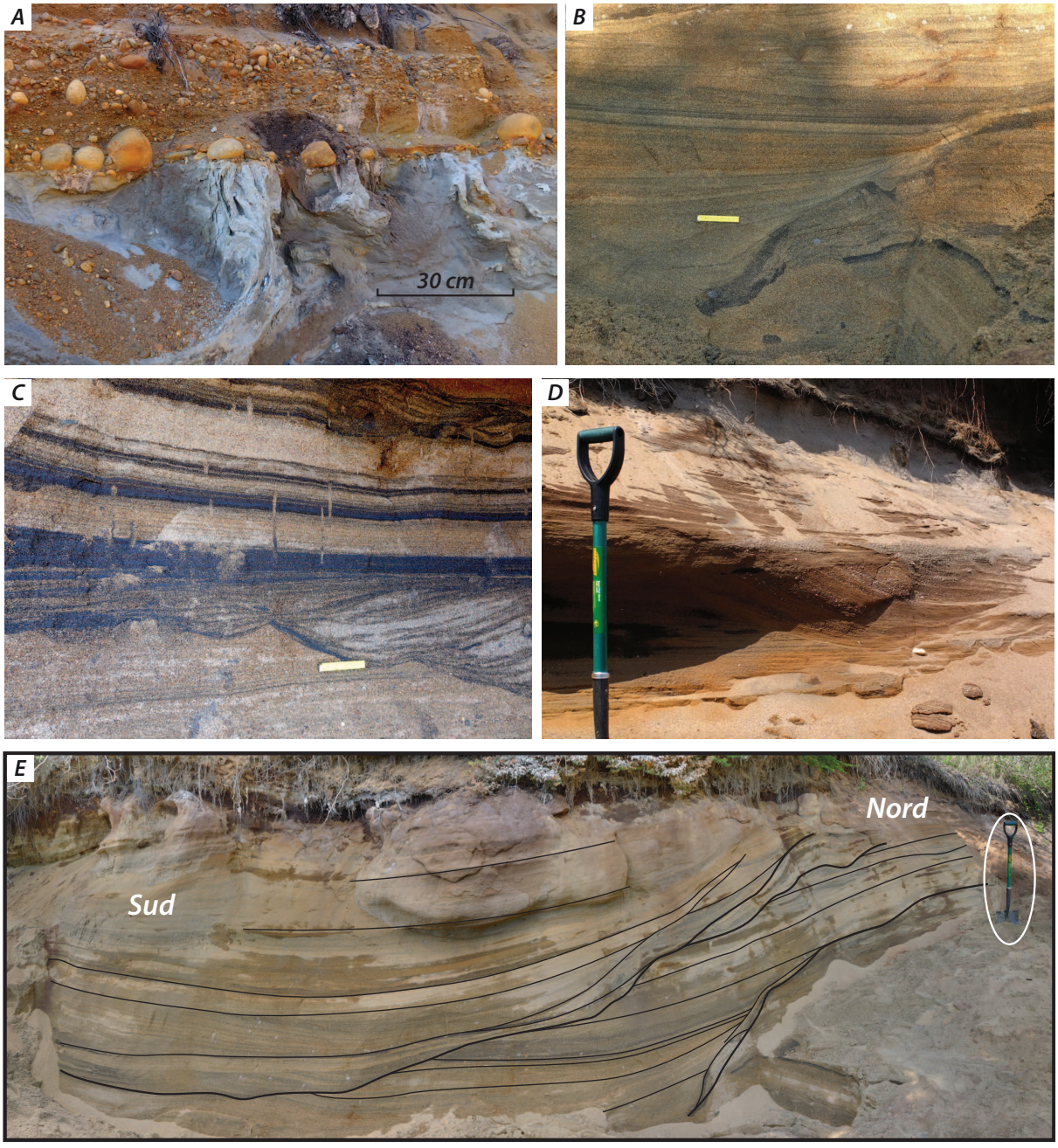


Fig. IV-11: *Planche photographique des dépôts littoraux (shoreface et plages) : (A) Horizon conglomératique de vannage à la base des dépôts littoraux. Les sables fins blancs sous-jacents constituent le remplissage d'un chenal turbiditique du delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie ; (B) Faciès de sables moyens bien triés à minéraux lourds. Noter la présence de géométries d'onlap, attribués à une paléo encoche littorale (voir Fig. IV-11E). La réglette jaune mesure 10 cm ; (C) Lamines planes et obliques dans des dépôts de plage. Noter les placers à minéraux lourds et la bioturbation ; (D) Détail des sables moyens et grossiers à graviers des dépôts de shoreface. Noter la présence de backsets (la mer se situe vers la gauche de la photo) ; (E) Photographie panoramique d'une paléo encoche littorale. Noter les troncatures et les onlaps des dépôts jeunes sur les dépôts plus anciens (la mer se trouve sur la gauche).*

moyens bien triés, sont occasionnellement interstratifiées dans les bancs à lamines planes. Des bioturbations verticales sont parfois observées dans ces faciès. Un angle de vue de l'architecture stratigraphique de cette unité supérieure selon une orientation perpendiculaire à la falaise côtière de la Baie de Magpie (Fig. IV-11E) a révélé la présence de structures d'érosions concaves plurimétriques et asymétriques, pentées vers la mer.

Un affleurement d'orientation nord-sud investigué le long de la berge ouest de l'embouchure de la rivière St. Jean a révélé des architectures stratigraphiques particulières (Fig. IV-12). Topographiquement, l'affleurement est défini par deux terrasses latéralement juxtaposées, sises à 16 et 6.5 m, pour les terrasses amont et aval respectivement, et séparées par un escarpement. Sous la terrasse la plus haute, les deux tiers inférieurs de la section sont composés des faciès décrits précédemment et interprétés comme formant un front de delta proglaciaire. Des sables fins à rides et lamines planes (dépôts de barres d'embouchures) et des faciès sableux conglomératiques à galets bien arrondis et à obliques (dépôts fluviatiles méandriformes) forment le tiers supérieur de la terrasse haute. Plus intéressantes sont les architectures stratigraphiques observées sous la basse terrasse. Les faciès fins silteux, dont le sommet descend vers la mer pour disparaître sous le niveau de la rivière actuelle, constituent une proportion décroissante de l'épaisseur de la section sédimentaire. La partie supérieure est constituée de *foresets* composites composés, de la base au sommet, de graviers et galets jointifs bien arrondis, de sables grossiers et graviers à lamines obliques, de sables moyens à grossiers bien triés à lamines planes parallèles aux *foresets* et à rares obliques et de sables moyens bien triés à lamines planes subhorizontales ou ondulantes. Les *foresets* sont pentés vers la mer à des angles compris entre 4 et 10°. Les lamines obliques dans les sables grossiers à graviers indiquent également des paléo-courants vers la mer tandis que les rares obliques dans les sables moyens à grossiers bien triés pentent vers la terre (Fig. IV-11D). Des érosions internes sont occasionnellement observées au sein de ces *foresets*. L'horizon séparant les faciès fins de front de delta inférieur et les faciès sablo-conglomératiques sommitaux est marqué par une surface d'érosion, mise en évidence par la troncature des lamines des faciès fins basaux, et marquée par un horizon de vannage conglomératique.

Une excavation d'origine anthropique dans la flèche littorale soulevée à 12 m d'altitude (Fig. IV-1D et 13) a permis l'observation des faciès formant cette flèche. Ceux-ci se composent uniquement de sables moyens à grossiers à graviers et galets et lamination oblique, définissant des *foresets* composites peu pentés (2-3°) vers l'est. Les lamines obliques indiquent une large gamme de paléo-courants, allant du sud-est au nord-ouest.

5.6.2. Interprétation

Spatialement associés avec les cordons littoraux et falaises côtières fossiles, et reposant de manière érosive sur les unités sédimentaires sous-jacentes, au sommet d'une séquence sédimentaire de régression forcée, ces dépôts sont interprétés comme relatifs à des cortèges littoraux de plage et de *shoreface*.

Plus spécifiquement, l'unité supérieure est interprétée comme des dépôts de plage, représentant les zones de déferlement et de *swash* (Clifton et al., 1971), incluant des placers à minéraux lourds (Gallaway et al., 2012). Les lentilles à lamines obliques sont ici interprétées comme des *rip channels*. Les érosions concaves observées dans un axe perpendiculaire aux paléo

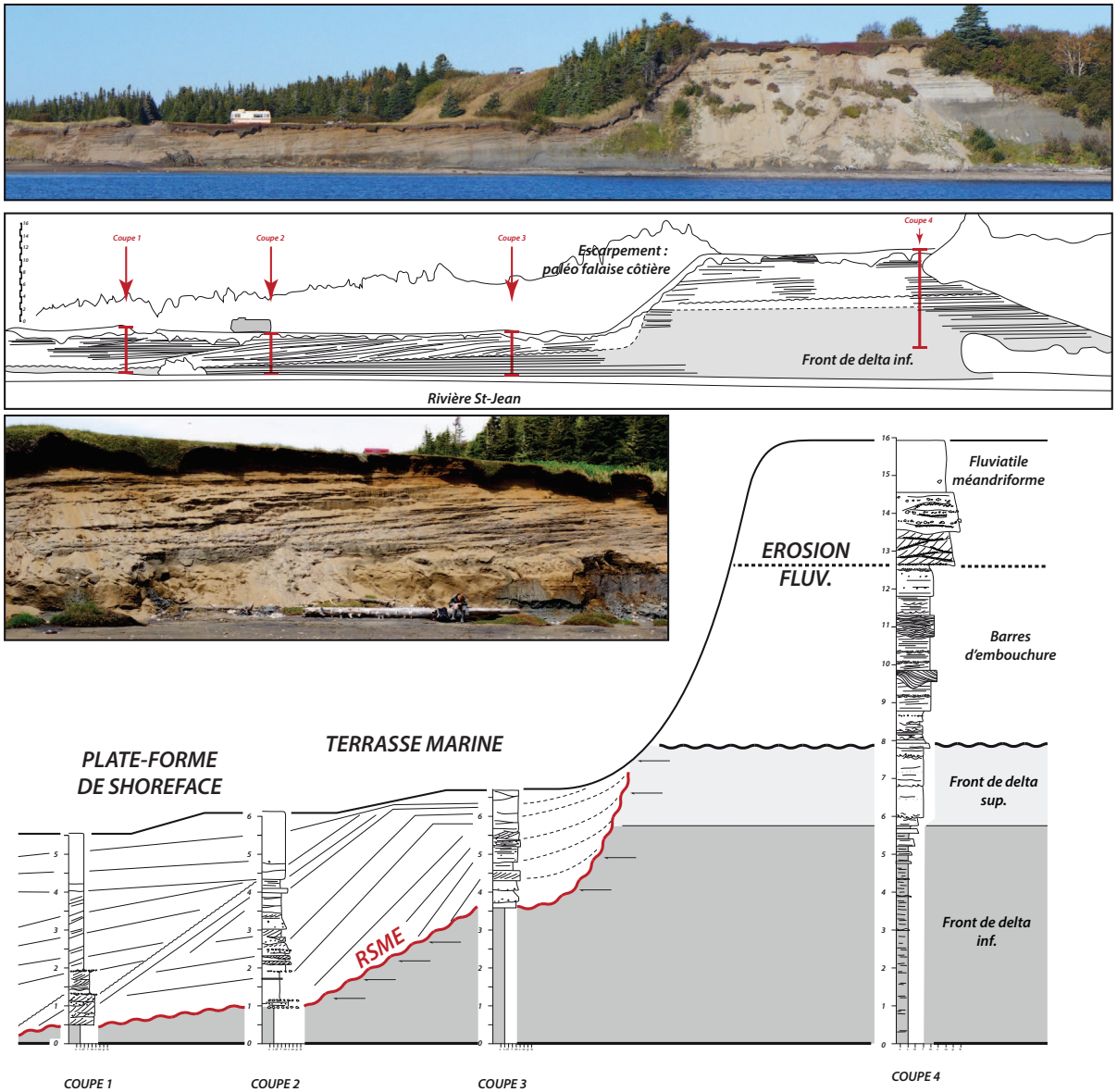


Fig. IV-12: *Figure illustrant une terrasse marine et les dépôts de shoreface associés. La caravane mesure 2 m de haut.*

cordons littoraux observés en plan représentent des encoches marines relatives à l'emplacement de dépôts littoraux successifs en condition de régression forcée (Erikson et al., 2007; Anthony, 2008) et représentant des micro falaises côtières (encoche d'érosion) subséquemment drapées par des dépôts de plage postérieurs (Cf. Chap. III). L'unité inférieure est quant à elle interprétée comme des dépôts de *shoreface*, du fait de sa position immédiatement sous les dépôts de plage, en continuité stratigraphique. Les dépôts grossiers représentent un dépôt issu d'un remaniement des unités sous-jacentes, dans ce cas du front de delta fluvioglaciaire.

La surface d'érosion basale de l'unité inférieure, marquée par une surface de vannage conglomératique, représente un hiatus temporel important entre les faciès deltaïques profonds et les dépôts littoraux (*shoreface*) de régression forcée plus jeunes (Fig. IV-7). Cette surface est donc interprétée comme la *RSME* (*regressive surface of marine erosion*, Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu, 2002 ; Swift et al., 2003 ; Fraser et al., 2005). Les unités inférieure et supérieure (*shoreface* et plage) sont séparées par une surface de ravinement de vague (Swift et al., 2003 ; Fraser e al., 2005).

Les faciès sédimentaires observés sous la terrasse inférieure (Fig. IV-12) de l'affleurement présent le long de la berge ouest de l'embouchure de la rivière St. Jean sont également interprétés comme des dépôts de plage et de *shoreface*. Les foresets pentés vers la mer indiquent une accrétion importante d'un tel système. Ainsi, les faciès à *foresets* représentent une plate-forme de *shoreface* (Swift et al., 2003), mise en place en contexte de NMR environ 6-8 m au-dessus du niveau actuel. La terrasse inférieure elle-même représente ainsi une terrasse marine fossile tandis que la terrasse supérieure est quant à elle interprétée comme représentant une relique d'un fond de chenal fluviatile méandriforme, lui-même reposant sur des dépôts d'embouchures. L'escarpement séparant les terrasses inférieure et supérieure représente une

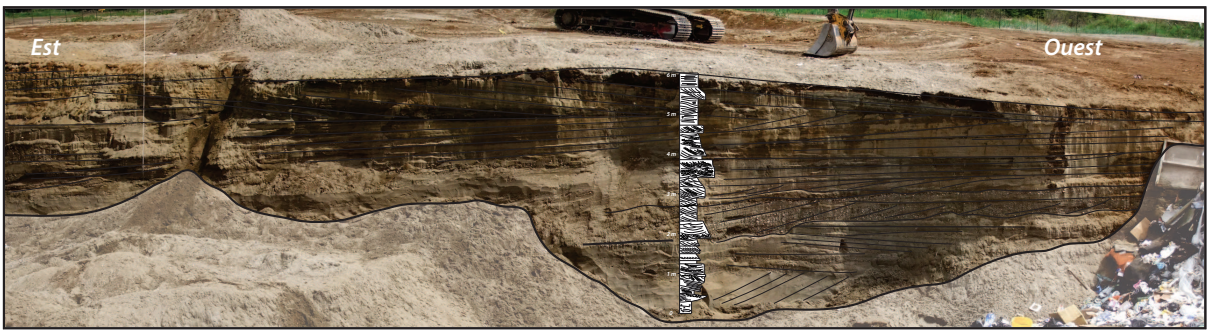


Fig. IV-13: *Coupe dans la flèche littorale à 12 m d'altitude, montrant des foresets composites pentés vers l'est, constitués de sables grossiers à graviers et galets et lamines obliques. Voir Fig. IV-1D pour localisation.*

paléo falaise côtière. Les sables moyens à grossiers bien triés à lamines planes sont interprétés comme des faciès de lit plan supérieur (faciès SGr3 dans chap. III), tandis que les lamines obliques pentées vers la terre représentent des *backsets* (Massari, 1996) et indiquent ainsi la contribution de courants supercritiques à l'accrétion du *shoreface*.

Les faciès sédimentaires formant la flèche littorale à 12 m confirment cette interprétation. Les lamines obliques formant des *foresets* composites et montrant de telles relations de paléo-courants entre les *foresets* eux-mêmes et les lamines obliques sont interprétées comme des barres sous-aquatiques formées par la dérive littorale et diffractées autour d'une flèche préexistante, et dont l'accrétion en domaine de *shoreface* permet à cette flèche de croître (Nielsen & Johannessen, 2009).

6. Le secteur de la rivière St. Jean : 10 000 ans d'évolution morphostratigraphique

L'évolution morphostratigraphique du delta de la rivière St. Jean et des alentours s'organise en 4 stades caractérisés par des modalités spécifiques de sédimentation incluant la position de la marge glaciaire, les variations de NMR, la dynamique des apports sédimentaires, les processus littoraux ainsi que l'héritage du cadre structural (Fig. IV-14). Ces 4 stades représentent une succession temporelle d'évènements qui voit la mise en place de différents environnements de dépôt : les transitions d'un stade à un autre ne sont cependant pas synchrones à l'échelle du secteur étudié (voir discussion dans chap. III). L'évolution morphostratigraphique est cependant très comparable à celle reconstituée pour le delta de Portneuf-Forestville, et l'on y distingue les mêmes stades, soit successivement : déglaciation, delta de fond de fjord, delta sur la mer ouverte et évolution paraglaciaire. Ceci montre bien le caractère général de ces études de cas (Cf. Chap. VI).

6.1. Stade A : Déglaciation

La déglaciation se marque par (i) la présence de moraines à l'embouchure de la vallée de la rivière Magpie et à la tête de la vallée de la rivière St. Jean ; et (ii) la mise en place d'un delta fluvioglaciaire. Une stabilisation glaciaire, débutant avant 9 500 ans cal BP et durant au moins 60 ans s'est produite dans le secteur de la rivière Magpie. Le développement de ce delta s'est fait en deux temps. Le premier correspond à la mise en place des faciès hétérolithiques associés au développement d'un front de delta et de chenaux-levées turbiditiques focalisant la majorité des évènements turbiditiques. Considérant un remplissage sableux de ces chenaux-levées, un lobe sableux s'est développé dans les parties les plus distales de ce front de delta. Un second épisode de mise en place de chenaux turbiditiques, érosifs dans les dépôts hétérolithiques antérieurs, est

interprété comme l'effet de la progradation générale du système deltaïque et de l'augmentation relative des évènements turbiditiques hors de l'axe des chenaux-levées. Les très nombreux évènements turbiditiques dans les chenaux-levées indiqueraient un lien génétique avec des apports sédimentaires soutenus et sont ainsi perçus comme étant physiquement connectés à des chenaux fluvioglaciaires qui les alimentent plus ou moins en continu (Figs. III-4 et III-17, Hughes-Clarke et al., 2012 ; 2014). Le caractère unique du chenal-levée, suggérant ainsi un *trunk channel*, contraste avec le système turbiditique de Portneuf-Forestville, où une multitude de chenaux (levées ou en incision) canalisaient les écoulements turbiditiques proglaciaires (Figs. III-4 et 17). A l'inverse, les dépôts turbiditiques sableux alternants avec des périodes

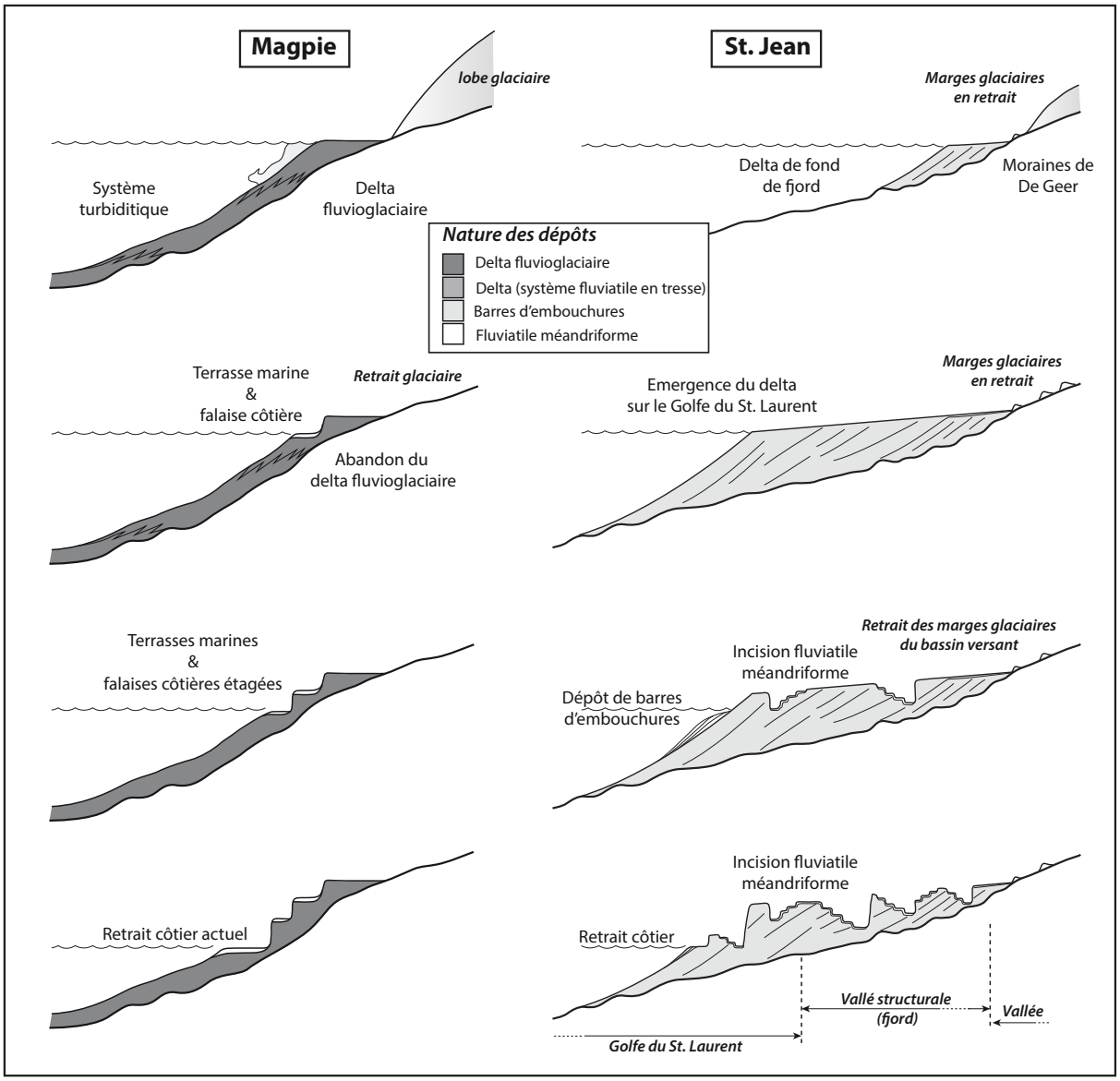


Fig. IV-14: *Synthèse 2-D de l'évolution du delta fluvioglaciaire de la Baie de Magpie (à gauche) et du delta de la rivière St. Jean (à droite) en contexte de chute de NMR.*

de calme (dépôts des faciès silteux) dans les chenaux incisés indiquent des évènements à la distribution plus aléatoire, possiblement répartis dans différents chenaux. La cessation finale des dépôts turbiditiques, associée à l'abandon de la surface à 80 m, est liée au retrait glaciaire définitif du secteur de la rivière Magpie.

La période de stabilisation glaciaire ayant permis la mise en place du delta fluvioglaciaire (plaine à 80 m et *foresets*/chenaux turbiditiques associés), ou tout du moins les derniers stades de stabilisation à Magpie, était associée à un NMR avoisinant 80 m. Si l'on considère un modèle de flexure différentielle d'au moins 40 m pour 50 km, soit environ 0.8 $m.km^{-1}$, donné par les cartes d'isobases (Cf. Chap. VI, Shaw et al., 2002 ; Peltier et al., 2015), un NMR à 80 m d'altitude sur la côte aurait permis la présence d'un NMR à 40 km à l'amont de la vallée structurale de la rivière St. Jean, à des altitudes de 120 m, rendant possible l'hypothèse d'un delta de fond de fjord contemporain du delta fluvioglaciaire de la rivière Magpie.

6.2. Stade B : Delta proglaciaire de fond de fjord

Le retrait glaciaire de la zone de Magpie et l'abandon du delta fluvioglaciaire s'accompagne d'un arrêt définitif des apports sédimentaires et de l'initiation du remaniement des anciens dépôts par les processus littoraux. En revanche, dans l'axe de la vallée structurale de la rivière St. Jean, envahie par la Mer de Goldthwait, les apports sédimentaires se maintiennent, malgré le retrait glaciaire, du fait de la focalisation par la vallée structurale des flux proglaciaires collectés au-delà de la limite marine. Le système fluvioglaciaire en tresse alimentait un système deltaïque de fond de fjord. L'identification de ce delta de fond de fjord dans la vallée structurale de la rivière St. Jean (Fig. IV-9), alimenté par des fronts glaciaires en cours de retrait, confirme le modèle proposé pour la vallée structurale de la rivière Portneuf (Cf. Chap. III).

L'imbrication des systèmes fluviatiles en tresse et des crêtes morainiques à l'amont de la vallée de la rivière St. Jean n'a pas permis de déterminer clairement les relations stratigraphiques qui existent entre eux. Toutefois, les chenaux en tresse intersectant par endroits les crêtes morainiques (Fig. IV-3D), il est clair qu'une partie au moins des chenaux en tresse est postérieure à la mise en place des complexes morainiques.

6.3. Stade C : Delta proglaciaire sur le Golfe du St. Laurent

Des taux d'apports sédimentaires importants ont permis au delta de fond de fjord d'émerger sur le Golfe du St. Laurent, vers 9 000 ans cal BP (voir plus bas, courbe NMR). Du fait de l'émergence du système deltaïque sur le Golfe, et donc de l'approfondissement et de l'élargissement du dépocentre, le taux de progradation a mécaniquement chuté. Néanmoins, un lobe deltaïque protubérant sur le Golfe s'est développé, toujours alimenté par la dynamique

fluviatile en tresse. Les sédiments déposés immédiatement à l'est de l'embouchure de la vallée structurale de la rivière St. Jean à 70 m d'altitude, indique que le remplissage de toute la vallée structurale par les dépôts deltaïques s'est effectué très rapidement, peu de temps après l'abandon du delta fluvioglaciaire de la rivière Magpie.

6.4. Stade D : Remaniement paraglaciaire

Le remaniement paraglaciaire[1] comprend, comme à Portneuf (chapitre III), la mise en place de cortèges littoraux (plages et *shoreface*) et l'incision des méandres fluviatiles. Le thalweg des méandres abandonnés les plus hauts topographiquement est positionné autour de 30 m, altitude minimale à laquelle la dynamique fluviatile a opéré sa transition d'un système en dépôt vers un système en incision. Ainsi, l'âge minimum de cette transition est 8 000 ans cal BP (Fig. IV-15). En effet, une altitude de 30 m au-dessus du niveau marin, correspondant à un âge de 8 000 ans cal BP environ, est cohérente avec les données régionales d'isobases (Shaw et al., 2002). Comme proposé précédemment (chap. II et III), une telle transition est interprétée comme la conséquence du retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien hors du bassin versant de la rivière St. Jean. Il s'agit de la transition pro- à paraglaciaire (Fig. III-18). La reconstruction des fronts glaciaires de l'inlandsis (Fig. IV-1A, Occhietti et al., 2011) indique qu'à cette date, le bassin versant de la rivière St. Jean était en effet presque entièrement déglacé.

La chute drastique des apports sédimentaires glaciogéniques a conduit à la transition d'un système fluviatile en tresse à des méandres incisés. Parallèlement, cette réduction d'apport sédimentaire entraine l'arrêt quasi total de la progradation deltaïque. La focalisation des apports fluviatiles consécutive à l'incision restreint les dépôts à l'embouchure de la rivière et, latéralement, conduit à une érosion côtière. Hors de la zone de dépôt des barres d'embouchures, les structures des complexes littoraux se développent en « discordance » sur les anciens dépôts deltaïques et fluvioglaciaires.

Le remaniement des dépôts juxtaglaciaires de la Baie de Magpie par des processus littoraux est lui aussi interprété comme relatif à une dynamique paraglaciaire, mais il intervient plus précocement (vers 9 300 ans cal BP). Ainsi, ce remaniement est contemporain de la progradation d'un delta de fond de fjord proglaciaire. Ce déphasage illustre que la transition pro- à paraglaciaire est un phénomène diachrone même à l'échelle locale, dépendant du motif de retrait glaciaire mais également de la topographie héritée du socle sous-jacent, inhibant par endroits une sédimentation proglaciaire mais la prolongeant ailleurs (Ballantyne, 2002 ; Slaymaker, 2011).

1 Voir section III-7 pour une définition du paraglaciaire

6.5. Synthèse

Le schéma global d'évolution sédimento-stratigraphique en quatre stades du complexe deltaïque de St. Jean est en accord avec les évolutions des deltas de Portneuf-Forestville et de Sept-Îles. Cette étude de cas supplémentaire permet non seulement une généralisation du schéma stratigraphique à l'ensemble de la Côte Nord (cf. Chap. 6) mais également d'approfondir notre compréhension de ces systèmes deltaïques notamment pendant leur évolution paraglaciaire. En particulier, deux questions apparues avec l'étude du delta de Portneuf-Forestville (Chap. III), mais laissées en suspens, peuvent ici être développées à la lumière de l'étude sur le delta de la rivière St. Jean : (1) quels liens existent entre la dynamique fluviatile méandriforme et la chute de NMR ; (2) quelle est la signification des terrasses marines en contexte de régression forcée par le rebond glacio-isostatique.

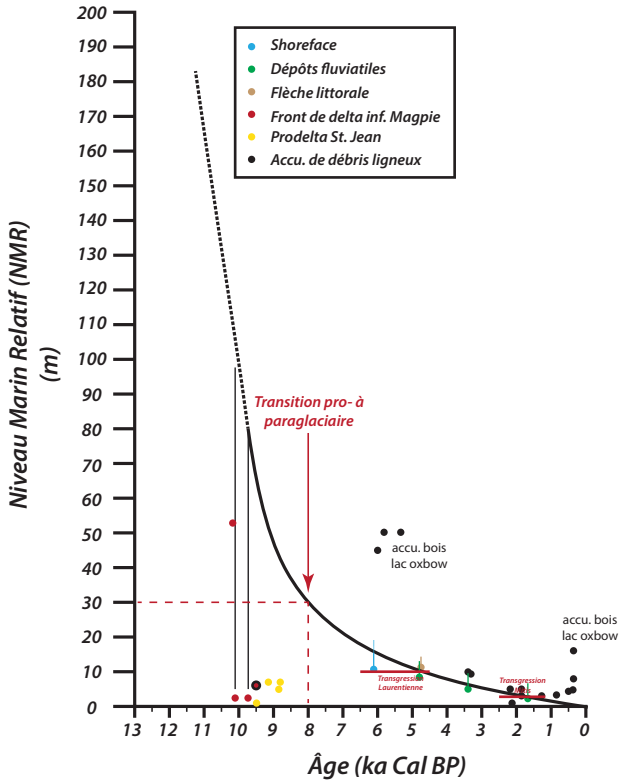


Fig. IV-15: *Courbe de NMR pour le secteur de St. Jean. Les points représentent les échantillons datés (voir table IV-1).*

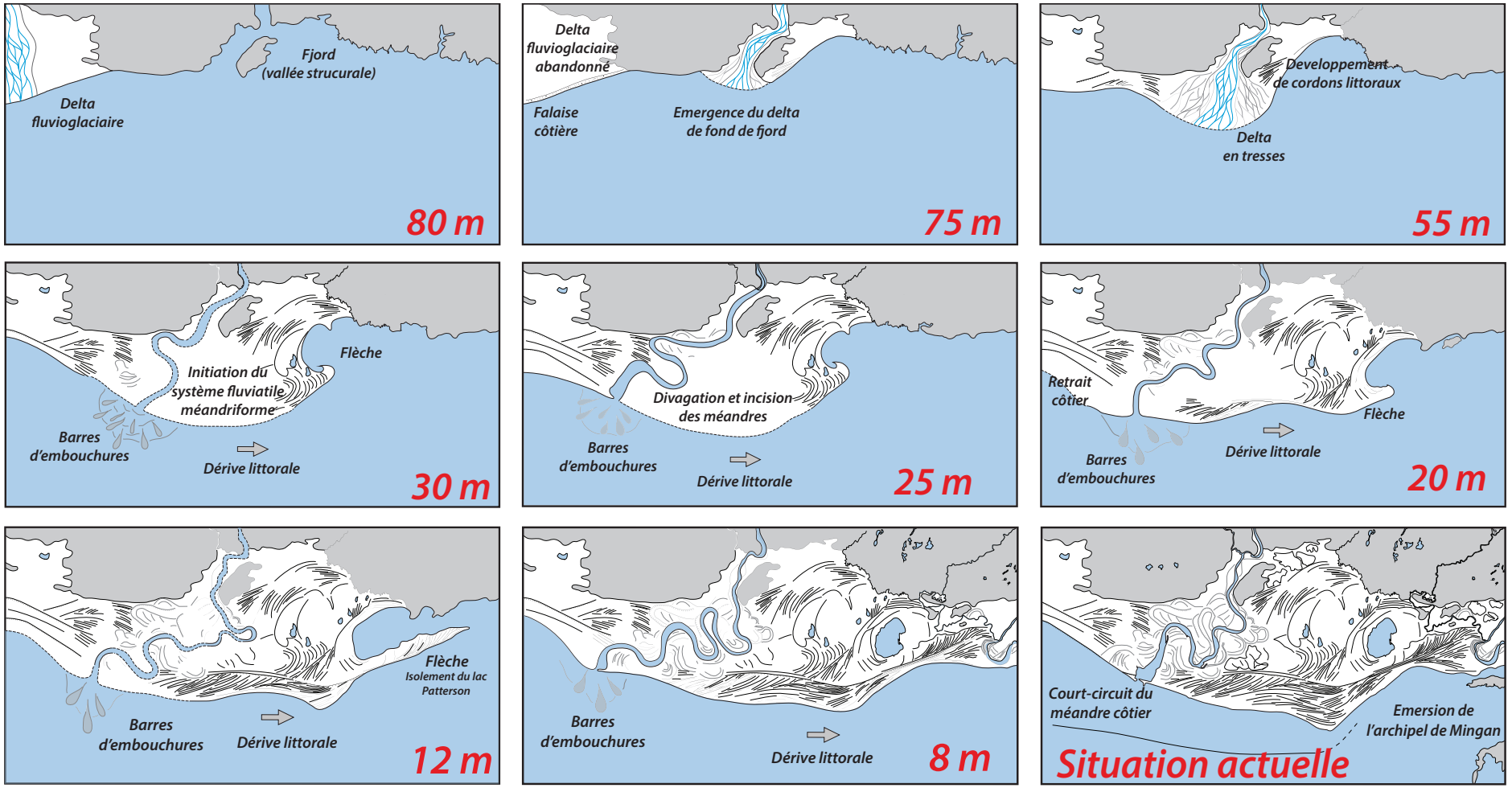


Fig. IV-16: *Reconstruction paléogéographique de l'évolution morphostratigraphique du secteur de St. Jean, avec une attention particulière portée sur la répartition et l'abandon successifs des méandres au cours du temps et de la chute de NMR. Les altitudes en rouge indiquent le NMR contemporain de chaque étape. Voir Fig. IV-15 pour les âges associés.*

7. Dynamique fluviatile en régression forcée glacio-isostatique

7.1. Méandres vs. Tresses

De manière générale, une modification des paramètres extérieurs influençant la dynamique fluviatile se traduit au sein des rivières par des périodes d'aggradation/d'incision et/ou par la modification du style fluviatile (Blum & Törnqvist, 2000 ; Blum et al., 2013). Classiquement, des périodes d'incision sont interprétées comme le reflet d'une chute de niveau de base tandis que le passage d'un système en tresse à un système méandriforme est généralement interprété comme une réduction des apports de sédiments et d'eau (Blum & Törnqvist, 2000 ; Blum et al., 2013). Toutefois, ce dernier mécanisme peut également forcer des périodes d'incision de rivière paraglaciaire dans d'anciens dépôts liés aux périodes glaciaires (par exemple Bridgland, 2000 ; Brocard et al., 2003). L'existence d'un système méandriforme est classiquement liée à une faible charge sédimentaire, une fraction fine importante et une faible énergie de rivière (Schumm, 1986), mais surtout à la présence de végétation, permettant une stabilisation des berges par consolidation physique et production/rétention des minéraux argileux (Davies & Gibling, 2010a ; 2010b). A l'inverse, les rivières en tresse sont favorisées par une granulométrie et une charge sédimentaire importantes. Les profils longitudinaux des rivières méandriformes sont caractérisés par des pentes faibles, typiquement comprises entre 0.001 et 0.012 ; des pentes plus importantes favorisant le développement de systèmes en tresse (Schumm & Khan, 1972). Ainsi, une même rivière peut voir sa morphologie évoluer (tresse – méandre) au cours du temps (Blum & Törnqvist, 2000) ou de l'espace (Crosato & Mosselman, 2009).

Une transition d'un système en tresse à un système méandriforme est classiquement observée durant le Pléistocène Supérieur, au moment du déclin des Inlandsis Laurentidien et Scandinave, du fait d'une réduction des apports sédimentaires glaciogéniques et d'eaux de fontes dans les bassins précédemment englacés (Knox, 1983 ; Schumm & Brackenridge, 1987 ; Starkel, 1995 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Blum et al., 2013), mais également dans des zones loin de l'influence de la glace, du fait d'un changement de végétation lié au réchauffement global (Leigh, 2006). Une telle transition peut être progressive et se marquer par une décroissance au cours du temps de la taille des méandres, réfléchissant la décroissance progressive des apports en eaux (Dury, 1964a ; 1964b ; 1965 ; Sala, 2004 ; Leigh, 2006 ; Bristow, 2009). Un tel système, nommé chenaux sous-ajustés (*underfit streams*), comprend ainsi une ceinture de chenaux méandriformes, incluant le chenal actif, dont les méandres sont de loin moins amples que ceux formant la vallée, eux-mêmes issus d'un ancien système fluviatile méandriforme caractérisé par

des débits beaucoup plus importants que le système actuel.

Enfin, une surrection différentielle, d'origine tectonique ou de rebond glacio-isostatique par exemple, peut également forcer la transition d'un système en tresse à méandriforme ou inversement, dépendamment de la localisation de la surrection : une surrection à la tête d'un bassin versant forçant potentiellement la mise en place d'une dynamique en tresse (augmentation de la pente) tandis qu'une surrection de la côte mènera plutôt à une dynamique méandriforme (Holbrook & Schumm, 1999 ; Schumm et al., 2002 ; Zámolyi et al. 2010).

7.2. Réponse des profils longitudinaux à une chute de NMR

Le profil longitudinal d'une rivière méandriforme atteignant la mer est de forme exponentiellement décroissante (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013). La pente et la courbe de ce profil dépendent des variations de NMR (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Shen et al., 2012), du débit et de la charge sédimentaire de la rivière considérée (Schumm, 1993 ; Rittenour et al., 2007 ; Blum et al., 2013), de la nature du substratum et de la présence de niveaux de base locaux, comme des lacs ou des seuils composés de lithologies plus compétentes, qui altèrent la régularité du profil par la formation de ressauts topographiques (par exemple Tooth & McCarthy, 2004 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012). Une dynamique d'incision fluviatile se produit si un ou plusieurs des paramètres cités précédemment forcent le profil longitudinal de la rivière à s'abaisser. Une chute de NMR, ou de tout autre niveau de base, va ainsi classiquement forcer une incision fluviatile (Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Catuneanu & Zecchin, 2013) dans le cas où le temps d'équilibrage du système fluviatile est inférieur à la durée de l'abaissement du niveau de base (Swenson & Muto, 2007 ; Shen et al., 2012 ; Nijhuis et al., 2015). Néanmoins, l'influence d'une telle chute de niveau de base sur l'incision fluviatile ne va être effective que sur les segments les plus avals d'une rivière, dont l'extension vers l'amont dépend en partie de la taille du système fluviatile dans son ensemble ainsi que du temps de fonctionnement d'un tel système (Cf. I-2). En d'autres termes, seule la portion d'une rivière la plus proche de son embouchure va réagir aux variations de NMR tandis que l'influence de ces dernières diminuera vers l'amont jusqu'à devenir négligeable à partir d'un certain point (Bonnet et al., 1998 ; 2000 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Shen et al., 2012). La migration vers l'amont de l'incision fluviatile se matérialise par la migration de seuils (*knickpoint*), à des vitesses dépendantes notamment de la lithologie du substratum, de la taille du bassin versant et de l'amplitude de la chute du niveau de base. Des vitesses de migrations pouvant atteindre plusieurs kilomètres par an ont été observées (Mosley, 1984 ; Van Heijst & Postma, 2001a ; Crosby & Whipple, 2006 ; Loget & Van den Driessche, 2009). Des lithologies peu compétentes facilitent une migration très rapide de ces seuils vers l'amont,

permettant ainsi au profil longitudinal de la rivière d'atteindre relativement rapidement un état d'équilibre vis-à-vis du niveau de base. Au contraire, la présence de lithologies plus dures, par exemple exhumées lors de l'abaissement d'un profil longitudinal de rivière, va créer des seuils faiblement érodables, entrainant un retard d'ajustement de la rivière par rapport au niveau de base, et forçant une augmentation du taux de sinuosité de la rivière en amont de ces seuils par l'instauration de niveaux de base locaux intermédiaires (Tooth et al., 2004).

7.3. Application à la zone d'étude

Sur la Côte Nord du St. Laurent, à Portneuf ou sur la rivière St. Jean, nous avons constaté que le retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien hors des bassins versants a entrainé une transition d'un système en tresse vers un système méandriforme. Ceci est interprété comme une réponse à la chute drastique des apports sédimentaires et des eaux de fontes. La chute de NMR simultanée, due au rebond glacio-isostatique, a quant à elle forcé une incision des rivières dans leurs anciens dépôts deltaïques.

En ce qui concerne la rivière St. Jean, et à l'inverse de la rivière Portneuf, nous notons l'absence de seuil de socle. Considérant la nature meuble des anciens sédiments deltaïques ré-incisés, il est suggéré ici que la rivière opérait un rééquilibrage continuel de son profil longitudinal, suivant pas-à-pas la chute de NMR. La forte érodabilité du substrat meuble a permis un temps d'équilibrage extrêmement court et une réponse « en temps réel » sur les 10-15 km les plus avals du système (vallée tampon, Holbrook & Bhattacharya, 2012). Suivant cette hypothèse de travail, les méandres côtiers abandonnés à différentes altitudes constituent un proxy extrêmement précis de l'altitude de la ligne de rivage et donc du NMR au moment de l'abandon d'un méandre. La datation des méandres côtiers abandonnés permet une reconstruction directe de la courbe de NMR, en considérant l'altitude d'un méandre côtier comme représentative du NMR contemporain. Une incertitude d'au plus quelques mètres existe, du même ordre de grandeur que celles liées au marnage tidal ou à la profondeur des chenaux.

Les méandres abandonnés de la rivière St. Jean ont des indices de sinuosité et des largeurs et profondeurs de chenaux similaires à ceux de la rivière actuelle. Il en est ainsi déduit que les régimes hydrologiques de la paléo rivière St. Jean, responsables de la mise en place des méandres étagés, étaient similaires au régime hydrologique actuel (Leigh & Feeney, 1995 ; Leigh, 2006). En d'autres termes, aucun phénomène de sous-ajustement de chenaux (*underfit streams*) n'a été observé, la dynamique méandriforme n'a ainsi que très peu (voire pas du tout) évolué depuis la transition pro- à paraglaciaire. Ceci indique donc que la transition d'un système fluviatile en tresse au système méandriforme actuel s'est déroulée de manière relativement abrupte, sans décroissance progressive des apports en eaux, et que ce système méandriforme est

ensuite resté stable jusqu'à aujourd'hui.

A l'inverse de la rivière St. Jean, la rivière Portneuf (Fig. III-2) ne montre pas une aussi forte concentration de méandres abandonnés, tandis que son profil longitudinal est marqué par la présence de seuil de socle, lui conférant un aspect en escalier. Ainsi, depuis l'émergence de ces seuils de socle lors de l'incision de la rivière, le profil de cette dernière n'est plus ajusté sur le NMR mais plutôt sur ces seuils de socle, formant des niveaux de base locaux. Leur très faible érodabilité (roches métamorphiques et ignées grenvilliennes) n'a pas permis à la rivière de s'ajuster. Au contraire, des méandres ont pu se développer à l'amont de ces seuils, en réponse à l'augmentation de l'érosion latérale à la place de l'incision verticale (Tooth et al., 2004). Les méandres abandonnés à 65, 35 et 25 m ne montrent quant à eux aucun seuil de socle sur leurs parcours. Il en a donc été déduit au chapitre III que la proto rivière Portneuf à ces altitudes était, à l'instar de la rivière St. Jean actuelle et ancienne, en équilibre avec le NMR (Fig. III-19).

Les méandres abandonnés et étagés (ceinture de chenaux) observés dans le secteur de St. Jean semblent être répartis également de part et d'autre du court de la rivière actuelle (Fig. IV-1D). Ceci suggère un motif de rebond glacio-isostatique dont l'azimut des isobases était strictement parallèle à la côte ; un rebond différentiel (atteignant 1 $m.km^{-1}$, Shaw et al., 2002 ; Peltier et al., 2015) de part et d'autre de la rivière, c'est-à-dire des courbes d'isobases obliques à la côte, aurait fait migrer les méandres préférentiellement vers le côté subissant la plus forte flexure glacio-isostatique résiduelle (par exemple Alexander et al., 1994).

7.4. Le NMR à St. Jean

Les dépôts fluviatiles des différents méandres étagés ont été datés au radiocarbone sur des débris ligneux (branches et troncs d'arbres) prélevés dans ces dépôts (Table IV-1). Ces dates ont été positionnées dans un diagramme temps – NMR afin de proposer une courbe de variation de ce dernier (Fig. IV-15). Pour les périodes plus anciennes (8 000–10 000 ans), ce sont les coquilles associées aux argiles prodeltaïques et du delta fluvioglaciaire de la rivière Magpie qui ont été utilisées, en supposant que le NMR au moment du dépôt des coquilles est marqué par la terrasse à 80 m (plaine deltaïque). Un débris ligneux (éch. 15-1-A) prélevé dans une flèche littorale à 12 m d'altitude (localisation Fig. IV-1) a donné un point supplémentaire. Il est cependant à noter que deux biais peuvent intervenir dans la construction de cette courbe de NMR essentiellement basée sur les morphostructures et dépôts fluviatiles. Premièrement, les débris ligneux trouvés en abondance dans les méandres abandonnés montrent fréquemment des âges aberrants, trop jeunes de plusieurs milliers d'années par rapport à d'autres échantillons prélevés à la même altitude. Il apparaît que ces échantillons ont été exclusivement prélevés dans des accumulations de débris ligneux, se trouvant stratigraphiquement au-dessus des dépôts

directement associés aux chenaux fluviatiles. Ce biais résulte probablement de l'accumulation de bois dans des lacs de type *oxbow*s occupant les méandres abandonnés rapidement surélevés par rapport à un NMR contemporain. Seuls les débris ligneux emballés dans des faciès fluviatiles (sables conglomératiques à lamines obliques) sont directement utilisables, les autres ne fournissant qu'un âge minimum.

Le second biais provient du fait que les anciens dépôts fluviatiles proche d'une paléo ligne de rivage se situaient en fait sous le NMR contemporain, du fait d'une position altitudinale des thalwegs de chenaux (embouchure de la rivière) sous le NMR (par exemple Hart & Long, 1996). Dans le présent cas d'étude, le fond du chenal de la rivière St. Jean à son embouchure atteint environ 5 m de profondeur, valeur pouvant varier en fonction du marnage. Une telle profondeur est donc extrapolée aux dépôts fluviaux anciens afin de calibrer le NMR. Les sables fluviaux au fond d'un chenal, et leur éventuel contenu en débris ligneux, se trouvaient ainsi à 5 m sous le NMR contemporain.

La courbe de NMR obtenue à partir des âges des méandres abandonnés (Fig. IV-15) montre un profil exponentiellement décroissant, caractéristique d'une zone soumise à une régression forcée par le rebond glacio-isostatique, et similaire aux autres courbes régionales (Sala & Long, 1989 ; Boulton, 1990 ; Shaw et al., 2002 ; Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015 ; Cf. Chap. II & III). Une reconstruction paléogéographique de mise en place des différents méandres a été établie, sur la base de cette courbe de NMR et des âges des différents méandres abandonnés et étagés (Fig. IV-16). Par extrapolation depuis cette courbe de NMR, l'altitude des plages et cordons littoraux soulevés a également permis l'attribution d'un âge à ces dépôts.

8. Réponse des environnements littoraux paraglaciaires à la chute de NMR glacio-isostatique

De même que le système fluviatile s'adapte, et par là même enregistre les réponses des systèmes deltaïques paraglaciaires, les assemblages de morphostructures littorales traduisent l'évolution des forçages environnementaux. Parmi ces morphostructures, les terrasses marines sont souvent utilisées pour identifier d'anciens niveaux marins. Les terrasses et falaises littorales se formant en effet par une érosion du substratum côtier du fait de l'action de processus marins et, dans une moindre mesure, continentaux, elles reflètent de manière précise les anciennes positions de la ligne de rivage (Griggs & Trenhaile, 1994 ; Trenhaile, 2000). Les processus marins d'érosion comprennent notamment le choc des vagues sur le substratum littoral, son abrasion par des particules fines transportées par les vagues et son érosion chimique et biologique. Un processus non négligeable permettant le développement des falaises côtières concerne la capacité des vagues à exporter vers le large les produits de l'érosion littorale. Les

taux d'érosions de falaises côtières dépendent principalement de la nature du substratum côtier (résistant ou non), du régime local de vague et des variations de NMR (Griggs & Trenhaile, 1994). Ainsi, il est généralement considéré que des hausses de NMR forcent une érosion littorale importante, une chute permettant plutôt l'isolement de falaise côtière de l'influence marine (Griggs & Trenhaile, 1994). Les paléo falaises et terrasses côtières sont largement utilisées dans la quantification de surrection tectonique, car elles informent précisément sur les positions successives d'une ligne de rivage (Goudie, 2004 ; Marquardt et al., 2004 ; Saillard et al., 2009 ; Regard et al., 2012 ; Martinod et al., 2014 ; Armijo et al., 2015).

8.1. Une dynamique « transgressive » en régression forcée

La courbe de NMR de la zone d'étude de St. Jean montre un motif de régression forcée continue depuis la déglaciation jusqu'à aujourd'hui (Fig. IV-15). Il est par ailleurs observé des terrasses marines étagées et des paléo falaises littorales associées depuis des altitudes de 70 m environ jusqu'à la ligne de rivage actuelle. Ainsi, des retraits de la ligne de côte sont intervenus en contexte de chute de NMR. Ces terrasses marines et falaises côtières marquent un retrait de la ligne de rivage au moment où le NMR était situé à l'altitude de ces structures. Ces dernières sont l'analogue du système littoral actuel, où des falaises côtières actives découlent du retrait de la ligne de côte (Bernatchez & Dubois, 2004). La hauteur d'une falaise étant directement fonction du temps depuis lequel elle est en érosion et de son profil topographique hérité —supposé penté vers la mer dans le cadre des deltas proglaciaires— il est alors possible de déterminer les taux de retrait des paléo falaises côtières. Les terrasses marines étagées et les paléo falaises côtières associées, très fréquemment observées non seulement dans le secteur de St. Jean mais également à Portneuf-Forestville et Sept-Îles, reflètent des « transgressions marines », au sens d'une migration de la ligne de rivage vers le continent (Catuneanu et al., 2002 ; 2009) mais, paradoxalement, en contexte de régression forcée. De telles terrasses ont été interprétées par le passé comme des marqueurs de hausses localisées ou temporaires de NMR (par exemple Dionne, 1996 ; 2001a, voir plus bas). Le retrait actuel et généralisé de la ligne de côte à de nombreuses localités sur tout le pourtour de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent (Bernatchez et Dubois, 2004) en contexte de chute de NMR, même à faibles taux (Sella et al., 2007 ; Koohzare et al., 2008), illustre de manière concrète la possibilité de telles transgressions se surimposant à une dynamique de régression forcée.

L'occurrence de ces retraits de lignes littorales a d'importantes répercussions sur l'analyse séquentielle des cortèges de régression forcée. En effet, la présence de terrasses marines étagées et de dépôts de *shoreface* au sein d'un cortège de régression forcée est généralement interprétée comme reflétant des épisodes à hautes fréquences de hausse de NMR au sein d'une

chute de NMR à plus basse fréquence (Plint & Nummedal, 2000). Les observations des deltas de Portneuf-Forestville et St. Jean suggèrent que de telles terrasses et dépôts de *shoreface* se développent en contexte de régression forcée, sans l'intervention d'une quelconque hausse de NMR. Quels sont donc les paramètres et processus contrôlant la mise en place de telles terrasses marines, leurs dimensions et répartitions spatiales en contexte de régression forcée ?

8.2. Paramètres contrôlant la formation des terrasses en régression forcée

Les conditions nécessaires à la formation de falaises littorales sont principalement un défaut d'apport sédimentaire local et une énergie de vague et de dérive littorale conséquente par rapport à la lithologie sous-jacente (Griggs & Trenhaile, 1994 ; Trenhaile, 2001). En effet, un apport sédimentaire nul permet au système de se placer dans la catégorie d'une trajectoire de ligne de rivage descendante régressive sans accrétion, en contexte de chute de NMR (*sensu* Helland-Hansen & Hampson, 2009). La dynamique littorale (vagues, dérive littorale) permet quant à elle d'inciser les anciens dépôts afin de créer des terrasses marines. Des sédiments meubles seront très érodables et faciliteront le développement de terrasses marines tandis que du socle cristallin ne permettra pas le développement rapide de telles terrasses aux échelles de temps considérées ($< 10^4$ ans) (voir Roy et al., 1994 pour le temps de stabilisation des systèmes littoraux).

Il est ainsi proposé ici un modèle de formation des terrasses marines et paléo falaises côtières sur la prise en compte de deux facteurs forçants : (1) le profil topographique hérité sur lequel se positionnent les lignes de rivages successives au cours de la chute de NMR et (2) les taux de chutes de NMR (Fig. IV-17). Ces deux facteurs sont considérés comme prédominants sur la mise en place de complexes littoraux en contexte régression forcée (Roy et al., 1994). Selon ce modèle d'évolution, ces deux paramètres déterminent dans quelles proportions une terrasse marine peut être creusée et quel volume de sédiments ainsi mis à disposition peut être exporté vers le bassin. Un profil hérité relativement penté nécessitera un volume restreint de sédiments à éroder et à exporter. Notamment, le profil penté permettra une exportation préférentielle vers le bassin des sédiments nouvellement mis à disposition (Roy et al,. 1994). Il en résultera des terrasses marines bien développées et, dans un cas extrême, une oblitération totale de l'ancien profil topographique hérité. Au contraire, un profil hérité peu penté requerra l'érosion et l'export d'un volume sédimentaire important et se traduira par un amortissement trop fort de l'énergie de vague pour une exportation vers le bassin des produits de l'érosion, du fait de l'incision de la terrasse et de la mise en place de prismes littoraux (Fig. IV-17). Le motif résultant d'étagement des terrasses marines consistera en des terrasses peu développées et relativement espacées les unes des autres. De manière similaire, les taux de chute de NMR

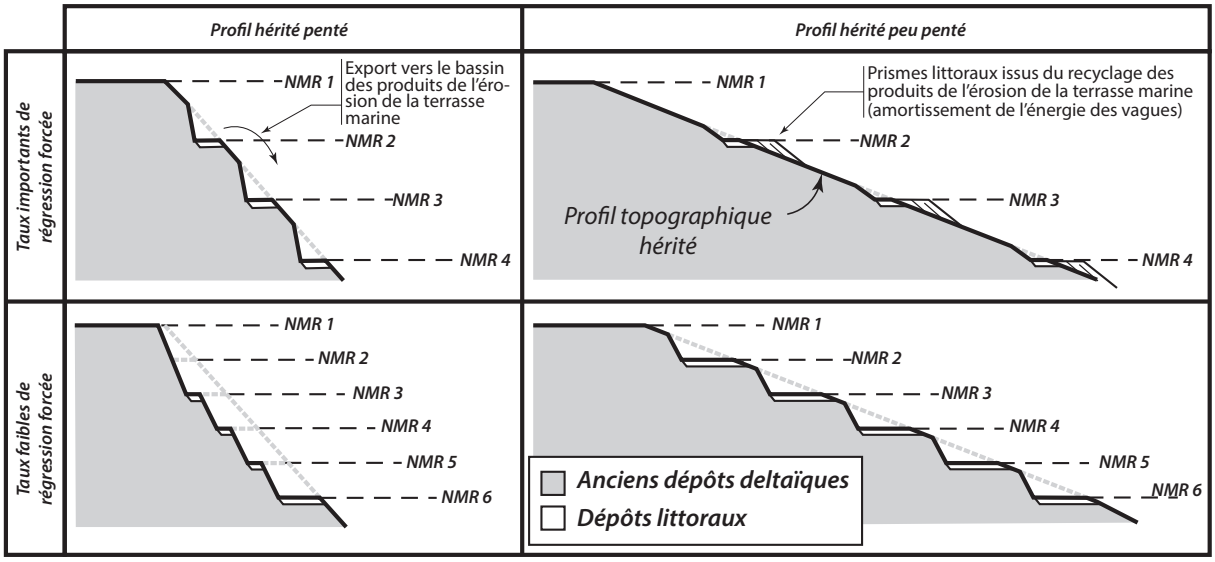


Fig. IV-17: *Modèle conceptuel de formation des terrasses marines en contexte de régression forcée, en fonction des taux de chute de NMR et du profil topographique hérité.*

influencent grandement sur le développement de ces terrasses. De forts taux de chute de NMR ne permettront pas le développement de terrasses marines extensives du fait d'un temps trop court pour éroder et exporter des volumes importants de sédiments (Fig. IV-17). A l'inverse, des taux de chute faibles permettront la mise en place de terrasses marines bien développées (Roy et al., 1994). Enfin, des variations allogéniques de la dynamique de vague (par exemple Sorrel et al., 2012) peuvent potentiellement influer sur la répartition et les tailles des terrasses marines et falaises côtières. Toutefois, une telle hypothèse ne sera pas explorée plus avant dans ce modèle.

Dans le présent cas d'étude, le retrait du glacier hors du bassin versant de la rivière St. Jean a conduit à l'abandon du delta proglaciaire en tresse. Le profil topographique hérité est ainsi constitué de l'ancien profil de dépôt de front de delta. Dans la Baie de Magpie, le profil topographique hérité est celui du front de delta fluvioglaciaire.

8.3. Signature stratigraphique

La question de la discrimination dans les séries anciennes des transgressions en contexte de chute de NMR ininterrompue par rapport à de hausses successives de NMR à haute fréquence au sein d'un cortège de régression forcée se pose. Dans les deux cas, l'architecture stratigraphique des dépôts littoraux et la répartition des falaises côtières et terrasses marines peuvent potentiellement être semblables. Il est ainsi suggéré que la discrimination devra se faire sur la trajectoire de la ligne de rivage (Helland-Hansen & Hampson, 2009). Malgré l'occurrence de transgression en régression forcée, la trajectoire de la ligne de rivage va être caractérisée par une tendance exclusivement descendante, régressive ou « transgressive ». A l'inverse,

des épisodes de hausse de NMR vont se traduire par des rétrogradations des dépôts littoraux, permettant le développement de trajectoires de lignes de rivage ascendantes, régressives ou transgressives.

8.4. Transgressions Laurentienne et Mitis : mythe ou réalité ?

Deux épisodes transgressifs holocènes dans l'Estuaire du St. Laurent ont été proposés sur la base d'évidences sédimentologiques sur des terrasses littorales sur lesquelles des végétaux fossiles continentaux en position de vie (troncs d'arbres) sont recouverts de sédiments marins (Dionne, 2001a ; Dionne et al., 2004 ; Verville et al., 2014). Le premier épisode de hausse de NMR, appelé « Transgression Laurentienne », se serait déroulé entre 6 400 et 4 500 ans cal BP et aurait atteint un NMR de 10 m au-dessus du niveau actuel, à la suite d'un NMR bas de 10 m sous le niveau actuel. Cette Transgression Laurentienne était interprétée comme étant le résultat de la migration vers le nord-ouest de l'effondrement du bourrelet périphérique (Barnhardt et al., 1997 ; Dionne, 2001a). Il a cependant été montré que le bourrelet périphérique se trouve encore sur les zones externes de la marge continentale canadienne (Sella et al., 2007 ; Koohzare et al., 2008 ; Peltier et al., 2015). La seconde hausse de NMR pressentie par ces auteurs, nommée « Transgression Mitis » est également déduite de la présence de terrasses marines le long des côtes nord et sud de l'Estuaire du St. Laurent. Ce second épisode daté à environ 2 000 ans cal BP aurait atteint des niveaux de 2-5 m au-dessus du niveau marin actuel (Dionne et al., 2004).

Toutefois, la grande diversité d'altitude et la gamme relativement large de dates associées à ces épisodes transgressifs permet de remettre en question la nature régionale, synchrone à l'échelle de l'Estuaire voire du Golfe, de tels épisodes transgressifs. L'étude du delta de St. Jean a révélé la potentialité de création de terrasses marines sans intervention de hausse de NMR. La répartition des terrasses marines et des méandres abandonnés et étagés de la rivière St. Jean, leurs datations et la courbe de NMR qui en a été déduite ne montrent aucune évidence de telles hausses de NMR à ces dates. Egalement, aucune évidence de trajectoire de ligne de rivage ascendante n'a été observée. Une courbe de chute ininterrompue de NMR est plutôt suggérée, passant justement, aux dates de ces deux transgressions, aux altitudes des maxima transgressifs proposés pour les terrasses Laurentienne et Mitis, dans les secteurs de St. Jean (Fig. IV-15) et de Portneuf (Fig. III-16). Cette correspondance permet de penser, au moins en ce qui concerne ces deux secteurs, qu'aucun épisode de hausse de NMR ne s'est produit. Les hausses de NMR enregistrées dans le sud de l'Estuaire du St. Laurent semblent alors ne pas avoir affectées le Golfe du St. Laurent. Elles pourraient correspondre à des phénomènes d'échelle locale tels que des jeux néotectoniques, accompagnant ou non le rebond isostatique comme des réactivations de faille bordière de province tectonique.

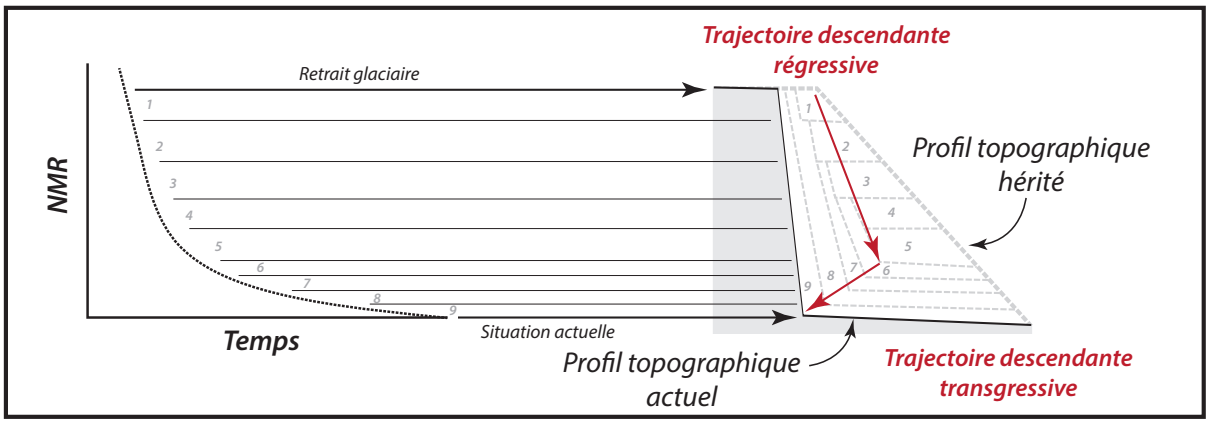


Fig. IV-18: *Modèle conceptuel de développement d'une trajectoire de ligne de rivage (sensu Helland-Hansen & Hampson, 2009) descendante transgressive.*

Comme nous l'avons vu dans la section précédente, des épisodes transgressifs en contexte de régression forcée peuvent advenir. A titre de conclusion, il est suggéré qu'en contexte régional incluant un profil de dépôt hérité très penté, l'absence d'apport sédimentaire allogène important, la présence de sédiments meubles constituant le substratum, un arrêt précoce des apports proglaciaires et une courbe de NMR exponentiellement décroissante, la trajectoire de la ligne de rivage peut être « descendante transgressive » (Fig. IV-18 ; terminologie de Helland-Hansen & Hampson, 2009). Une telle hypothèse est relativement peu envisagée dans les modèles de stratigraphie séquentielle mais pourrait, comme c'est le cas sur la Côte Nord de l'Estuaire du St. Laurent, être plus répandue qu'initialement envisagé.

9. Interactions entre processus fluviatiles et littoraux

9.1. L'influence fluviatile sur la dynamique littorale

Le retrait de la ligne de côte dans la région de St. Jean est intimement lié à la position de l'embouchure de la rivière et inversement. Les secteurs côtiers localisés proche d'une paléo embouchure de la rivière St. Jean ont généralement été marqués par des apports sédimentaires importants, du fait de l'incision de la rivière dans les anciens dépôts deltaïques. Ces apports sédimentaires importants sont aujourd'hui marqués par la présence de barres d'embouchures fossiles (sables fins à rides combinés et lamines planes ; Fig. IV-10). De tels apports sédimentaires, ayant permis l'accrétion d'un système deltaïque sous-aquatique à la paléo embouchure de la rivière, ont inhibé, ou au moins retardé, le retrait côtier. Cette inhibition s'est faite d'une part en permettant aux sables des barres d'embouchures d'être exportés par la dérive littorale et les processus de vagues à la place des sédiments constituant les falaises côtières. D'autre part, les barres d'embouchures positionnées à l'embouchure de la rivière ayant joué le rôle de brise-

lame ont permis une réduction de la dynamique côtière ayant restreint l'attaque des falaises côtières. L'effet brise-lame de la rivière elle-même dans la mer (Dominguez et al., 1996) a probablement permis de réduire l'action des processus littoraux. Enfin, la dérive littorale joue un rôle prépondérant sur le retrait côtier. Des zones alimentées par une dérive littorale ont pu accréter des cordons littoraux du fait d'apports sédimentaires importants tandis que des zones érodées par la dérive littorale ont essentiellement servi de source sédimentaire subissant une balance négative.

Il a été proposé plus haut que les rivières méandriformes étaient à tout moment de la régression forcée ajustées sur le NMR. Ceci implique une continuelle incision des anciens dépôts deltaïques par les chenaux fluviatiles. Ainsi, des forts taux de chute ont forcé de profondes incisions, qui elles-mêmes ont permis d'exporter des quantités importantes de sédiments vers les systèmes d'embouchures et de cordons littoraux (par exemple Koss et al., 1994 ; Ritchie et al., 2004a ; 2004b ; Holbrook& Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013 ; Cf. Chap. I). Au contraire, un ralentissement des taux de chute de NMR a forcé une réduction de la charge sédimentaire fluviatile. Ceci, ajouté à un temps plus important d'érosion littorale (Fig. IV-18), a ainsi permis une augmentation du retrait littoral. Aujourd'hui, les taux de chute étant très faibles, les rivières méandriformes n'ont que peu de possibilité d'éroder, de transporter et de déposer du sédiment. Il en résulte un retrait généralisé de la ligne de côte, exception faite des zones alimentées par une forte dérive littorale (Longue-Pointe-de-Mingan, Fig. IV-1D), ce qui a à d'autres endroits amplifié le retrait côtier (voir aussi Bernatchez & Dubois, 2004).

9.2. L'influence littorale sur la dynamique fluviatile

Enfin, le retrait côtier peut influer sur le motif d'incision, de divagation et d'amplification des méandres (Fig. IV-19). En considérant un retrait côtier suffisant pour intercepter la trajectoire d'un méandre côtier actif, les portions les plus avales de la rivière se trouvent déconnectées de la rivière elle-même. Le profil longitudinal ne sera plus à l'équilibre (par exemple Schumm, 1993) et il sera donc nécessaire pour la rivière, afin de rétablir son profil d'équilibre longitudinal originel, de former un nouveau méandre à l'amont ou d'amplifier les méandres préexistants, résultant ainsi en une érosion accrue des chenaux fluviatiles. L'abandon du méandre à 8-10 m d'altitude situé à 2 km à l'ouest de l'embouchure actuelle de la rivière St. Jean résulte d'un « court-circuit » par le retrait de la ligne de côte venu intercepter la dernière boucle de méandre (Fig. IV-16).

10. Implications paléogéographiques

L'étude des morphostructures côtières paraglaciaires permet d'apporter quelques précisions concernant la dynamique littorale associée et l'évolution des motifs de mises en place de ces structures. Ainsi, l'orientation des flèches fossiles, localisées à des NMR allant de 40 m (environ 8 500 ans cal BP) à 12-10 m (environ 4 700-5 000 ans cal BP) d'altitude, indique des directions de dérive littorale vers l'est. Ces flèches se composent notamment de celles responsables de l'isolation de lacs (dont le lac Patterson, Fig. IV-1D) par rapport à la mer ouverte, à mi-chemin entre les rivières St. Jean et Mingan. Les lamines obliques et *foresets* composites observés dans la flèche à 12 m d'altitude (Fig. IV-13) indiquent également des paléo-courants vers l'est. Enfin, les multiples terrasses marines étagées de la Baie de Magpie indiquent que ce secteur était principalement en érosion tandis que le secteur géographique entourant la commune de Longue-Pointe-de-Mingan montre des évidences d'accrétions littorales (flèches, plages…) ainsi que l'absence de paléo falaise littorale. Aujourd'hui au contraire, l'orientation des flèches littorales dans le secteur de St. Jean (Fig. IV-1D) indique clairement une dérive littorale vers l'ouest. Il en résulte donc qu'un revirement de la direction de la dérive littorale s'est opéré entre environ 4 700 ans cal BP (ou après) et aujourd'hui.

Pour expliquer un tel phénomène, différentes hypothèses sont avancées. La première concerne une origine allogénique (globale) de réorganisation de la circulation de surface de l'océan Atlantique autour de cette date (Witak et al., 2005 ; Sorrel et al., 2012), qui aurait permis une importante variation de la dérive littorale de cette zone occidentale de l'océan Atlantique que constitue le Golfe du St. Laurent. Cependant, aucune variation de la dérive littorale n'a été observée ni dans le secteur de Sept-Îles (Cf. Chap. II), ni à Portneuf-Forestville (Cf. Chap. III). Au contraire, les flèches montrent de manière ubiquiste une dérive littorale vers l'ouest et le sud-ouest, respectivement, c'est-à-dire remontant le Golfe et l'Estuaire du St. Laurent. Cette constance dans l'orientation de la dérive littorale au cours du temps exclue une explication allogénique au changement de direction de la dérive littorale à St. Jean et indique ainsi une origine locale et autogénique à un tel phénomène.

La seconde hypothèse, autogénique, concerne l'émergence différentielle mais se développant aux alentours de 4 000–3 000 ans, de l'archipel de Mingan, ou tout au moins l'émersion de la majeure partie de sa surface (Fig. IV-16). Ce chapelet d'îlots, présent immédiatement à 5 km au sud de la zone d'étude, a pu permettre une réorganisation de la circulation marine locale par effet de diffraction et/ou réfraction des vagues provenant du Golfe du St. Laurent, elles-mêmes étant potentiellement déjà diffractées par l'Île d'Anticosti.

11. Conclusions

Le delta St. Jean est caractérisé par une richesse de morphostructures incluant des méandres fluviatiles abandonnés et étagés, incisés dans des anciens dépôts deltaïques meubles, ainsi que des cordons et flèches littoraux soulevés, et des paléo falaises et terrasses littorales. L'étude morpho-sédimentaire de ce complexe deltaïque a permis de contraindre une évolution sédimento-stratigraphique liée à la déglaciation de la zone en 4 stades majeurs, semblables à ceux proposés pour les deltas de Portneuf-Forestville et Sept-Îles. Le retrait des marges glaciaires s'est marqué par le développement d'un complexe deltaïque fluvioglaciaire à l'embouchure de la vallée structurale de la rivière Magpie, tandis que des crêtes morainiques successives ont été déposées à l'amont de la vallée structurale de la rivière St. Jean. Le retrait glaciaire subséquent a permis le remaniement des dépôts deltaïques sur la côte, tandis que des rivières en tresse encore alimentées par les marges glaciaires en retrait ont permis la progradation d'un système deltaïque dans la vallée structurale de la rivière St. Jean, qui correspondait à cette date à un fjord du fait de l'invasion de la mer postglaciaire sur les terres glacio-isostatiquement flexurées. De forts apports sédimentaires ont permis une progradation soutenue de ce delta, jusqu'à son émergence sur le Golfe du St. Laurent. Enfin, le retrait des marges glaciaires hors du bassin versant de la rivière St. Jean a forcé une incision de méandres dans les anciens dépôts deltaïques. Ces méandres, successivement étagés et abandonnés, enregistrent la chute de NMR.

La présence de paléo falaises côtières associées à des dépôts littoraux résulte de retraits locaux et successifs des paléo lignes de côte, malgré un contexte de chute de NMR ininterrompue, forcée par le rebond glacio-isostatique. Cette évidence nous a conduit à introduire le concept d'une dynamique « transgressive (retrait de la ligne de rivage) en contexte de régression forcée ». Ce concept fournit une alternative aux modèles conventionnels géomorphologiques selon lesquels les incisions de falaises côtières et le développement de terrasses marines interviennent en contexte de hausse de NMR. Enfin, la présence de tels épisodes transgressifs au sein de la régression forcée nous a également permis d'introduire le concept de trajectoire de ligne de rivage descendante transgressive. En effet, l'Estuaire et le Golfe du St. Laurent sont caractérisés aujourd'hui par des retraits littoraux actifs, tout en étant marqués par une chute de NMR forcée par le rebond-glacio-isostatique résiduel.

CHAPITRE V

LES DYNAMIQUES PRO- ET PARAGLACIAIRE À L'ÉPREUVE DE LA MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE

1. Introduction

La modélisation numérique stratigraphique est un outil puissant pour l'exploration et la compréhension des systèmes sédimentaires. Elle permet leur caractérisation et une approche prospective à l'échelle des bassins, sur des échelles de temps distribuées sur plusieurs ordres de grandeur (Forbes & Syvitski, 1994 ; Paola et al., 2000 ; Muto & Steel, 2002b ; Rabineau et al., 2005 ; Swenson et al., 2005 ; Csato et al., 2014). Enfin, elle offre la possibilité de tester le couplage existant entre des processus physiques et les objets géologiques en résultant, relations généralement relativement peu contraintes.

Dans ce cinquième chapitre, une modélisation numérique stratigraphique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Chap. III) est proposée, avec le logiciel *Dionisos*. Ce modèle numérique, basé sur des équations de diffusion, permet de reproduire des « comportements » sédimentaires et, *in fine*, des architectures stratigraphiques en fonction de paramètres d'entrée préalablement imposés tels que l'apport sédimentaire, les variations de NMR ou encore les processus de transport sédimentaire prédominants (Granjeon & Joseph, 1999).

L'objectif de cette modélisation numérique est double. D'une part, elle a pour but de tester et de valider le modèle d'évolution morphosédimentaire établi pour un complexe deltaïque en particulier, celui de Portneuf-Forestville (Chap. III). Nous ferons cependant aussi appel aux différents concepts ayant émergés lors de l'étude des autres complexes deltaïques (Sept-Îles, Chap. II et St. Jean, Chap. IV). Cette première approche permettra de réfléchir sur l'importance relative des forçages en jeu pendant une régression forcée glacio-isostatique. Ces forçages seront ensuite formalisés dans le chapitre VI. D'autre part, la paramétrisation précédemment obtenue a été utilisée afin de produire des architectures deltaïques représentatives de configurations spatiales et/ou temporelles distinctes de celles du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville, potentiellement rencontrées dans d'autres contextes géographiques ou géologiques. Les influences sur le motif de progradation deltaïque de quatre configurations seront ainsi explorées, absence, ou au contraire, présence d'une plus vaste plate-forme côtière, modification du calendrier de retrait glaciaire, occurrence d'une transgression postglaciaire ultérieure.

2. Le modèle *Dionisos*

Dionisos (*DIffusive Oriented —Normal and Inverse— Simulation of Sedimentation,* développé à l'IFP-EN et commercialisé par le BEICIP) est un logiciel de modélisation stratigraphique directe en 3-D utilisant une approche déterministe afin de simuler les géométries et faciès de systèmes sédimentaires à grandes échelles spatiales (plusieurs dizaines à centaines

de kilomètres) et temporelles (10^4 à 10^8 années, Granjeon, 1997 ; 2014 ; Granjeon & Joseph, 1999 ; Granjeon et al., 1999). Les discrétisations spatiales et temporelles sont typiquement de l'ordre de 1 à 10 km (mailles carrées) et de quelques milliers d'années à plusieurs centaines de milliers d'années, respectivement. Usuellement, *Dionisos* sert à des fins de modélisation de bassins sédimentaires de grandes tailles —comme des marges continentales— sur de longues périodes de temps (plusieurs millions à dizaines de millions d'années, Rabineau et al., 2005 ; Prince & Burgess, 2013 ; Csato et al., 2014 ; Leroux et al., 2014 ; 2015). Dans la présente étude néanmoins, les échelles spatiales et temporelles seront réduites d'un ordre de grandeur afin de s'harmoniser avec le cas d'étude du delta de Portneuf-Forestville. A chaque pas de temps sont calculés l'accommodation et les transferts et dépôts sédimentaires, l'accommodation étant définie comme la combinaison d'une courbe eustatique et d'un motif de subsidence et/ou de surrection.

Dans le cas d'un système exclusivement siliciclastique, comme c'est le cas dans le contexte pro- à paraglaciaire de la mise en place du delta de Portneuf-Forestville, l'apport sédimentaire est contrôlé d'une part par les conditions aux limites correspondant aux apports (apports d'eaux et de sédiments par les systèmes fluviatiles) et d'autre part par l'érosion du substratum et la mise à disposition de sédiments authigènes. L'érosion du substratum est notamment contrôlée par les équations de transport sédimentaire, comme décrit ci-dessous.

Le transport sédimentaire est basé sur les lois de la diffusion, largement utilisées dans la modélisation de systèmes sédimentaires (par exemple Culling, 1960 ; Kenyon & Turcotte, 1985 ; Parker et al., 1998 ; Postma & Van den Berg van Saparoea, 2007 ; Granjeon 2014). Celles-ci permettent de représenter le transport sédimentaire moyenné spatialement mais aussi temporellement (Culling, 1960 ; Paola et al., 1992 ; Van Heijst et al., 2001 ; Van Heijst & Postma, 2001 ; Postma et al., 2008). *Dionisos* permet de compartimenter le transport sédimentaire global en deux processus distincts : le mouvement d'écoulement gravitaire, forcé par la pente seule (Eq. V-1) et le mouvement forcé par la pente et l'écoulement hydraulique (Eq. V-2 ; Granjeon & Joseph, 1999 ; Granjeon et al., 1999 ; Granjeon, 2014).

L'équation d'écoulement gravitaire est définie par :

$$Q_{grav.} = S.K_{slope.grav} \qquad \text{Eq. V-1}$$

où Q_{grav} est le flux de sédiments par écoulement gravitaire [$m^2.s^{-1}$], S la pente locale [—] et $K_{slope.grav}$ le coefficient de diffusion [$m^2.s^{-1}$], pour une taille de grain donnée.

Le processus de diffusion par la pente et l'écoulement hydraulique est de loin le plus efficace des deux processus. A l'échelle régionale, il se définit par l'équation suivante, non-linéaire :

$$Q_{slope.water} = S^{ns}.Q^{nq}.k_{water} \qquad \text{Eq. V-2}$$

où $Q_{slope.water}$ est le flux de sédiments [m².s^{-1}], S la pente locale [—], Q le débit hydraulique [—], K_{water} le coefficient de diffusion par l'eau dans la pente pour une taille de grain donnée [m².s^{-1}] et n_s et n_q sont les coefficients de non-linéarité généralement compris entre 1 et 1.5 (Tucker & Slingerland, 1992 ; Granjeon, 2014). Pour plus de simplicité, seul le coefficient n_q sera ici supérieur à 1.

En additionnant les deux processus de transport sédimentaire, il en résulte une équation de diffusion générale de la forme :

$$Q_s = Q_{grav.} + Q_{slope.grav} \qquad \text{Eq. V-3}$$

soit

$$Q_s = S.K_{slope.grav.} + S^{ns}.Q^{nq}.K_{water} \qquad \text{Eq. V-4}$$

avec Q_s le flux total de sédiments [m².s^{-1}].

La non-linéarité de l'équation (2) et donc également de l'équation (4) provient du fait que les systèmes naturels sont idéalement représentés par des équations de diffusion non-linéaire (voir Tucker, 2004 ; Postma et al., 2008 ; Granjeon, 2014 pour plus de détails).

3. MÉTHODOLOGIE

Le but de ce chapitre de thèse étant de valider le modèle d'évolution morphosédimentaire du delta de Portneuf-Forestville, la topographie initiale et les variations de NMR (sans distinction eustatisme/surrection) sont directement issues de l'étude stratigraphique du complexe deltaïque (Cf. Chap. III, voir notamment Fig. III-3). Les taux d'apports sédimentaires en contexte proglaciaire ont alors été ajustés afin de permettre l'édification d'une architecture deltaïque similaire, en localisation et volume, à celle du modèle géologique. D'autres paramètres tels que les débits de rivières pro- et paraglaciaires proviennent de la littérature et ont été ajustés afin de s'adapter au modèle géologique.

Etant donné la petite taille spatiale du modèle et les faibles pas de temps (500-1000 ans) par rapport à des modélisations plus conventionnelles (par exemple Granjeon, 2014), nous avons cherché à déterminer les coefficients de diffusion permettant de rendre compte spécifiquement de la dynamique de déglaciation. Ainsi, une série de tests de sensibilité a été réalisée sur des modèles simples mais représentatifs afin de contraindre ces paramètres pour que l'architecture deltaïque modélisée corresponde au mieux aux architectures observées et aux volumes de sédiments mis en place. Ces tests de sensibilité ont donc constitué un travail préliminaire.

Le scénario d'évolution du complexe de Portneuf-Forestville s'est effectué sur environ 10 000 ans. Néanmoins, afin d'éviter un certain nombre de problèmes résultants d'un pas temporel trop petit, la modélisation numérique a été réalisée en multipliant les pas de temps par 1000 et en divisant de manière corrélative les débits et taux d'apports sédimentaires des rivières. Le modèle résultant fonctionne ainsi sur 11 Ma. Toutefois, toutes les indications temporelles dans la suite de ce chapitre seront retranscrites en milliers d'années, soit sur 11 000 ans en ce qui concerne la modélisation du delta de Portneuf-Forestville, ceci permettant de faire plus aisément la correspondance entre étapes de modélisation et calendrier géologique.

4. Calibration des forçages sédimentaires - Paramètres d'entrée

L'architecture morphostratigraphique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Fig. III-17) et l'interprétation en termes de dynamique sédimentaire qui en a découlé sont ici employées afin de calibrer les différents paramètres d'entrée du modèle numérique. Ces paramètres concernent la topographie initiale, les variations de NMR, la granulométrie et l'évolution morphosédimentaire. L'architecture deltaïque elle-même (Figs. III-3 et 5) constitue ainsi un modèle géologique, ou un gabarit, que la modélisation numérique doit reproduire.

4.1. Topographie initiale

La topographie initiale du substratum rocheux n'est pas exactement connue dans la région de Portneuf-Forestville, celui-ci étant partiellement enfoui sous les sédiments deltaïques. Une approximation est donc utilisée (Fig. V-1), basée sur l'intégration des données sismiques dans l'Estuaire à proximité de la zone d'étude (Duchesne et al., 2010 ; Normandeau et al., 2015) ainsi que sur l'extrapolation des pointements de socle dans les rivières Portneuf et Sault-au-Cochon et au sein des terrasses sédimentaires (Figs. III-2 et VI-9). Aucun dépôt pré-wisconsinien n'ayant été observé à terre, l'hypothétique présence de sédiments pré-wisconsiniens (Duchesne et al., 2010) n'est pas prise en compte.

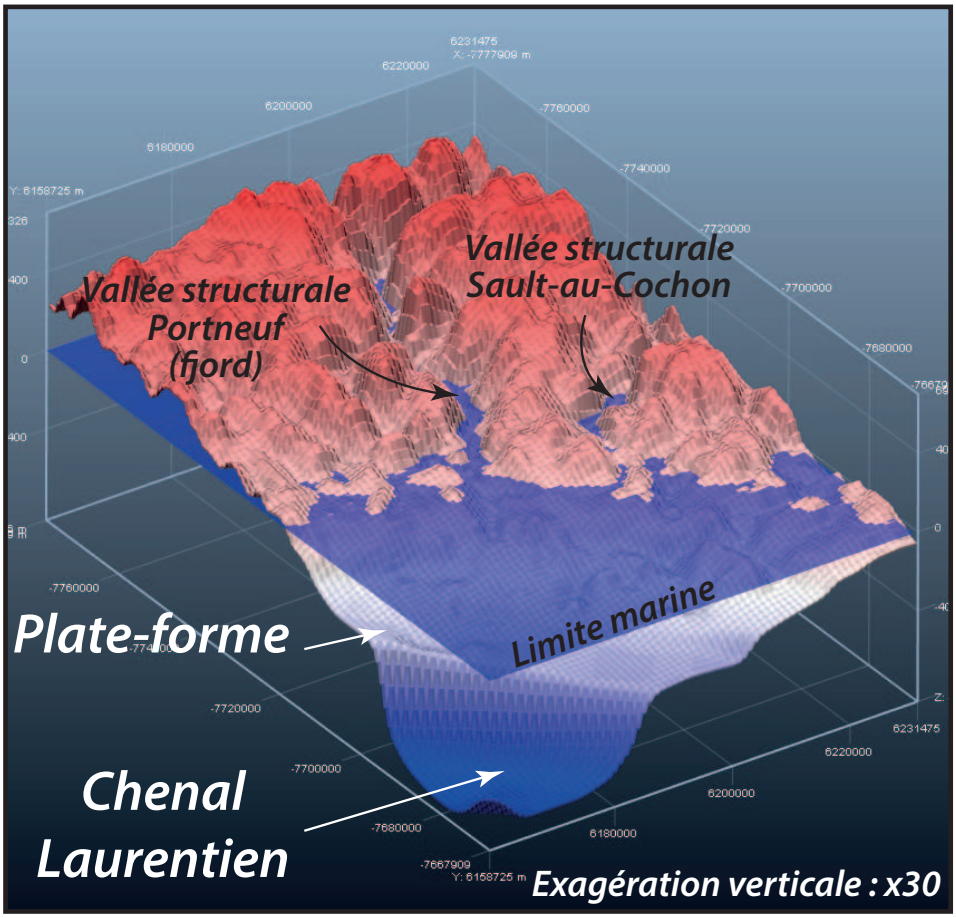


Fig. V-1: *Topographie initiale de la modélisation numérique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville.*

4.2. Niveau Marin Relatif

La courbe eustatique utilisée est la courbe de NMR pour le delta de Portneuf-Forestville (Fig. III-16). Une telle donnée est préférée à une courbe eustatique globale pondérée du rebond glacio-isostatique différentiel (Peltier et al., 2015), de la subsidence (Duchesne et al., 2010), de la déflexion hydro-isostatique, de la néotectonique (Lamontagne et al., 2003) ou encore des irrégularités dans la hausse du niveau marin eustatique globale (par exemple *meltwater pulse*, voir Fig. I-2). Cette courbe de NMR intègre donc les interactions de tous ces paramètres.

Il est toutefois à noter que le fait de prendre en compte uniquement des variations de NMR au littoral —au lieu de courbes régionales intégrant un rebond différentiel— peut engendrer des approximations dans la modélisation du système deltaïque. Du fait de la présence d'un rebond différentiel (Shaw et al., 2002 ; 2006 ; Tarasov et al., 2012 ; Peltier et al., 2015), un soulèvement plus important de l'arrière-pays serait pris en compte. Ceci pourrait potentiellement modifier l'apport sédimentaire et la dynamique fluviatile (par exemple Rohais et al., 2012).

4.3. Granulométrie

Des analyses granulométriques effectuées sur les faciès fins du delta de Portneuf-Forestville (Fig. III-6) ont révélé une distribution bimodale de la taille des grains, comportant des grains à 100 µm (fraction sableuse) et autour de 2 µm (fraction argileuse). Une distribution bimodale a été utilisée dans la modélisation du delta de Portneuf-Forestville, comportant une fraction sableuse à 200 µm (soit plus grossière que dans le front delta argileux) et une fraction argileuse à 2 µm.

4.4. Evolution morphosédimentaire : contraintes temporelles et apports sédimentaires

Le retrait des marges glaciaires hors des bassins versants des rivières Portneuf et Sault-au-Cochon a été interprété comme le facteur forçant le changement de dynamique fluviatile et deltaïque. Cette transition pro- à paraglaciaire a eu lieu il y a environ 10 000 ans (Cf. Chap. III). C'est donc à cette date que sera appliquée dans la modélisation numérique la transition pro- à paraglaciaire.

Avant le retrait des marges glaciaires des bassins versants, le régime fluviatile et l'apport sédimentaire étaient essentiellement imposés par un régime hydrographique proglaciaire dans l'axe des vallées structurales, même en considérant des marges glaciaires éloignées (100 km) de la zone de sédimentation. A l'inverse, dès la transition pro- paraglaciaire, la dynamique fluviatile et deltaïque a basculé vers un régime paraglaciaire, avec des débits de rivières et d'apports sédimentaires ajustés sur les précipitations et le remaniement des anciens dépôts glaciogéniques (Ballantyne, 2002 ; Hein et al., 2014). Il en a résulté des taux de charges sédimentaires moindres par rapport au régime précédent proglaciaire (Church & Slaymaker, 1989).

4.4.1. Rivières proglaciaires

Les débits hydrauliques des proto-rivières Portneuf et Sault-au-Cochon en régime proglaciaire (morphologie en tresse) ne sont pas directement connus. Il est néanmoins imaginé que ces rivières avaient un débit et une charge sédimentaire supérieurs à ceux d'aujourd'hui, du fait notamment de leur motif en tresse et de l'absence d'incision fluviatile. Il est donc nécessaire de se référer à la littérature pour obtenir des valeurs de débits hydrauliques de rivières proglaciaires actuelles en tresse (par exemple Smith et al., 1990 ; Lawler et al., 1992 ; Maizels, 2002 ; Marren, 2005 ; Russell et al., 2006 ; Storms et al., 2012). Ceux-ci indiquent des débits moyens de rivières proglaciaires en Islande, au Groenland et en Alaska. Un débit moyen de 500 $m^3.s^{-1}$ a donc été appliqué dans cette modélisation, en accord avec ces auteurs, pour la période proglaciaire entre entre 11 000 et 10 000 ans.

La charge sédimentaire des rivières est également un paramètre fondamental de la modélisation. Le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville dans son ensemble correspond à un volume approximatif de 10 km^3. Considérant que l'essentiel de la progradation deltaïque s'est effectuée en contexte proglaciaire, celle-ci s'est déroulée en seulement 1 000 ans, entre 11 et 10 ka cal BP (Cf. Chap. III), tandis que les 10 000 ans suivants n'ont majoritairement consisté qu'en un remaniement paraglaciaire des sédiments deltaïques déjà déposés. En première approximation, il en a donc résulté un apport sédimentaire moyen de 5 km^3 par rivière pour la période proglaciaire (1000 ans). De telles valeurs, couplées à des débits hydrauliques moyens de 500 $m^3.s^{-1}$, indiquent une charge sédimentaire moyenne de 0.63 $g.L^{-1}$ (suspension et charge de fond), en considérant une exportation nulle de sédiments en dehors du complexe deltaïque. Cette valeur, déduite du volume total de sédiments est cohérente avec les valeurs données dans la littérature qui sont mesurées sur des systèmes actuels (voir ci-dessus).

La proportion entre les sables et les argiles constituant le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville (Fig. III-3) est d'environ 50% d'après l'analyse des coupes sédimentologiques (Fig. III-3). Cette proportion n'est cependant probablement pas tout-à-fait représentative de l'apport moyen des rivières proglaciaires du fait de l'export préférentiel vers le bassin des particules fines lors de la progradation deltaïque, particules qui ne sont donc pas représentées dans le delta (voir par exemple Duchesne et al., 2007 ; 2010). Une proportion arbitraire de 67–33 % (fraction fine-grossière respectivement) a donc été introduite dans le modèle, en accord avec des valeurs de la littérature.

4.4.2. Rivières paraglaciaires

Les rivières actuelles Portneuf et Sault-au-Cochon ont aujourd'hui des débits moyens de 60 et 40 $m^3.s^{-1}$ respectivement (Service Hydrographique du Canada). Il a été vu dans le chapitre IV qu'aucune évidence de chenaux sous-ajustés (*underfit streams*) n'a été observé au sein des méandres abandonnés du delta de la rivière St. Jean. Il en va de même pour les rivières Sault-au-Cochon et Portneuf, leurs méandres abandonnés étant de taille similaire aux chenaux fluviatiles actuels. Ceci indique que le régime hydraulique des rivières actuelles est similaire à celui des rivières immédiatement après la transition pro- à paraglaciaire. Une valeur moyenne de 50 $m^3.s^{-1}$ a été utilisée pour la modélisation du régime paraglaciaire de ces deux rivières à partir la transition pro- à paraglaciaire. Le ratio sables-argiles délivré par les rivières Portneuf et Sault-au-Cochon n'étant pas connu. Le même ratio que pour les rivières proglaciaires a été utilisé pour plus de simplicité.

5. Paramétrisation des coefficients

Différents paramètres ont été testés afin de calibrer au mieux la modélisation du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville. Ceux-ci comprennent la non-linéarité de la diffusion par l'eau (n_q), les coefficients de diffusion par l'eau en domaine continental ($k_{water.conti.}$) et par la gravité en domaine marin ($k_{slope.grav.marin}$) et par les vagues (k_{wave}) ainsi que le régime des vagues dans l'Estuaire. La table V-1 offre un récapitulatif des paramètres qui ont été retenus à l'issue de cette étude de sensibilité. La figure V-2 met en évidence l'effet de l'augmentation du coefficient de non-linéarité et du coefficient de diffusion par l'eau en domaine continental, bien que les valeurs représentées ne soient pas celles utilisées dans la modélisation, du fait de la présence d'effets de bord.

5.1. Non-linéarité

La diffusion par l'eau ($Q_{slope,\ water}$, Eq. V-2) est dépendante d'un paramètre n_q placé en exposant du débit hydraulique Q. Afin de représenter au mieux un système naturel, ce paramètre doit être supérieur à 1 (voir par exemple Postma et al., 2008 ; Granjeon, 2014).

L'évolution proglaciaire du delta de Portneuf-Forestville étant marquée par une absence d'incision fluviatile en contexte de régression forcée, voire par une aggradation (Cf. Chap. III), le paramètre $n_q = 1.2$ permet une aggradation fluviatile raisonnable. Des valeurs plus élevées génèrent une aggradation fluviatile trop importante, de plusieurs dizaines de mètres par millier d'années dans l'axe des vallées structurales, tandis que des valeurs plus faibles inhibent totalement l'aggradation fluviatile et génèrent de l'incision, même en contexte proglaciaire (Fig. V-2).

5.2. Coefficient de diffusion de l'eau en domaine continental

Toujours afin de promouvoir l'absence d'incision fluviatile pendant l'évolution proglaciaire du delta de Portneuf-Forestville, une faible valeur du coefficient de diffusion par

	n_q	$k_{water.conti}$	$k_{grav.marin}$	Vagues	k_{vague}
Sables (ø = 1 mm)	1.1	500	0.001	5 m : 100% 20 m : 10%	0.4
Argiles (ø = 2 µm)		5000	0.05	angle = 200°	1.5

Table V-1: *Table récapitulative des paramètres utilisés dans la modélisation numérique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville*

l'eau en domaine continental ($k_{water.conti}$) doit être utilisée (Prince & Burgess, 2013), et ce afin que l'apport sédimentaire excède le potentiel de transport par les rivières (Schumm, 1993 ; Woolfe et al., 1998 ; Holbrook & Bhattacharya, 2012 ; Blum et al., 2013).

Avec le paramètre n_q = 1.2 déterminé à la section précédente, il apparaît que des coefficients de diffusion de 5 000 et 500 $km^2.kyr^{-1}$, respectivement pour les argiles et sables, permettent à la fois une aggradation fluviatile en contexte proglaciaire et une incision en contexte paraglaciaire.

Il est à noter qu'une diminution du coefficient de diffusion par les rivières provoque un retard de la réponse du système fluviatile à des modifications de forçages extérieurs (Fig. V-2). Ce coefficient de diffusion contrôle ainsi en partie la période de rééquilibrage du système fluviatile (en accord avec les conclusions de Shen et al., 2012, Cf. Eq. I-1) ainsi que l'aggradation fluviatile en régression forcée (Prince & Burgess, 2013).

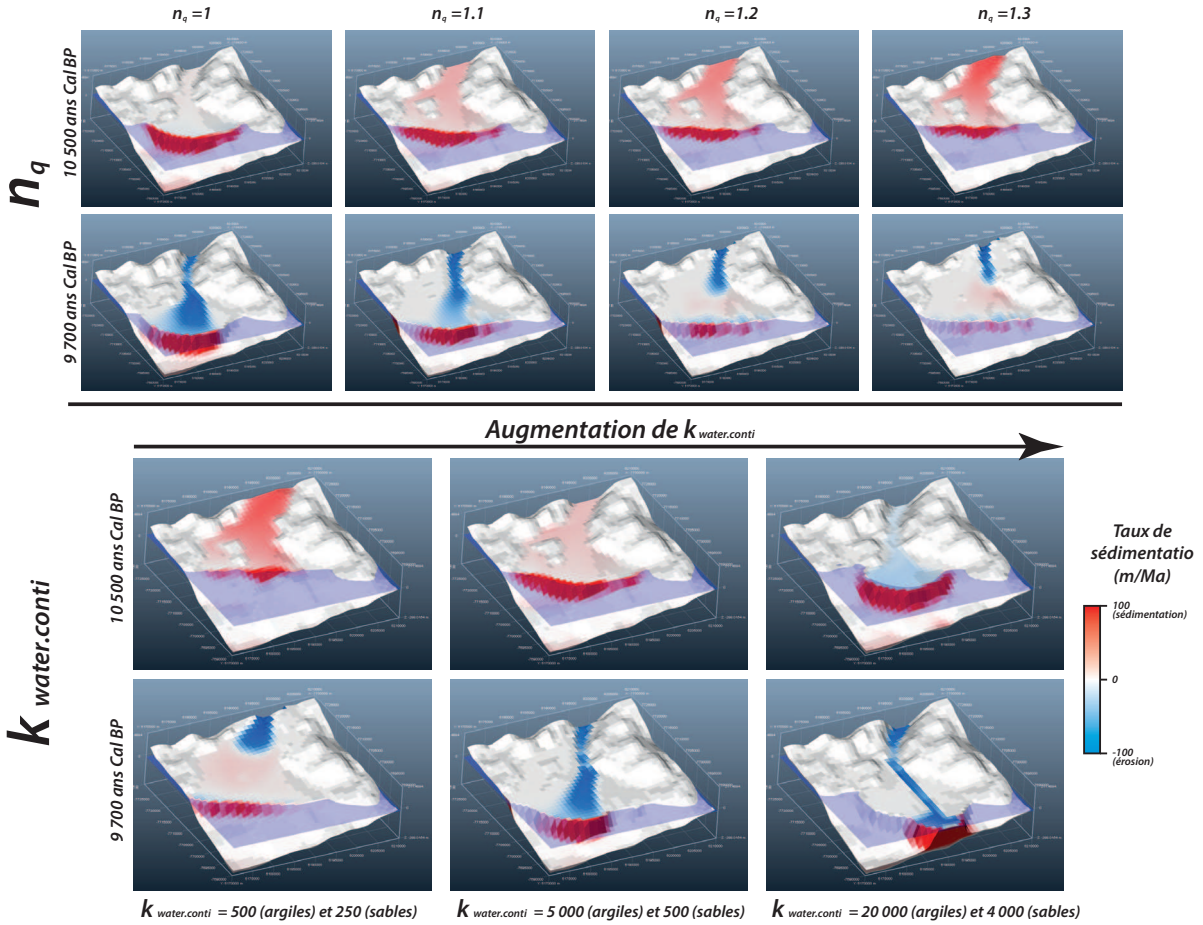


Fig. V-2: *Influence de la non-linéarité des équations de diffusion (en haut) et des coefficients de diffusion par l'eau en domaine continental (en bas) sur la dynamique fluviatile. L'augmentation du coefficient de non-linéarité (nq) conduit à une aggradation fluviatile importante en contexte de régression forcée ainsi qu'à un retard de la réponse des systèmes fluviatiles à une variation de forçage extérieur (ici, la réduction d'apport sédimentaire). Une tendance similaire est observée avec la diminution des coefficients de diffusion par l'eau.*

5.3. Coefficient de diffusion par les vagues

Dès le retrait des marges glaciaires hors des bassins versants des rivières Portneuf et Sault-au-Cochon, le ratio énergie des vagues/énergie fluviatile augmente drastiquement et permet un remaniement efficace de l'ancien delta proglaciaire. Il est toutefois rappelé qu'il s'agit bien de la diminution de l'énergie fluviatile (arrêt d'apport en eaux de fontes) qui permet l'augmentation de ce ratio, et non pas une augmentation nette de l'énergie des vagues (voir par exemple Swenson et al., 2005). Des plages et des complexes de *shoreface* se développent sur le rebord de la plaine deltaïque et sur le front de delta (voir Chap. III et VI). De part et d'autre de la rivière, les complexes littoraux ne sont pas symétriques (Fig. III-2 et VI-9).

Un régime bimodal de vague a été modélisé ici, comprenant des vagues dont la profondeur d'action se situe à 5 m et à 20 m pendant respectivement 100 et 10% de l'année, à un angle de 200° par rapport au nord (soit presque parallèle à la Côte du St. Laurent, vers le sud). Cette distribution bimodale représente la houle du St. Laurent (vagues les moins fortes) et les tempêtes hivernales (vagues les plus fortes). Des coefficients de diffusion par les vagues de 1.5 et 0.4, respectivement pour les argiles et sables, ont été appliqués. De tels coefficients permettent la création de terrasses marines et falaises côtières en contexte de régression forcée (Fig. V-3). Une telle configuration permet la mise en place, dès la transition pro- à paraglaciaire, de systèmes littoraux étagés et ne montrant pas une distribution symétrique de part et d'autre des chenaux fluviatiles.

Il est à noter que le transport sédimentaire par la dérive littorale ne peut pas être modélisé sous *Dionisos* ; le transport sédimentaire ne se faisant en effet que selon un gradient de pente (voir Eq. V-4). Ceci doit être gardé en mémoire lors de la modélisation du delta de Portneuf-Forestville, où d'importantes structures sédimentaires relatives à la dérive littorale sont présentes (Fig. III-2).

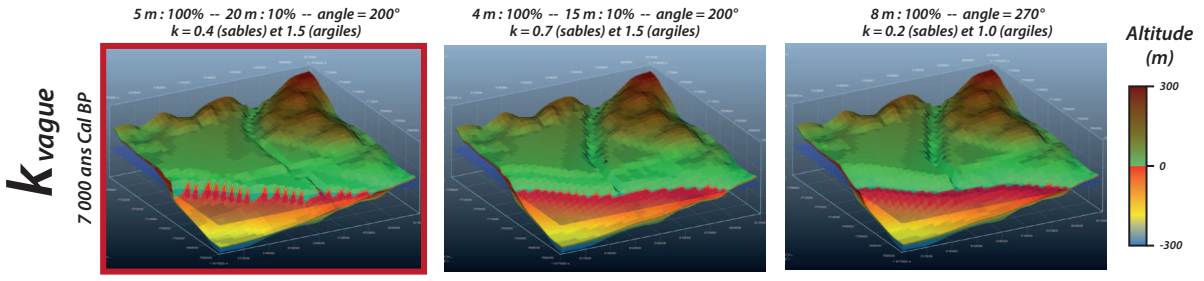


Fig. V-3: *Influence du régime de vague et coefficient de diffusion par les vagues sur la mise en place de terrasses marines.*

5.4. Coefficient de diffusion de la gravité en domaine marin

Les dépôts du front du delta de Portneuf-Forestville sont largement dominés par des faciès résultants de processus turbiditiques (Fig. III-3 et table III-2). Le front de delta supérieur est constitué de dépôts essentiellement sableux (dépôts par des courants de turbidité à haute densité) tandis que le front de delta inférieur est largement constitué de faciès fins déposés par des courants de turbidité basse densité.

Afin de reproduire au mieux cette configuration, des coefficients de diffusion gravitaire en domaine marin ($k_{slope.grav.marin}$) de 0.001 pour la fraction sableuse et 0.05 pour la fraction argileuse ont été introduit. Ces derniers permettent de reproduire un front de delta supérieur essentiellement sableux, relativement penté et un front de delta inférieur très argileux et moins penté, servant de base pour la progradation du front de delta supérieur. L'augmentation de ces coefficients de diffusion conduit à une diminution de la proportion sableuse dans le front de delta (Fig. V-4), configuration intenable pour la modélisation du delta de Portneuf-Forestville. Il est à noter toutefois que l'augmentation de ce coefficient ne modifie pas significativement l'architecture deltaïque, bien qu'une légère augmentation de la pente du front deltaïque soit observée.

Un coefficient nul de diffusion par la gravité en domaine continental a été utilisé afin d'éviter des processus d'écoulement gravitaire en domaine continental qui d'une part, sont très mal contraints dans le secteur de Portneuf-Forestville et d'autre part n'ont que peu (voire pas du tout) d'influence sur le motif de progradation deltaïque.

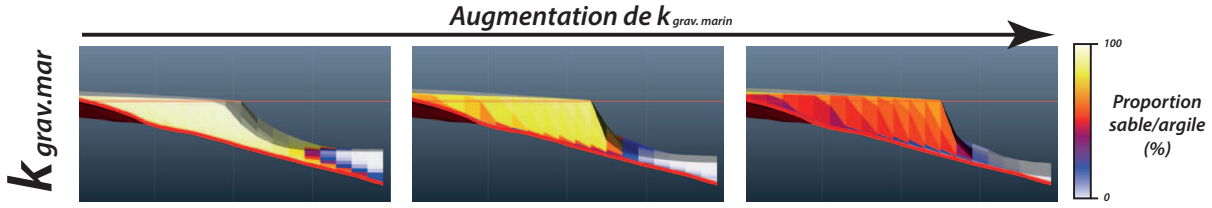


Fig. V-4: *Influence du coefficient de diffusion par la gravité en domaine marin sur le profil de dépôt (pente et granulométrie) du front deltaïque.*

5.5. Autres paramètres

Une hypothétique subsidence pourrait être comprise dans la courbe de NMR déduite de l'étude de l'architecture deltaïque. Cette subsidence a été modélisée afin de visualiser son influence potentielle sur l'architecture deltaïque. Une épaisseur et rigidité élastique de 60 km et 10^{22} $N.m^{-1}$ respectivement ont été appliquées pour le bouclier grenvillien (Audet & Mareschal, 2004 ; Jamieson et al., 2007). Il apparaît que la subsidence n'a qu'un effet très limité sur l'architecture deltaïque, formant une déflexion de moins de 10 m. Dans la suite, l'effet d'une subsidence liée à la charge sédimentaire sera donc ignoré, ce qui est raisonnable étant donné l'envergure limitée du système deltaïque.

6. Résultats - Interprétation

Les paramètres imposés, directement déduits de la configuration du modèle géologique, et la sélection de paramètres testés permettant de reproduire le modèle géologique, ont été combinés afin de construire un modèle complet d'évolution stratigraphique du delta de Portneuf-Forestville (Figs. V-5 et 6). L'architecture stratigraphique modélisée reproduit de manière très satisfaisante celle du complexe deltaïque observé sur le terrain (voir Chap. III & Fig. III-17). On note « heureusement » quelques exceptions. Ci-dessous est discutée à la lumière de cette modélisation une série de relations stratigraphiques observées au sein non seulement du delta de Portneuf-Forestville (Chap. III), mais également des autres complexes deltaïques étudiés au cours de ce travail de thèse.

6.1. Progradation et architecture deltaïque

Une progradation deltaïque majeure est observée entre 11 000 et 10 000 ans, soit pendant la période où les apports sédimentaires imposés sont très importants (Fig. V-5). En seulement 1 000 ans, la progradation deltaïque réussit à combler l'intégralité des vallées structurales (deltas de fond de fjord) et à dépasser le cadre de celles-ci et déborde sur la plate-forme du St. Laurent. Les deltas de Portneuf et Sault-aux-Cochon deviennent protubérants sur l'Estuaire du St. Laurent et forment deux lobes distincts bien marqués, rapidement coalescents. L'absence d'incision fluviatile (voir plus bas) permet à ce moment une progradation radiale de ces deux lobes deltaïques, résultant en une grande répartition latérale des sédiments deltaïques, plutôt qu'en un confinement et une focalisation des dépôts. Les apports sédimentaires importants durant cette période permettent le développement d'une plaine fluviodeltaïque faiblement pentée vers le bassin mais non étagée. Les taux de progradation dans les vallées structurales sont de l'ordre de 300 m/an, tandis qu'ils décroissent drastiquement, d'un ordre de grandeur

(environ 30 m/an), lors de la progradation deltaïque sur le bassin non confiné de l'Estuaire du St. Laurent, du fait de l'augmentation du volume disponible pour le dépôt sédimentaire, configuration héritée de la structure du socle et non d'une augmentation de l'accommodation.

L'architecture deltaïque est typiquement tripartite, formée d'une plaine deltaïque faiblement pentée vers le bassin, d'un front de delta sableux relativement penté et d'un front de delta inférieur moins penté, constitué de matériel plus fin (Fig. V-6). Une telle architecture est en accord avec la modélisation de Swenson et al. (2005) pour un delta dominé par les processus fluviatiles mais aussi et surtout avec l'architecture réelle du delta de Portneuf-Forestville (Fig. III-3).

Dès la réduction d'apports sédimentaires marquant à 10 000 ans la transition pro- à paraglaciaire, la progradation deltaïque est drastiquement ralentie, passant de 30 m/an à 2-5 m/an. L'incision du système fluviatile (voir plus bas) induit dorénavant une focalisation des dépôts dans l'axe préférentiel des incisions fluviatiles et de leurs embouchures (Fig. V-5). En dépit d'une focalisation des dépôts, de la diminution des taux de chute du NMR et d'une incision des systèmes fluviatiles permettant par remaniement des anciens dépôts deltaïques de soutenir un apport en sédiment au littoral, il n'y a plus d'accrétion deltaïque. L'architecture stratigraphique résultante se trouve ainsi étagée, formant des marches et des paliers, dans l'axe des vallées incisées (*Paraglacial suites* du Chap. VI, Fig. VI-9).

6.2. Aggradation fluviatile en régression forcée

Entre 11 000 et 10 000 ans, le système fluviatile est caractérisé par une aggradation. Celle-ci est relativement importante (100-150 mètres sur 1000 ans) dans l'axe de la vallée structurale et décroît fortement pour atteindre moins de 10 mètres par milliers d'année lors de la sortie des systèmes deltaïques des vallées et leur progradation dans le bassin non confiné, aux alentours de 10 400 ans (Fig. V-5). Cette aggradation fluviatile est vue comme un excès d'apports sédimentaires par rapport à la capacité de transport des rivières (ici, matérialisée par le coefficient de diffusion des rivières en domaine continental). Il est intéressant de noter que cette aggradation fluviatile survient alors que la chute de NMR à ce moment-là est de plusieurs centimètres par an, en contradiction avec un certain nombre d'idées reçues (section I-2). La décroissance des taux d'aggradation fluviatile est directement liée à la chute des taux de progradation deltaïque (voir paragraphe précédent et Chap. III) : un angle de trajectoire de ligne de rivage inférieur au profil d'équilibre longitudinal d'un système fluviatile permet l'aggradation fluviatile en régression forcée (Fig. I-17, Ritchie et al., 2004b).

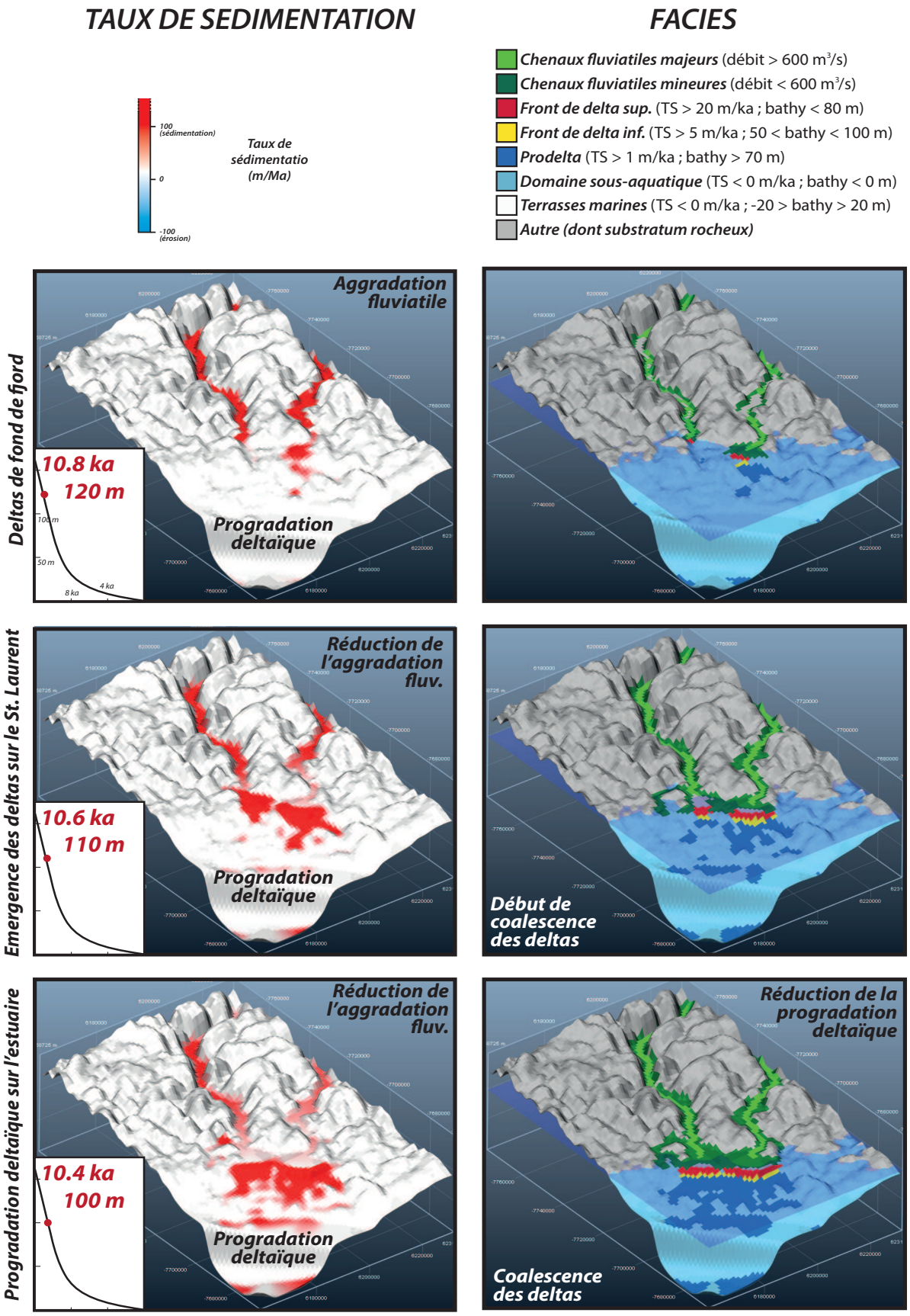
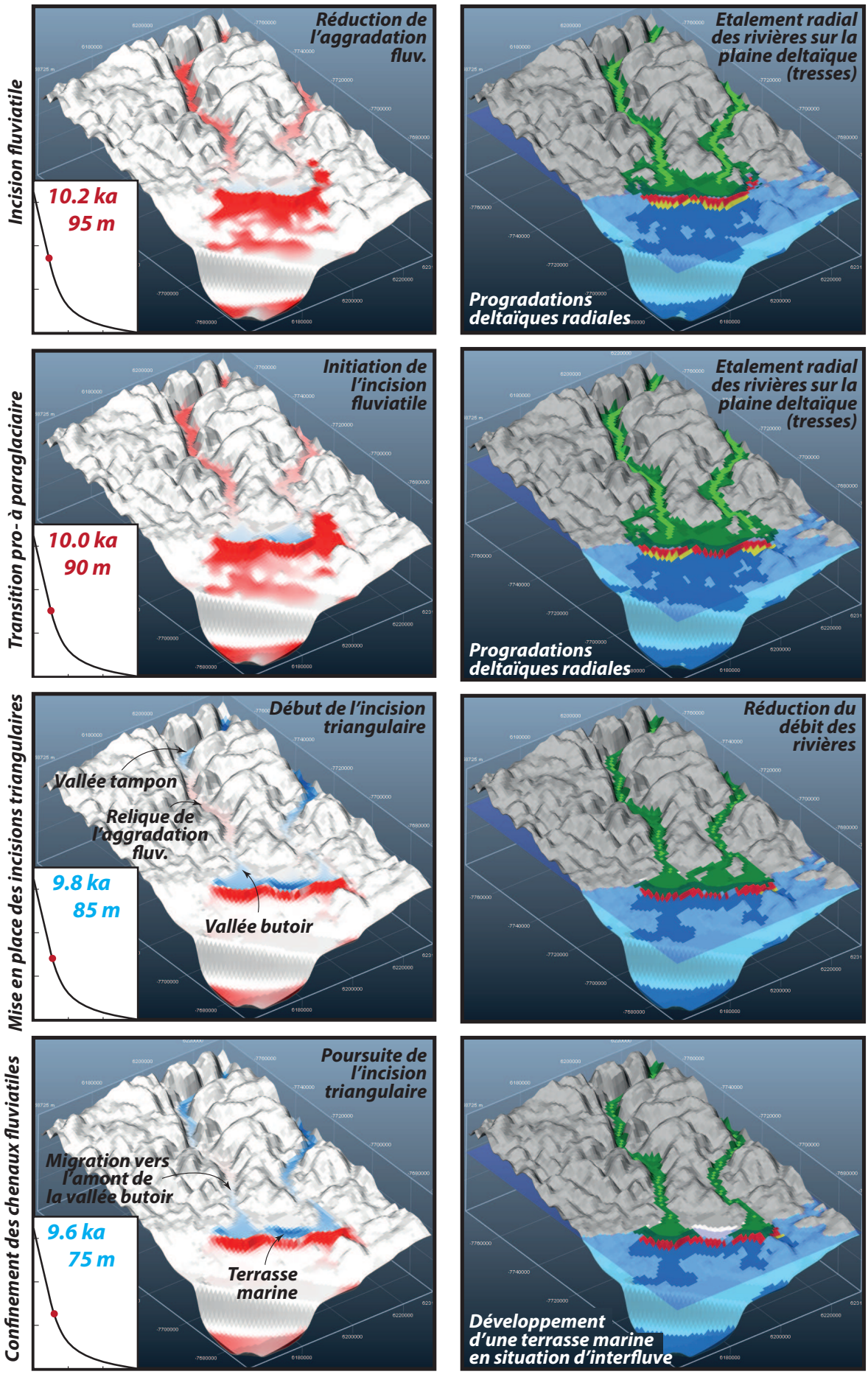
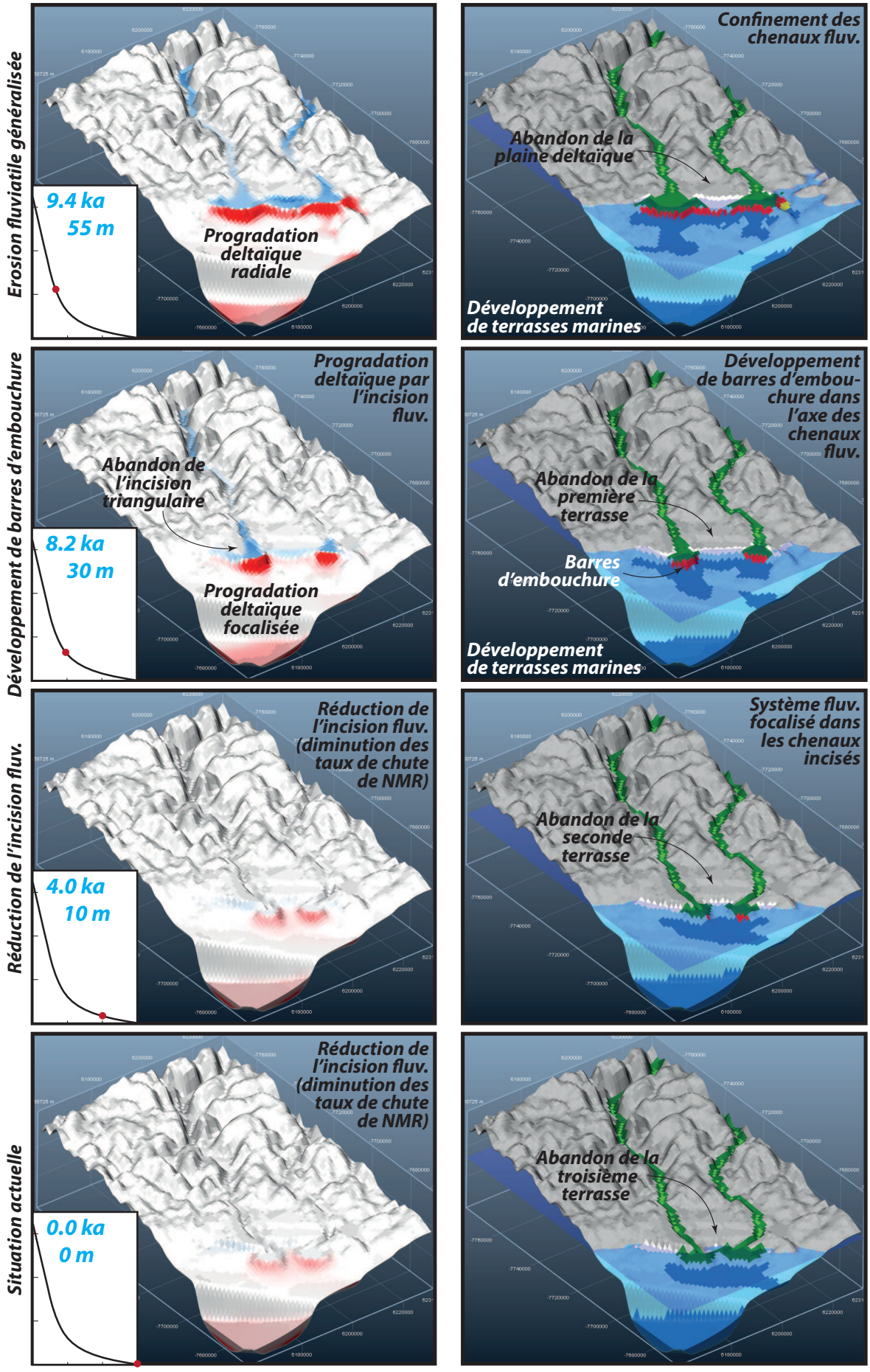


Fig. V-5: *Modélisation de l'évolution morphosédimentaire du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville. La colonne de gauche met en évidence les taux de sédimentation et la colonne de droite propose une distinction en termes de faciès de dépôt. Pour chaque vignette sont donnés l'âge et la situation du NMR par rapport à aujourd'hui. TS : taux de sédimentation.*


Incision fluviatile
Réduction de l'aggradation fluv.
10.2 ka
95 m
Etalement radial des rivières sur la plaine deltaïque (tresses)
Progradations deltaïques radiales
Transition pro- à paraglaciaire
Initiation de l'incision fluviatile
10.0 ka
90 m
Etalement radial des rivières sur la plaine deltaïque (tresses)
Progradations deltaïques radiales
Mise en place des incisions triangulaires
Début de l'incision triangulaire
Vallée tampon
Relique de l'aggradation fluv.
9.8 ka
85 m
Vallée butoir
Réduction du débit des rivières
Confinement des chenaux fluviatiles
Poursuite de l'incision triangulaire
Migration vers l'amont de la vallée butoir
9.6 ka
75 m
Terrasse marine
Développement d'une terrasse marine en situation d'interfluve


Erosion fluviatile généralisée
9.4 ka
55 m
Progradation deltaïque radiale
Confinement des chenaux fluv.
Abandon de la plaine deltaïque
Développement de terrasses marines
Développement de barres d'embouchure
Progradation deltaïque par l'incision fluv.
Abandon de l'incision triangulaire
8.2 ka
30 m
Progradation deltaïque focalisée
Développement de barres d'embou-chure dans l'axe des chenaux fluv.
Abandon de la première terrasse
Barres d'embouchure
Développement de terrasses marines
Réduction de l'incision fluv.
Réduction de l'incision fluv. (diminution des taux de chute de NMR)
4.0 ka
10 m
Système fluv. focalisé dans les chenaux incisés
Abandon de la seconde terrasse
Situation actuelle
Réduction de l'incision fluv. (diminution des taux de chute de NMR)
0.0 ka
0 m
Abandon de la troisième terrasse

6.3. Incision fluviatile

La plaine deltaïque vers 10 200-10 000 ans est marquée par des zones où une faible incision fluviatile est observée (moins de 10 m/ka). Ces zones sont géographiquement restreintes et uniquement présentes dans des secteurs non confinés par les vallées structurales. Une telle incision est à mettre en relation avec la réduction des taux de progradation sédimentaire, du fait de l'augmentation d'espace disponible pour le dépôt sédimentaire. De ce fait, la trajectoire de la ligne de rivage n'est plus aussi peu pentée que précédemment, lors de la progradation deltaïque dans les vallées. Le système fluviatile initie ainsi son encaissement, sans diminution d'apport sédimentaire ni augmentation de taux de chute de NMR.

Après la chute drastique des apports sédimentaire à 10 000 ans (transition pro- à paraglaciaire), le système fluviatile s'incise drastiquement dans les dépôts deltaïques (Fig. V-5). Deux types d'incisions sont observés. Un premier type correspond à une incision provenant de l'amont du système, qui migre vers l'aval. A l'inverse, le second type s'initie au niveau de la ligne de rivage et migre vers l'amont (Fig. V-5). Ces deux incisions fluviatiles, correspondant respectivement aux vallées tampon et butoir *sensu* Holbrook & Bhattacharya (2012, voir Fig. I-15), s'initient chacune à une extrémité du système fluviatile et convergent ainsi l'une vers l'autre. Ces incisions laissent pendant un court laps de temps des portions du système fluviatile encore en aggradation dans la vallée structurale, alors que la transition pro- à paraglaciaire s'est déjà effectuée (Fig. V-5). Un tel « retard », ici de l'ordre de quelques centaines d'années au plus (moins de 400 ans), est à mettre en relation avec le temps de réponse des systèmes fluviaux aux forçages extérieurs, dont la représentation numérique dépend en partie du coefficient de diffusion utilisé pour modéliser ces mêmes systèmes fluviaux (Chap. I, Shen et al., 2012). Les migrations convergentes des vallées butoir et tampon lors de la transition pro- à paraglaciaire avaient déjà été soupçonnées, ainsi que le retard d'ajustement qui en découle, dans la reconstruction de la dynamique du delta de Portneuf-Forestville (voir diagramme de Wheeler, Fig. III-20). Il est toutefois à noter que le retard d'ajustement du système fluviatile n'est marqué qu'à partir de plusieurs dizaines de kilomètres à l'amont de l'embouchure du système fluviatile ; il n'est donc pas à mettre en relation avec la « réponse en temps réel » des systèmes fluviatiles, concept développé au chapitre IV. Cette réponse en temps réel ne concernait que les segments les plus avals (au plus quelques kilomètres) du système fluviatile. C'est plutôt la migration vers l'amont de la vallée butoir, initiée à la ligne de rivage, qui est analogue à la réponse en temps réel de ces systèmes fluviatiles.

Lors de la transition pro- à paraglaciaire, l'incision du système fluviatile se marque à l'aval par la formation d'une vallée butoir dans le lobe deltaïque en forme d'éventail, immédiatement aux embouchures des vallées structurales. Cette incision fluviatile prend initialement la forme

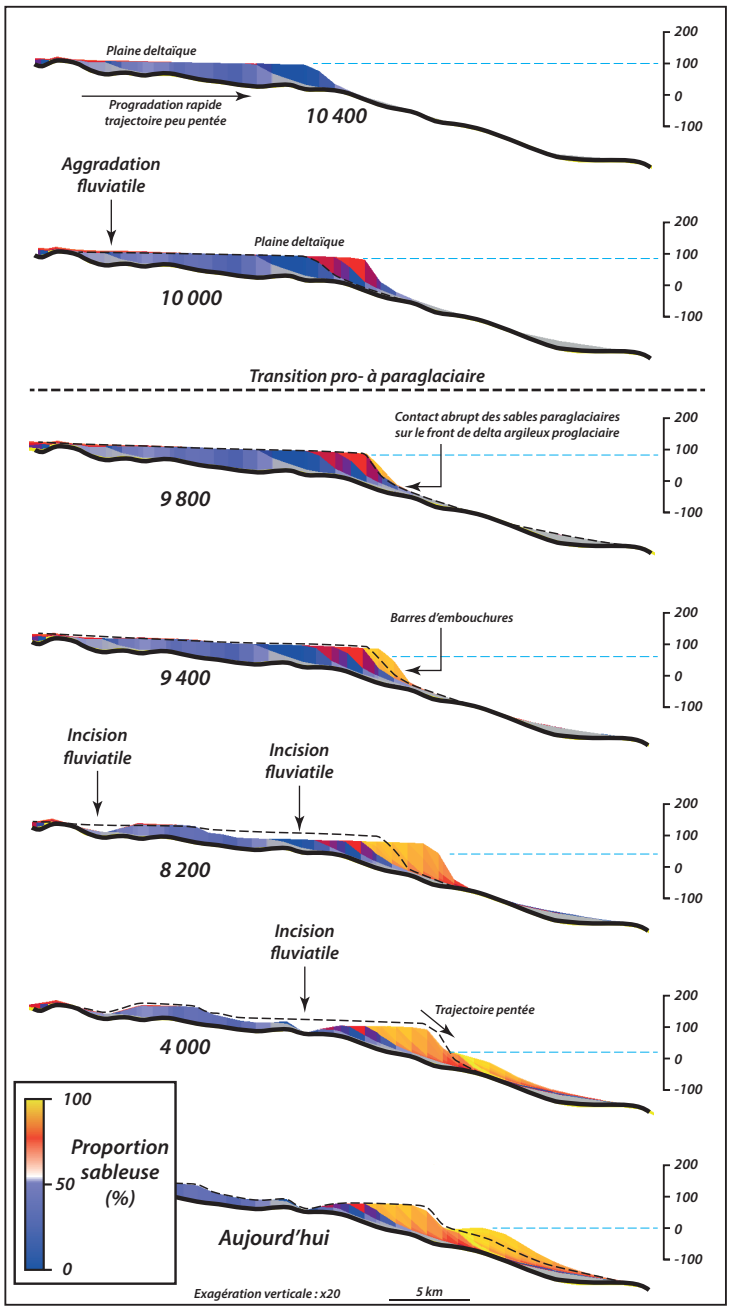


Fig. V-6: *Transect 2-D de la progradation deltaïque (Fig. V-5) mettant en évidence les caractéristiques granulométriques des dépôts. Noter l'augmentation de granulométrie en dynamique paraglaciaire et le contact abrupt des facies grossiers (barres d'embouchures) sur le matériel fin du front de delta proglaciaire. Les lignes pointillées noires représentent le profil deltaïque de la vignette antérieure. L'échelle verticale est donnée par rapport au niveau marin actuel.*

d'un triangle évasé vers le bassin, pendant 400-600 centaines d'années (soit correspondant à une chute de NMR de 10-15 m environ), avant de s'inciser plus profondément sous forme d'un chenal unique étroit. Cette incision triangulaire, marquant morphostructuralement la transition pro- à paraglaciaire, rappelle très précisément les incisions triangulaires observées sur le terrain de part et d'autre des actuelles rivières Portneuf et Sault-au-Cochon, au-dessus des méandres abandonnés les plus hauts/anciens (*V-mouthed incisions* dans le chap. III, voir par exemple Figs. III-2 et 17). Ces incisions triangulaires ont donc bien valeur de marqueurs de la transition pro- à paraglaciaire. L'incision profonde du système fluviatile subséquemment méandriforme résulte finalement de l'encaissement fluvial à un endroit donné, sans possibilité ultérieure d'en

sortir du fait de l'incision rapide. Cette incision permet l'abandon par les chenaux fluviatiles de l'ancienne plaine deltaïque maintenant émergée, sur laquelle plus aucun processus sédimentaire n'a eu lieu jusqu'à aujourd'hui, hormis la pédogenèse et, très localement la mise en place de dunes éoliennes (Figs. II-1 et V-5).

L'incision profonde des chenaux fluviatiles dans les anciens lobes deltaïques se marque en domaine littoral par le dépôt de corps sableux apparentés à des barres d'embouchure. Ces dernières se développent de manière importante lors des premiers stades d'incision fluviatile, c'est-à-dire quand de forts taux de chute de NMR permettent une incision rapide et profonde, et donc un décaissement important des anciens sédiments deltaïques. Par la suite, lors du ralentissement des taux de chute de NMR, l'incision fluviatile diminue, exportant moins de sédiments vers le bassin. Il en résulte un dépôt moindre, voire insignifiant. Une telle diminution au cours du temps des taux d'accrétion des barres d'embouchure en contexte paraglaciaire avait déjà été détectée lors de l'étude du delta de St. Jean (Chap. IV, Fig. IV-16). Il est à noter que dans cette modélisation numérique, des barres d'embouchure bien définies, très allongées vers le bassin, se mettent en place. Elles sont subséquemment ré-incisées par l'érosion fluviatile lors de la chute de NMR et forment ainsi un système deltaïque essentiellement allongé. Dans le modèle géologique du delta de Portneuf-Forestville, de tels systèmes de barres d'embouchure n'ont pas été identifiés : les sédiments apportés en domaine littoral par l'incision des rivières méandriformes alimentent en fait des structures sédimentaires inhérentes à la dérive littorale, telles que *longshores bars* ou des flèches et plate-formes de flèches. Il en résulte une morphologie du système deltaïque très lissée, formant des littoraux rectilignes ou arqués, typiques de deltas influencés vagues, et à l'inverse de barres d'embouchures allongées vers le bassin observées dans la modélisation numérique. En revanche, une telle dynamique a été parfaitement caractérisée dans les deltas du lac St Jean (Nutz et al., 2015). Nous pouvons ainsi supposer que cette différence entre modèle géologique et modélisation stratigraphique provient de la non prise en compte de la dérive littorale dans *Dionisos*.

6.4. Terrasses marines

Des terrasses marines sont formées lors de l'évolution paraglaciaire du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville. Elles s'étagent et forment des encoches et des replats littoraux successivement mis en place et abandonnés par la chute de NMR. La morphologie résultante a donc un aspect en escalier (par exemple les figures III-2 et VI-9). Ces terrasses marines se sont développées hors de l'axe des embouchures des rivières incisées, en domaine d'interfluve ; les apports sédimentaires dans l'axe de ces incisions inhibant l'érosion marine.

Il faut souligner que les terrasses marines s'étagent et se répartissent selon un motif totalement indépendant des variations de NMR, ce dernier ne montrant qu'une courbe exponentiellement décroissante, que ce soit en contexte pro- ou paraglaciaire. En d'autres termes, les replats extensifs formés par des terrasses marines peuvent très bien ne correspondre en rien à des « paliers » dans la courbe de NMR (et encore moins à des transgressions intermédiaires, Dionne, 2001a ; Bernatchez, 2003). Enfin, les terrasses marines s'étageant occasionnellement selon des motifs différents de part et d'autre des systèmes fluviatiles, il en est déduit qu'aucun processus régional ou global (réorganisation des courants océaniques ou atmosphériques, changement de régime de tempête, libération d'importantes masses d'eaux de fontes…) n'est à l'origine de la mise en place de ces terrasses marines. Il s'agit alors plutôt de processus autocycliques qui contrôlent au premier ordre le motif de répartition des terrasses marines. Ces processus peuvent être des migrations latérales ou avulsions de chenaux, inhibant par endroits le développement de terrasses marines et le favorisant à d'autres, l'angle de la côte par rapport à la dérive littorale ou encore l'apport/manque de sédiments par endroit. Il est toutefois nécessaire de garder à l'esprit que la variation d'un forçage externe, pouvant potentiellement participer à la formation d'une terrasse marine particulière, ne sera pas ici décelée, du fait de la répartition autocyclique des terrasses marines environnantes.

Cette modélisation réussit à excaver des terrasses marines en contexte de chute ininterrompue de NMR, sans qu'aucun épisode de hausse de NMR ne soit nécessaire. Ceci semble en accord avec les conclusions du chapitre IV (delta de la rivière St. Jean) selon lesquelles les terrasses marines ne sont pas la conséquence d'une transgression temporaire interrompant momentanément la chute de NMR d'origine glacio-isostatique. Ceci va ainsi à l'encontre de certains travaux portant sur la mise en place de terrasses marines (Bernatchez, 2003).

6.5. Modalités d'empilement stratigraphique et tendances granulométriques

La transition pro- à paraglaciaire, en plus d'être caractérisée par l'initiation d'une incision fluviatile majeure dans les anciens dépôts deltaïques, se marque par la juxtaposition des faciès sableux des barres d'embouchures sur l'ancien front de delta inférieur (Figs. V-5 et 6), majoritairement composé de matériel plus fin. Dans le cas d'étude réel du delta de Portneuf-Forestville, les corps sédimentaires correspondant à ces barres d'embouchures sont la plate-forme de flèche et les chenaux d'embouchures (faciès jaunes sur la Fig. III-3). Ces faciès sableux reposent effectivement de manière abrupte, voire discordante, sur les faciès fins du front de delta inférieur (faciès en bleu sur la Fig. III-3, Figs. III-7 et 10).

L'initiation d'une incision fluviatile à la transition pro- à paraglaciaire, ainsi que le contact abrupt de faciès relativement grossiers sur des faciès fins semblent, en termes de stratigraphie

séquentielle conventionnelle, indiquer l'occurrence d'un cortège de haut niveau (HST) suivi d'un cortège de régression forcée (FSST). Par ailleurs, la trajectoire de la ligne de rivage (*sensu* Helland Hansen & Hampson, 2009) —ici approximé par le rebord de la plaine deltaïque— montre une pente très faible en contexte proglaciaire mais qui augmente significativement en contexte paraglaciaire, du fait de la réduction des apports sédimentaires (Fig. V-6). Cette tendance bimodale suggère également la présence de cortèges de haut niveau et de régression forcée. Or, on a ici une régression forcée continue depuis l'initiation du système deltaïque —c'est-à-dire dès le retrait des marges glaciaires— jusqu'à aujourd'hui. Ce complexe deltaïque constitue donc intégralement un cortège de régression forcée (voir également les chapitres II et III). La modélisation numérique témoigne ainsi du fait qu'un système sédimentaire soumis à une chute ininterrompue de NMR peut prendre l'aspect de cortèges attribués à des motifs différents de NMR. Le mode d'empilement des corps sédimentaires reflète ici la réduction des apports sédimentaires, en suggérant faussement des motifs de variations de NMR inexistants.

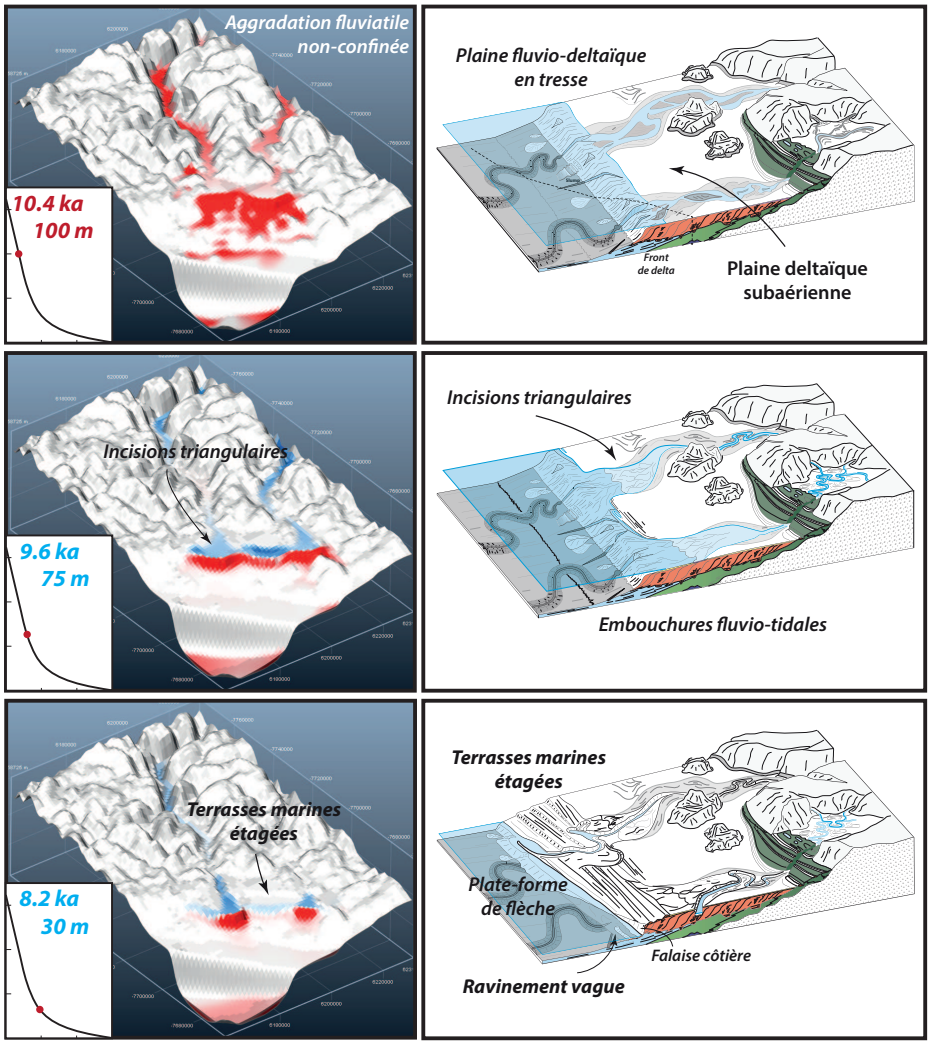


Fig. V-7: *Comparaison entre les modèles numérique et géologique (Fig. III-17) de l'édification du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville.*

6.6. Conclusions

Il a donc été possible de reproduire une séquence de déglaciation, comprenant les parties pro- et paraglaciaires à partir d'une paramétrisation adéquate (Fig. V-7). Cette dernière se distingue des sédimentaires siliciclastiques conventionnelles par des dynamiques évoluant très rapidement au cours du temps (plusieurs ordres de grandeurs plus rapide), des charges sédimentaires et taux de progradation deltaïques extrêmement importantes (un à trois ordres de grandeurs supérieur ; Church & Slaymaker, 1989) ainsi que par les taux de chute de NMR (voir section I-1). Il en résulte des architectures deltaïques qui peuvent être similaires aux systèmes sédimentaires non-glaciaires mais qui ont été mis en place pendant des périodes beaucoup plus courtes. La paramétrisation utilisée (paramètres d'entrée, coefficients de diffusion) permet de reproduire la dynamique sédimentaire d'un complexe deltaïque de déglaciation. Elle permet ainsi de mettre en lumière les différents forçages identifiés lors de l'interprétation sédimentologique.

7. Modélisations prospectives

Des modélisations prospectives ont été menées pour tester quelques variantes représentatives de séquence de déglaciation mais non représentées par le modèle géologique de Portneuf-Forestville. Les variantes explorées sont : les effets d'une variation du calendrier des apports sédimentaires, l'absence d'une plate-forme structurale peu profonde et la présence d'une transgression postglaciaire. Egalement, la dynamique sédimentaire d'une plate-forme de type continentale peu pentée, alimentée par une source de sédiment linéaire —au lieu de ponctuelle car forcée par la présence de vallées structurales— a également été modélisée. Cette section permet une modélisation de l'architecture d'un système deltaïque dans des configurations différentes, potentiellement observables, ou identifiables, dans d'autres contextes géologiques ou (paléo)-géographiques. Notamment, la modélisation d'une plate-forme peu pentée constitue un analogue à la plate-forme ordovicienne nord-gondwanienne (Loi et al., 2010). Pour chacune des modélisations prospectives, tous les paramètres précédemment utilisés restent identiques, excepté ceux dont l'effet de la variation est testé.

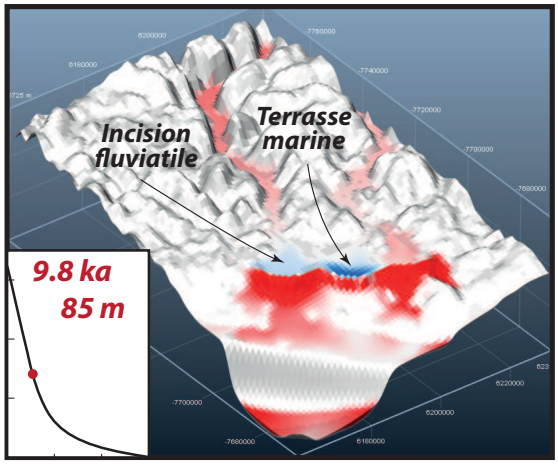
7.1. Retrait tardif du glacier du bassin versant

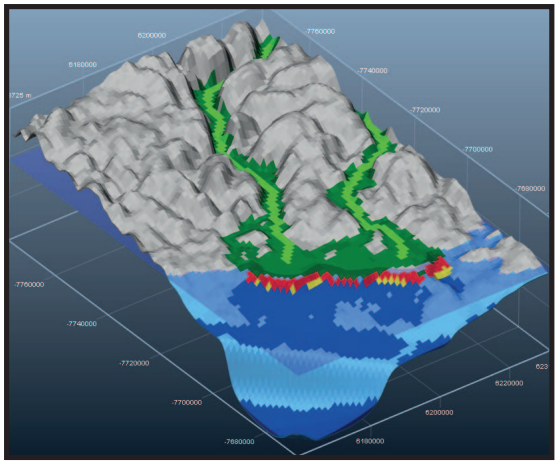
Un retrait tardif des marges glaciaires des bassins versants, entraînant un retard de la transition pro- à paraglaciaire et de la diminution abrupte des apports sédimentaires a été modélisé pour deux raisons. La première concerne la validation de l'hypothèse de travail énonçant que c'est bien le retrait des marges glaciaires qui entraîne l'incision fluviatile et l'arrêt de la progradation deltaïque dans le secteur de Portneuf-Forestville, plutôt qu'un phénomène

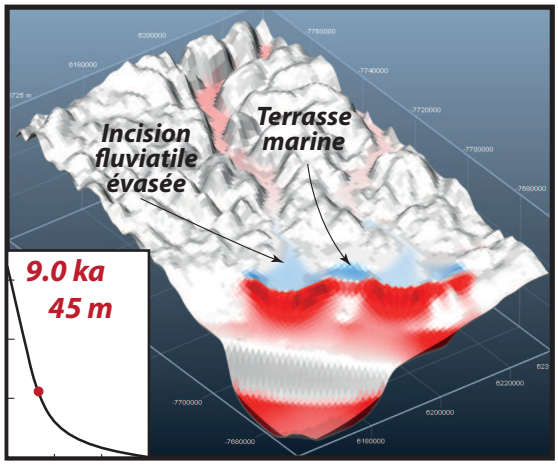
autogénique associé à la progradation deltaïque dans un bassin peu confiné. La seconde raison est qu'une telle modification du calendrier de déglaciation permet de retomber sur la modélisation du delta de la rivière Moisie à Sept-Îles. L'étude de l'architecture deltaïque de cette région a en effet révélé une transition pro- à paraglaciaire aux alentours de 7.3 ka cal BP (Chap. II), soit près de 3 ka après celle de Portneuf-Forestville, résultant en une période d'accrétion deltaïque deux à trois fois plus longue. Ainsi, sur un modèle de base correspondant à celui de Portneuf-Forestville, une transition pro- à paraglaciaire à 7 300 ans a été testée (Fig. V-8).

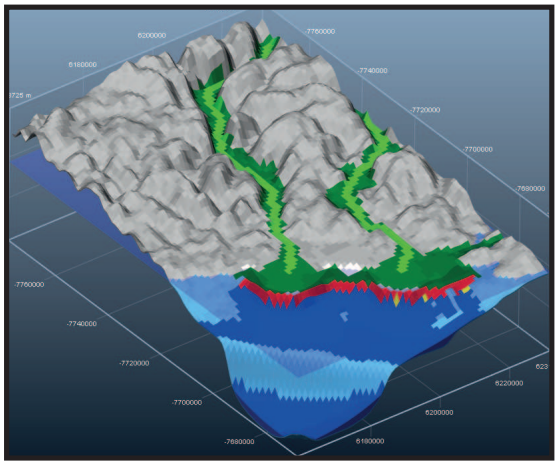
L'architecture deltaïque résultante d'une dynamique proglaciaire prolongée dans le temps (Fig. V-8) consiste en deux lobes deltaïques juxtaposés radiaux, aux embouchures des deux vallées structurales, et entaillés par des incisions fluviatiles évasées et peu profondes à l'aval desquelles de nouveaux lobes deltaïques se développent de manière active mais toutefois en étant moins étalés. A la transition pro- à paraglaciaire, le système fluviatile s'incise dans les lobes deltaïques anciens, permettant un confinement des nouveaux dépôts apparentés aux barres d'embouchures décrites précédemment. La progradation deltaïque initiale dans les vallées structurales est en revanche similaire à celle modélisée précédemment (Fig. V-8). Lors de la progradation deltaïque en domaine non confiné, une incision fluviatile importante se marque, débutant dès 10 200 ans. Cette incision correspond à celle entrevue précédemment avant la transition pro- à paraglaciaire (Fig. V-5), et est interprétée comme la résultante de la diminution des taux de progradation. Cette incision, de forme évasée, permet une progradation deltaïque moins étalée à son embouchure, sans toutefois être totalement confinée, à la différence du système fluviatile paraglaciaire. Les taux de progradation deltaïque restent soutenus. Il est à noter qu'aucun phénomène d'aggradation fluviatile n'est observé après la première incision fluviatile en domaine non confiné. Dans les vallées structurales à l'inverse, l'aggradation fluviatile reste effective jusqu'à la transition pro- à paraglaciaire. A partir de l'incision fluviatile initiale, des terrasses marines se développent sur les rebords des lobes deltaïques, en situation d'interfluve par rapport aux embouchures des rivières. Lors de la transition pro- à paraglaciaire à 7 300 ans, le système fluviatile opère une transition vers une dynamique d'érosion avec encaissement et confinement.

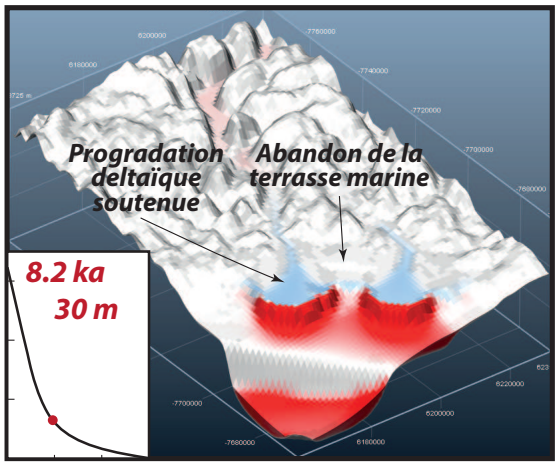
Une transition pro- à paraglaciaire tardive résulte donc en une progradation deltaïque soutenue, malgré un phénomène d'incision fluviatile précoce. Ce dernier coïncide avec l'arrivée du système deltaïque sur la zone non confinée de l'Estuaire du St. Laurent, suggérant que l'augmentation de l'espace de dépôt force une telle incision fluviatile. L'architecture deltaïque résultante comprend ainsi deux lobes deltaïques imbriqués et étagés, ce qui correspond bien à ce qui est observé sur le complexe deltaïque de Sept-Îles (Fig. II-1). Cette imbrication de lobes deltaïques serait alors caractéristique d'une dynamique proglaciaire prolongée par rapport

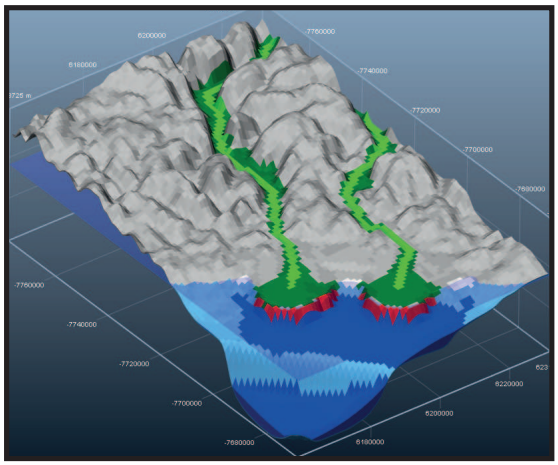

Incision fluviatile
Terrasse marine
9.8 ka
85 m

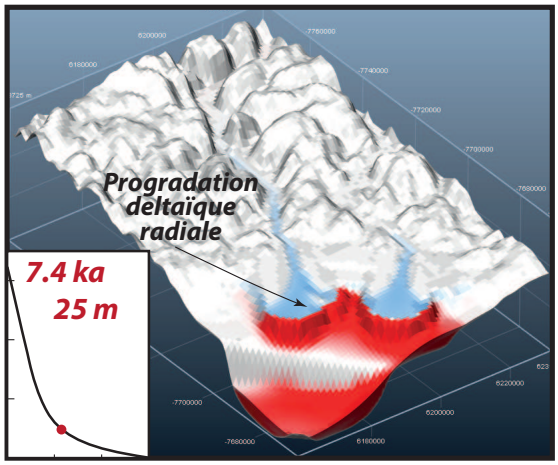


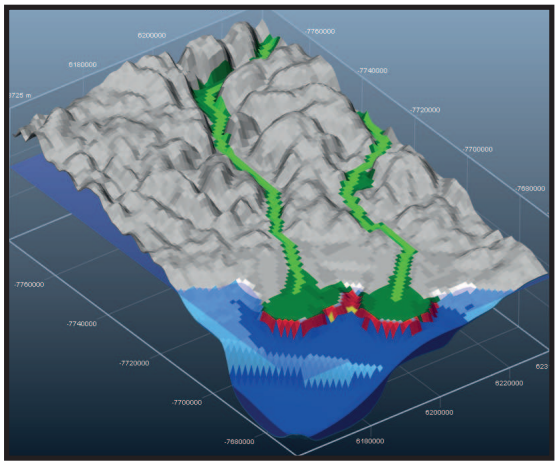

Incision fluviatile évasée
Terrasse marine
9.0 ka
45 m




Progradation deltaïque soutenue
Abandon de la terrasse marine
8.2 ka
30 m




Progradation deltaïque radiale
7.4 ka
25 m



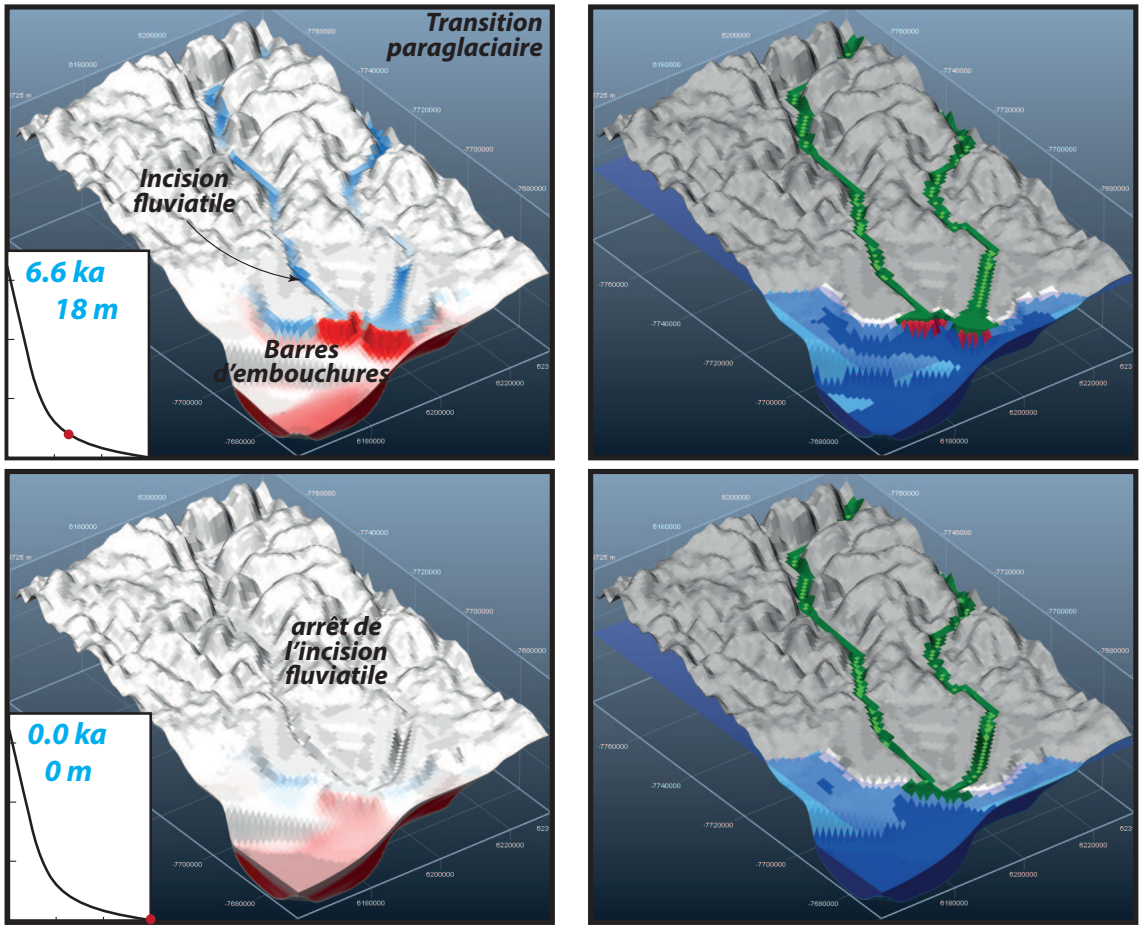


Fig. V-8: *Modèle de l'évolution morphosédimentaire d'un complexe deltaïque avec une transition pro- à paraglaciaire tardive (7.3 ka). Voir la figure V-5 pour les légendes de couleurs.*

au système de Portneuf-Forestville. Cependant, le second lobe produit par la modélisation ne montre aucune évidence d'aggradation fluviatile, contrairement à ce qui a été déduit de l'étude du complexe deltaïque de Sept-Îles (Chap. II). Ce dernier paramètre pourrait être expliqué par une pente de substratum trop élevée, dans le cas de la modélisation numérique, empêchant des taux importants de progradation deltaïque. Enfin, la modélisation d'une transition pro- à paraglaciaire tardive suggère en retour que l'édification du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville n'a effectivement pas subi une telle dynamique, cette dernière ne permettant pas l'édification d'un corps deltaïque comparable à celui observé sur le terrain. En effet, l'architecture modélisée résultante d'une telle transition pro- à paraglaciaire diverge de manière significative du modèle géologique (Figs. III-2 et 3).

7.2. Absence d'une plate-forme structurale peu profonde

Les complexes deltaïques étudiés dans le cadre de ce travail de thèse (Sept-Îles, Portneuf-Forestville et St. Jean) ont pour trait commun d'avoir progradé sur une plate-forme peu profonde, d'origine structurale, formant une zone de transition morphologique héritée entre les terres émergées du bouclier canadien au nord, et le profond Chenal Laurentien au sud. Toutefois, la présence d'une telle plate-forme n'est pas ubiquiste le long de la Côte Nord du St. Laurent. Très peu développée dans les secteurs des Escoumins et de Godbout, aucun complexe deltaïque extensif n'y est observé (Fig. VI-11). A la place se sont développés des systèmes turbiditiques connectant directement les systèmes fluviatiles avec le Chenal Laurentien (voir Normandeau et al., 2015). L'objectif de cette section est donc de visualiser le comportement d'un complexe deltaïque de déglaciation en l'absence d'une large plate-forme marine. Comme précédemment, le modèle de base conserve les paramètres du cas d'étude sur le delta de Portneuf-Forestville, ce dernier progradant sur un domaine à forte déclivité.

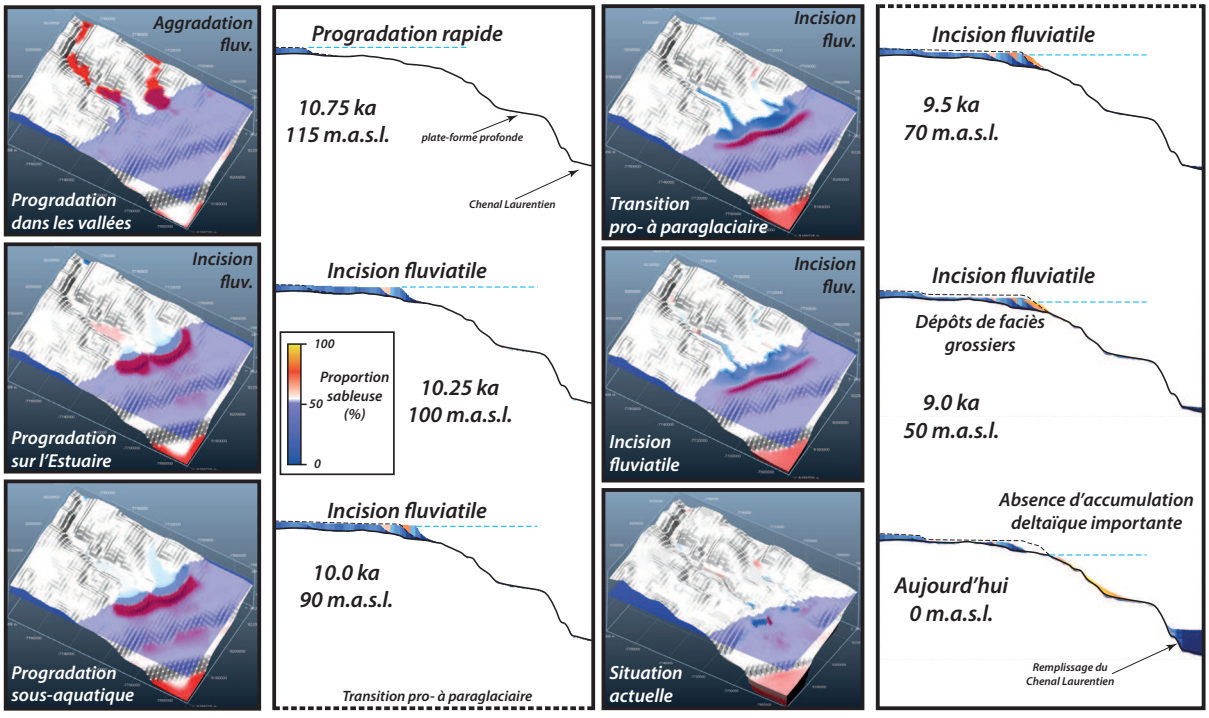


Fig. V-9: *Architecture stratigraphique résultante d'une progradation deltaïque en l'absence d'une plate-forme structurale peu profonde.*

Il ressort très logiquement de cette modélisation (Fig. V-9) que l'absence d'une plate-forme structurale peu profonde inhibe la progradation deltaïque et favorise plutôt le développement d'un cône sableux sous-aquatique. L'aggradation fluviatile n'est alors effective que tant que la progradation deltaïque reste confinée dans les vallées structurales. Dès l'émergence sur l'Estuaire du St. Laurent, le système fluviatile s'encaisse profondément, malgré des apports proglaciaires toujours importants. L'architecture sédimentaire résultante se compose de nappes sableuses plaquées sur le substratum rocheux, et ré-incisées continuellement par l'érosion marine et l'encaissement fluviatile. Le fond du Chenal Laurentien accueille une accumulation de sédiments fins dont le volume correspond au volume manquant des deltas par rapport à la modélisation initiale. Dans un tel contexte, la transition pro- à paraglaciaire n'est pas spécifiquement marquée par l'initiation d'une incision fluviatile importante, qui a commencé plus précocement, mais plutôt par le confinement des chenaux fluviatiles

7.3. Transgression postglaciaire

Afin de tester l'influence d'une transgression postglaciaire sur l'architecture finale d'une séquence de déglaciation, une hausse de NMR a été appliquée subséquemment à l'évolution deltaïque modélisée en figure V-5. Cette étude (Fig. V-10) a été réalisée afin de préciser l'architecture deltaïque potentiellement préservée d'un delta similaire à celui de Portneuf-Forestville. Cette modélisation est représentative d'une mise en place de séquence de déglaciation en zone dominée eustatisme (Fig. I-20, Hein et al., 2014), initialement marquée par une chute de NMR forcée par le rebond isostatique avant d'être ennoyée du fait d'une hausse de NMR d'origine glacio-eustatique (courbes 2 à 7 de la Fig. I-9 ; Boulton, 1990). La dynamique initiale de régression forcée, durant 11 000 ans, est la même que celle appliquée dans les modélisations précédentes, c'est-à-dire comprenant une chute de NMR de 140 à 0 m selon une courbe exponentiellement décroissante. Une hausse de NMR succède à cette chute : elle dure 10 000 ans, atteint de nouveau 140 m à la fin de cette évolution et correspond, en terme de taux de montée, au symétrique de la courbe de chute de NMR.

L'évolution sédimentaire initiale associée à la chute de NMR est donc exactement similaire à celle décrite dans les figures V-5 et V-6. Dès le début de remontée de NMR, le mode d'empilement des différents corps sédimentaires opère une rétrogradation (Fig. V-10). Les barres d'embouchures, mises en place aux débouchées des incisions fluviatiles, commencent à migrer vers l'amont et se surimposent aux anciennes barres d'embouchures développées en contexte de régression forcée. Il en va de même pour les terrasses marines, les terrasses transgressives se surimposant aux terrasses régressives et en les amplifiant. Notons que les barres d'embouchures déposées en contexte transgressif ont une composition granulométrique très proche des

barres d'embouchures régressives. Les incisions fluviatiles se colmatent progressivement par l'empilement de barres d'embouchures rétrogradantes, ce qui peut être compris comme une séquence estuarienne de comblement de vallée incisée même si la dynamique tidale n'est pas prise en compte par le modèle numérique. Ces corps sédimentaires initialement sableux montrent une rapide grano-décroissance. Le sommet de la succession, c'est-à-dire le scellement du système, est constitué par des faciès très argileux, 10 000 ans après le début de la remontée eustatique.

La modélisation de l'architecture deltaïque d'un delta mis en place en contexte de chute de NMR et subséquemment ennoyé par une montée de NMR montre donc un corps sableux —le front de delta proglaciaire et les barres d'embouchures régressives à transgressives, les faciès d'estuaire— reposant sur des faciès fins (prodelta proglaciaire) et scellé par des faciès fins (argiles transgressives), ce qui correspond effectivement aux systèmes tardiglaciaires (Fig. I-20, Hein et al., 2014). Les vallées fluviatiles incisées et subséquemment remplies de sédiments transgressifs constituent des corps sableux volumétriquement importants. La superposition des barres d'embouchures régressives et transgressives —représentant dans le système réel des *longshores bars*, des flèches et plate-formes de flèche— constitue potentiellement une source de confusion dans l'interprétation d'une telle succession. En effet, considérant que la présence

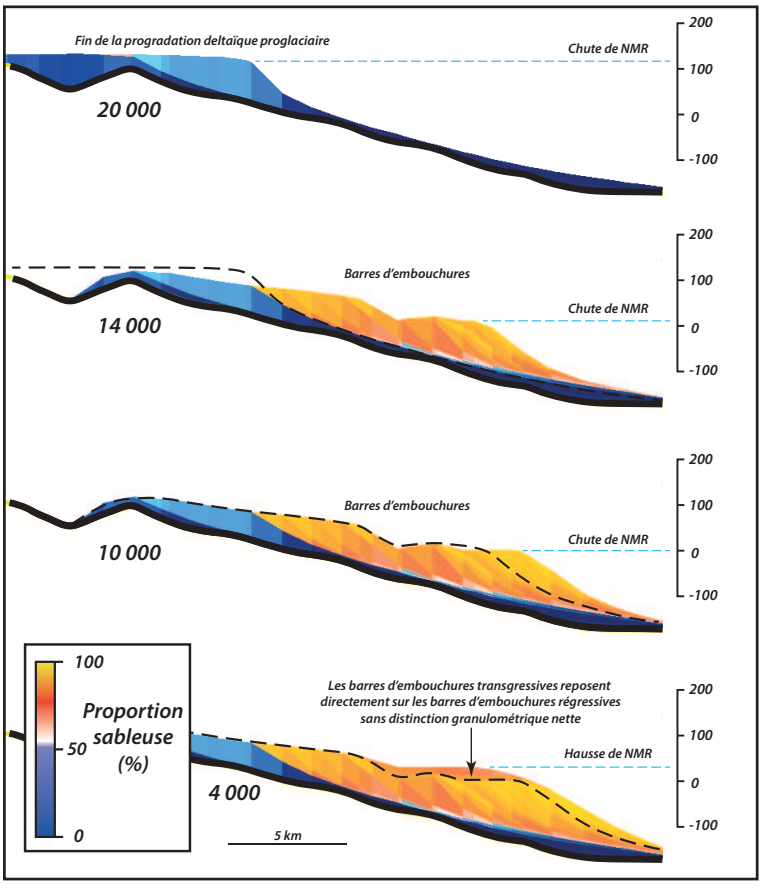


Fig. V-10: *Architecture stratigraphique résultante d'une progradation deltaïque ayant subi initialement une chute de NMR suivie d'une remontée de NMR. Les lignes pointillées noires représentent le profil deltaïque de la vignette antérieure. Noter que la distinction granulométrique majeure se trouve entre le front de delta proglaciaire et les barres d'embouchures régressives et non pas entre les barres d'embouchures régressives et transgressives.*

de barres d'embouchures à la base d'une séquence transgressive, les barres régressives peuvent ne pas être distinguées et confondues avec les barres transgressives. En termes d'interprétation séquentielle, une telle superposition risque de conduire à des erreurs, notamment au niveau du positionnement de la limite de séquence. De manière similaire, le diastem régressif de ravinement par les vagues (Fig. III-10) pourrait être confondu avec le ravinement transgressif par les vagues.

7.4. Plate-forme de type continentale

La mise en place de deltas glaciogéniques sur une plate-forme à faible pendage a été testée. Elle peut s'envisager comme un analogue numérique de certains systèmes anciens de déglaciation, notamment ceux de la plate-forme nord-gondwanienne à l'Ordovicien supérieur (Ghienne et al., 2007a ; Girard et al., 2015). La configuration initiale, relativement simpliste, se compose d'une plate-forme peu pentée (0.05%) de 100 km de large menant à un talus plus raide (1%). Dans une telle configuration, les apports sédimentaires, au lieu d'être focalisés comme dans le cas Portneuf-Forestville, composent une source linéaire à la tête de la plate-forme, représentant ainsi une marge glaciaire non contrôlée par la topographie. Les apports sédimentaires proglaciaires durent 1 000 ans comme précédemment, tandis que la chute de NMR, durant 10 000 ans, ne se fait que sur 50 m afin de ne pas dépasser le rebord de la plate-forme. Une hausse de NMR subséquente a été appliquée afin de modéliser la transgression glacio-eustatique. Aucune subsidence tectonique n'est à envisager pour un laps de temps aussi court ; une flexure élastique est cependant modélisée, reprenant les mêmes paramètres que précédemment appliqués. Il n'est bien sûr pas ici tenté de reproduire un modèle géologique de type marge nord-gondwanienne mais plutôt de visualiser les dynamiques et architectures sédimentaires de déglaciation à partir d'un cadre physiographique particulier auquel il a été appliqué des forçages issus d'une étude de cas quaternaire bien contrainte.

Les systèmes deltaïques mis en place au niveau de la ligne de rivage et alimentés par les flux proglaciaires forment des tabliers extensifs. La chute de NMR, correspondant à 10 m pour les 1 000 ans d'évolution proglaciaire, se marque dans l'enregistrement sédimentaire par une progradation deltaïque rapide sans évidence d'incision fluviatile. A la tête des systèmes fluviatiles, une aggradation importante est notée. Subséquemment, dès la transition pro- à paraglaciaire, les accumulations deltaïques et fluviatiles proglaciaires sont ré-incisées et participent par leur remaniement à l'alimentation de nouveaux systèmes deltaïques à l'aval, formant à nouveaux des tabliers. Ce remaniement des anciens dépôts permet de maintenir une progradation deltaïque soutenue, ce qui n'est pas le cas dans la modélisation du delta de Portneuf-Forestville. En revanche, comme précédemment, il est modélisé des incisions

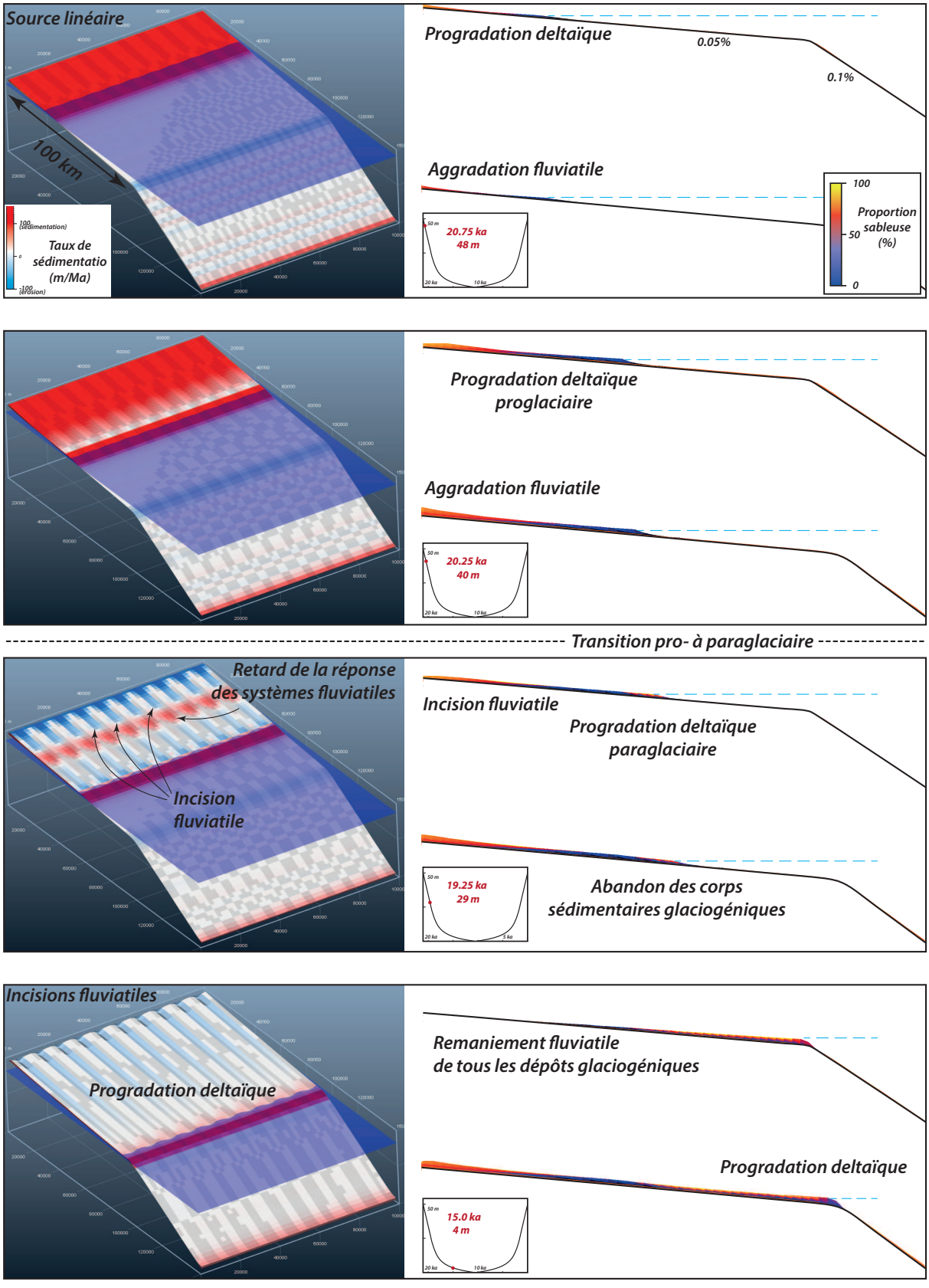


Fig. V-11: *Transect 2-D de la modélisation d'une transition pro- à paraglaciaire des systèmes deltaïques sur une plate-forme de type continentale, mettant en évidence les caractéristiques granulométriques des dépôts. Le gradient de la plate-forme est de 0.05% environ. Pour chaque pas de temps, le profil 2-D supérieur représente l'axe d'un chenal fluviatile tandis que le profil inférieur représente un domaine d'interfluve. Le dernier modèle représente l'architecture stratigraphique finale.*

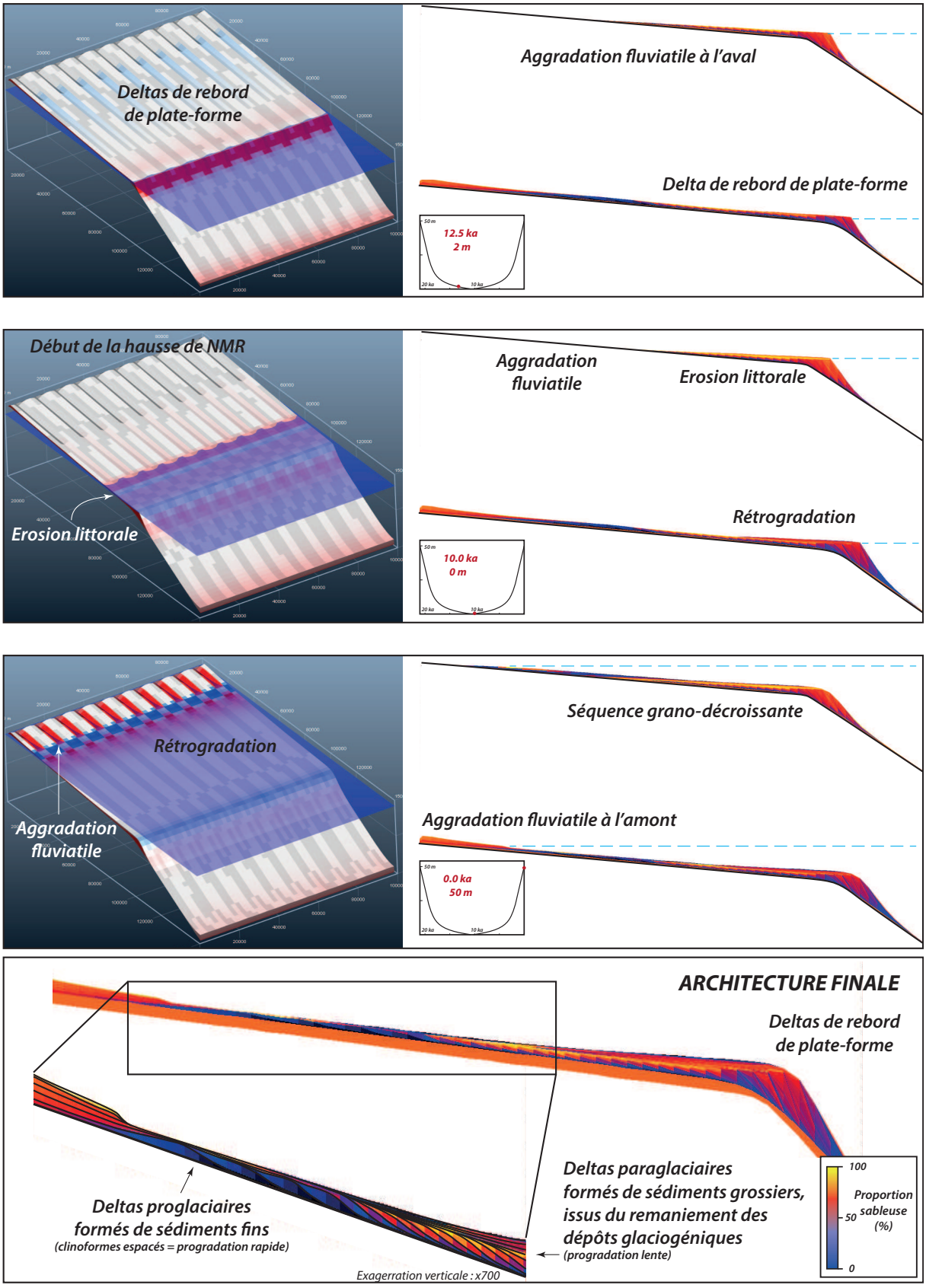


Fig. V-11: *(Suite)*

fluviatiles s'initiant à la fois à l'amont et à l'aval, convergentes l'une vers l'autre et laissant des tronçons du système fluviatile en aggradation quelques temps (200-400 ans) après la transition pro- à paraglaciaire. Ce système évolue conjointement à la chute de NMR jusqu'à former des deltas de rebord de plate-forme à l'inversion de tendance du NMR. Ces deltas sont épais (20 m) relativement aux dépôts de la plate-forme, du fait notamment de faibles taux de variations de NMR à ces dates. Lors de la remontée postglaciaire de NMR, les différents corps sédimentaires rétrogradent, permettant le dépôt de successions grano-décroissantes. On observe initialement l'aggradation des systèmes côtiers, qui pourraient être l'équivalent d'espace arrière-barrière ou d'épandages de plaines côtières. Ensuite, dans la deuxième partie de la transgression, on assiste à un lissage de la topographie irrégulière héritée de l'incision fluviatile. Ce lissage intervient d'une part par le colmatage des anciens chenaux fluviaux et d'autre part par le ravinement vague transgressif des interfluves.

L'architecture deltaïque résultante globale se compose donc d'une nappe sablo-argileuse de 10 m d'épaisseur en moyenne, atteignant 20 m pour les deltas de rebords de plate-forme et couvrant toute la surface de la plate-forme. Cette nappe est constituée de sédiments fluviatiles et deltaïques, régressifs à la base, transgressifs dans la partie supérieure. Dans un tel système, les faciès les plus grossiers correspondent aux faciès paraglaciaires (tabliers régressifs) tandis que les plus fins composent les deltas proglaciaires. Par ailleurs, ces derniers forment des topographies positives bien marquées et seulement partiellement remaniées au cours de la transgression. La différence majeure d'un tel système avec le cas de Portneuf-Forestville est l'active progradation deltaïque en domaine paraglaciaire, du fait du remaniement des anciens dépôts glaciogéniques. Une telle dynamique est paradoxalement très proche de celle observée en contexte montagneux, où les successions paraglaciaires sont alimentées par le remaniement prolongé des anciens dépôts glaciogéniques (Church & Slaymaker, 1989).

Il apparaît que les dépressions topographiques, qu'elles soient longitudinales —les vallées fluviatiles incisées— ou transverses —le rebord de la plate-forme—, ainsi que les ruptures de pente y conduisant, focalisent et préservent les dépôts sédimentaires mis en place en période de régression forcée glacio-isostatique. L'importance des paléo-dépressions, jouant comme des accommodations héritées, transparaît également sur la Côte Nord du St. Laurent où la majorité des complexes deltaïques reposent au droit de l'escarpement côtier formant la limite entre le Bouclier canadien et le Chenal Laurentien, la rupture de pente ayant précisément localisée les dépocentres.

8. Comparaisons avec d'autres modélisations numériques

La modélisation stratigraphique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville sous *Dionisos* se démarque d'autres modélisations numériques de régressions forcées (par exemple Ritchie et al., 2004a) par des taux de sédimentation et de chute de NMR supérieur d'un ou plusieurs ordres de grandeurs, des faibles pas de temps et mailles spatiales utilisés, et des variations importantes d'apports sédimentaires et une topographie initiale complexe. Elle concerne en fait un système conventionnel (un delta), mais soumis à des forçages spécifiques liés à une dynamique de déglaciation. D'autres modélisations stratigraphiques de systèmes ont été menées récemment. Par exemple, Pollard & DeConto (2009) ont modélisé le dépôt de *trough mouth fans* sur la marge antarctique en fonction de la dynamique des fleuves de glace, principalement afin de visualiser les interactions entre fluctuations glaciaires d'origine climatique et mode de sédimentation. Ces modèles, couvrant des périodes de plusieurs millions d'années avec des pas de temps de plusieurs dizaines à centaines de milliers d'années, se concentrent essentiellement sur les géométries de dépôt à grande échelle des systèmes juxtaglaciaires sous-aquatiques sur une marge profonde (>500 m).

La modélisation du complexe de Portneuf-Forestville présente des similitudes avec le modèle DELTA2 de Syvitski et al. (1988) et Forbes & Syvitski (1994), qui est utilisé pour la modélisation de dynamique sédimentaire des fjords. Ces auteurs privilégient la caractérisation des processus sédimentaires, et plus particulièrement ceux participant à l'édification de systèmes deltaïques, en réponse à des variations d'apports sédimentaires glaciogéniques et d'eaux de fontes, en contexte de chute de NMR. Ainsi, la période de sédimentation initiale, marquée par des forts apports sédimentaires glaciogéniques et des taux de chute importants, est représentée par l'édification d'un delta à l'architecture tripartite, similaire à ce que nous observons dans notre système. Dès la chute des apports sédimentaires, les processus littoraux deviennent dominants et le delta montre cette fois un profil plus lissé, en accord avec notre modèle. En effet, l'augmentation du coefficient de diffusion par les vagues permet, dans le modèle de ces auteurs, l'édification de clinoformes deltaïques moins pentés. Toutefois, aucune terrasse marine n'a été modélisée dans le modèle DELTA2. Enfin, la transition entre les deux périodes est caractérisée par un effondrement massif du rebord de delta, non observé dans notre modèle, et affectant durablement le motif de progradation. Bien que les processus du transport sédimentaire du modèle DELTA2 ne soient pas les mêmes que dans *Dionisos*, la mise en place d'une architecture deltaïque similaire, bien que comportant quelques variations, en conditions analogues indique la validité de ces deux modèles.

9. Conclusions & Perspectives

La modélisation numérique du complexe deltaïque de Portneuf-Forestville a permis de valider le scénario d'évolution morphosédimentaire proposé à partir de l'analyse stratigraphique :

- La modélisation montre que le retrait des marges glaciaires hors des bassins versants, et la chute drastique d'apports sédimentaires qui en résulte (transition pro- à paraglaciaire) constituent effectivement un frein à la progradation deltaïque, marquant la fin d'une période d'aggradation fluviatile en régression forcée et l'incision profonde des systèmes fluviatiles dans les anciens dépôts deltaïques.
- Cette modélisation permet de valider le concept d'incision de terrasses marines en régression forcée, dont le motif d'étagement ne reflète en rien des périodes de baisse des taux de chute de NMR. C'est la focalisation des apports sédimentaires par les rivières qui permet, en domaine d'interfluve, de créer des terrasses marines du fait de l'absence d'apport sédimentaire.
- Il a été constaté qu'une transition pro- à paraglaciaire tardive, permettant de maintenir une progradation deltaïque efficace malgré des processus d'incision du système fluviatile en contexte proglaciaire conduit à l'édification d'une architecture deltaïque sensiblement différente d'un système édifié pendant un laps de temps plus court ; une durée plus importante de dynamique proglaciaire ne conduisant ainsi pas simplement à la croissance constante des lobes deltaïques.
- Il semble que l'essentiel des architectures deltaïques mises en place en période de déglaciation ait un potentiel de préservation, soit en considérant les systèmes de la zone dominée eustatisme (cf. section I-2), soit en imaginant une transgression postglaciaire finale retardée (ex : la fonte l'Inlandsis Antarctique qui ennoierait des complexes deltaïques de la déglaciation de la zone dominée-isostasie).
- Les dépressions topographiques héritées forment des dépocentres permettant le dépôt préférentiel et la préservation de cortèges sédimentaires enregistrant les modalités d'une déglaciation

Ainsi, malgré le fait que seul le complexe deltaïque de Portneuf-Forestville ait été modélisé, cette approche numérique a permis de valider des concepts qui ont été dégagés lors de l'étude d'autres zones, notamment les complexes deltaïques de Sept-Îles et St. Jean.

Les dynamiques sédimentaires pro- et paraglaciaire, respectivement représentées par la progradation deltaïque active et l'incision fluviatile, ont été modélisées avec succès. Afin de modéliser un continuum sédimentaire complet depuis le retrait des marges glaciaires jusqu'à la période actuelle, il serait maintenant nécessaire de modéliser la dynamique juxtaglaciaire en intégrant le développement de cônes d'épandage aux marges glaciaires (cf. Figs. II-13 et III-17). Une telle modélisation peut être réalisée en considérant la marge glaciaire comme une

simple charge passive que l'on retire « manuellement » (Fig. V-12) en fonction d'un *a-priori* sur le scénario de déglaciation (Fig. II-10 et III-18). Une modélisation plus complète, couplant un modèle de glacier et le modèle stratigraphique est en cours de développement à l'IFP-EN, ce qui permettra à terme de reproduire la boucle de rétroactions mise en lumière par l'étude du complexe deltaïque de Sept-Iles (Fig. II-12).

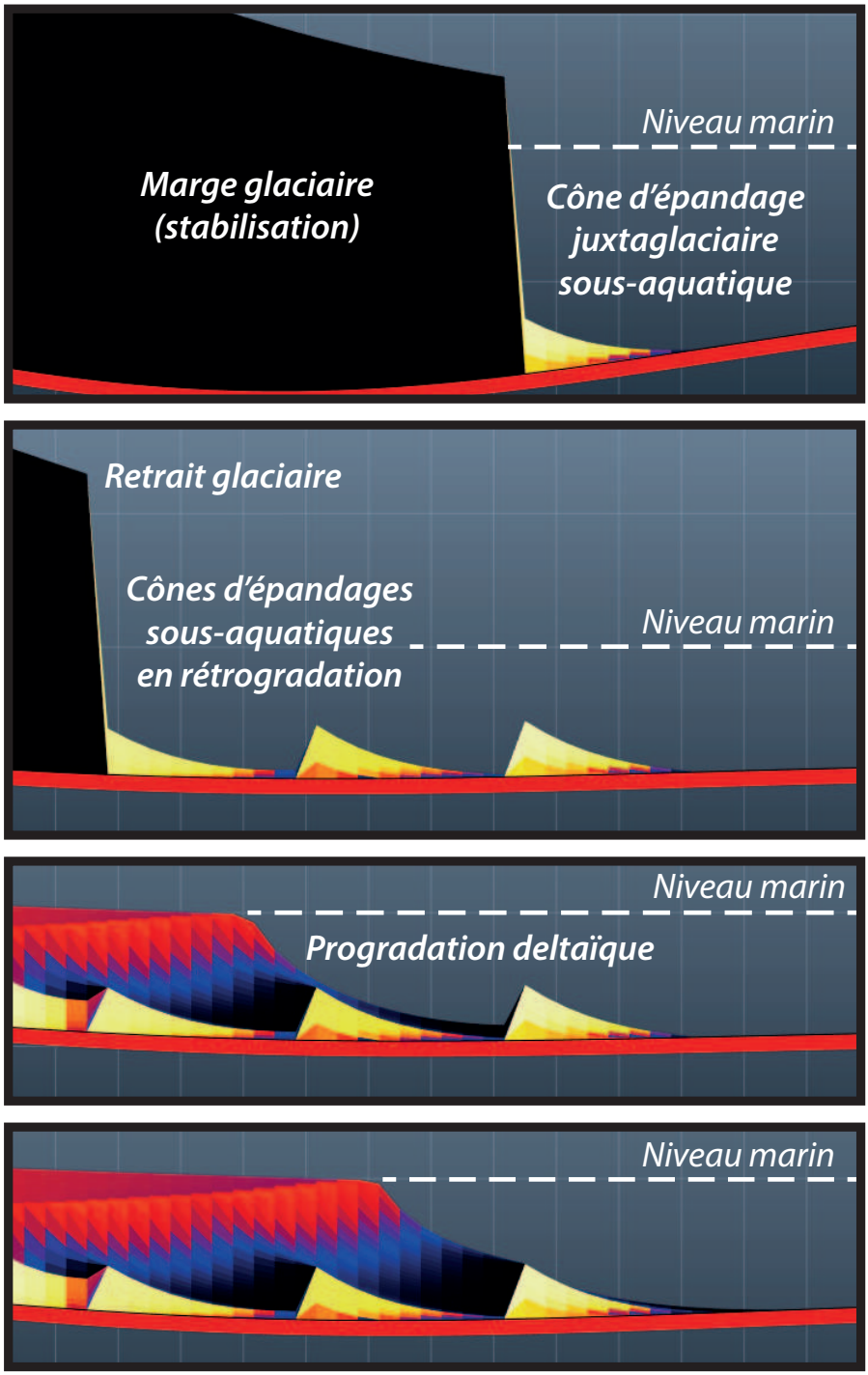
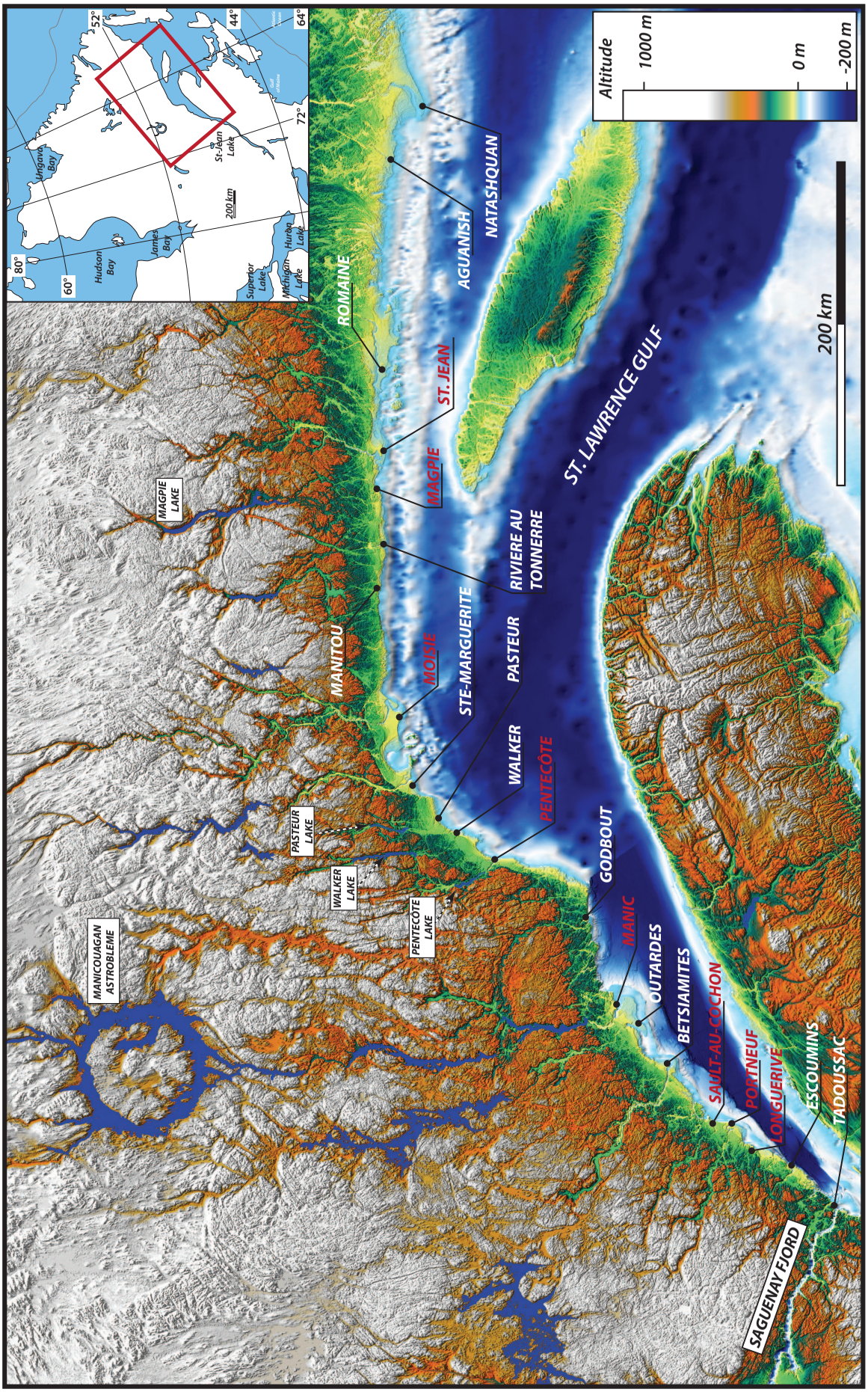


Fig. V-12: *Modèle 2-D de retrait et stabilisations successives d'une marge glaciaire avec mise en place de cônes d'épandages juxtaglaciaires sous-aquatiques. Réalisé par D. Granjeon, IFP-EN.*

CHAPITRE VI

MORPHOSTRATIGRAPHIE DES COMPLEXES DELTAÏQUES DE DÉGLACIATION (CÔTE NORD) : MODÈLE CONCEPTUEL, IMPORTANCE DE L'HÉRITAGE STRUCTURAL


Altitude
1000 m
0 m
-200 m
200 km
ROMAINE
AGUANISH
NATASHQUAN
ST. JEAN
MAGPIE
RIVIERE AU TONNERRE
ST. LAWRENCE GULF
MOISIE
STE-MARGUERITE
PASTEUR
WALKER
PENTECÔTE
GODBOUT
MANIC
OUTARDES
BETSIAMITES
SAULT-AU-COCHON
PORTNEUF
LONGUERIVE
ESCOUMINS
TADOUSSAC
SAGUENAY FJORD
MANITOU
MAGPIE LAKE
PASTEUR LAKE
WALKER LAKE
PENTECÔTE LAKE
MANICOUAGAN ASTROBLEME
Ungava Bay
Hudson Bay
James Bay
St-Jean Lake
Superior Lake
Michigan Lake
Huron Lake
200 km
80°
60°
52°
72°
64°
44°

INTRODUCTION

Ce sixième et dernier chapitre constitue une synthèse des travaux. A partir des concepts issus de l'étude des deltas de Sept-Îles (Chap. II), Portneuf-Forestville (Chap. III) et St. Jean (Chap. IV), une analyse incluant l'ensemble (20) des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent est proposée. Plus particulièrement, cette synthèse se focalise sur la reconnaissance des stades successifs de dynamique sédimentaire au sein des complexes deltaïques de déglaciation : cônes d'épandages juxtaglaciaires, systèmes deltaïques proglaciaires et complexes paraglaciaires. Cette généralisation permet de contraindre un motif de retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien sur la Côte Nord, de sa déglaciation jusqu'à son retrait des bassins versants. Elle débouche en outre sur une reconstruction des fronts de retrait de l'inlandsis à partir de l'enregistrement morphostratigraphique que recèle les complexes deltaïques de la Côte Nord du St Laurent.

L'idée d'une telle synthèse, essentiellement basée principalement sur l'aspect morphostructural des deltas de la Côte Nord, a germé à la suite des différentes missions de terrain et particulièrement lors de l'exploration de différents systèmes deltaïques de la Côte Nord via l'étude des MNT et des photographies satellites et aériennes. De plus, l'étude par A. Normandeau et P. Lajeunesse des parties sous-marines des deltas de la Côte Nord a permis de préciser que l'arrêt de sédimentation proglaciaire entrevue en morphologie avait une également une réalité en domaine sous-marin. Celui-ci se traduit par l'arrêt des courants de turbidité sur les fronts des différents deltas (Normandeau et al., 2015).

Une première partie de ce chapitre propose un rapide aperçu morphostratigraphique de deux systèmes: l'embouchure du fjord du Saguenay, et celle de la vallée structurale de la rivière Pentecôte (Fig. 1). Ces deux chantiers sont un complément permettant d'élargir notre vision d'ensemble. La seconde partie passe en revue 20 systèmes deltaïques de la Côte Nord ; elle constitue un manuscrit en préparation pour la revue *Quaternary Science Reviews*. Les références Dietrich et al., 2015, Dietrich et al., submitted a et b renvoient respectivement à la partie 1 du chapitre II (Cyclic steps), au chapitre III (delta de Portneuf-Forestville) et à la partie 2 du chapitre II (complexe deltaïque de Sept-Îles).

Fig. VI-1: *Deltaic complexes of the St. Lawrence North Shore. Black dots point deltaic complexes considered in this contribution. Names in red refer to deltaic complexes studied in the field (Fig. VI-5), those in white were investigated on the basis of a DEM.*

1. Etude sédimentologique et stratigraphique des cônes d'épandages juxtaglaciaires de l'embouchure du fjord du Saguenay et de la rivière Pentecôte

Les dépôts constituant les cônes d'épandages pro- à juxtaglaciaires et de ligne d'ancrage de la glace (*GWZs*, cf. Chap. II) de l'embouchure du Saguenay et de la vallée de la rivière Pentecôte ont été investigués. Nos données complètent celles précédemment acquises par cartographie bathymétrique et relevés sismiques à l'embouchure du Saguenay (par exemple Ménard, 2009 ; Normandeau et al., 2015). Avec les observations portant sur les cônes d'épandages proglaciaires de Sept-Îles (delta de type *Gilbert* et cônes d'épandage sous-aquatique du Lac Daigle, *GZWs* en mer, Cf. Chap. II), le complexe morainique de l'embouchure de la vallée du Sault-au-Cochon (Cf. Chap. III) ainsi que le delta fluvioglaciaire de Magpie (Cf. Chap. IV), c'est un ensemble de 5 systèmes qui aura été étudié au cours de cette thèse.

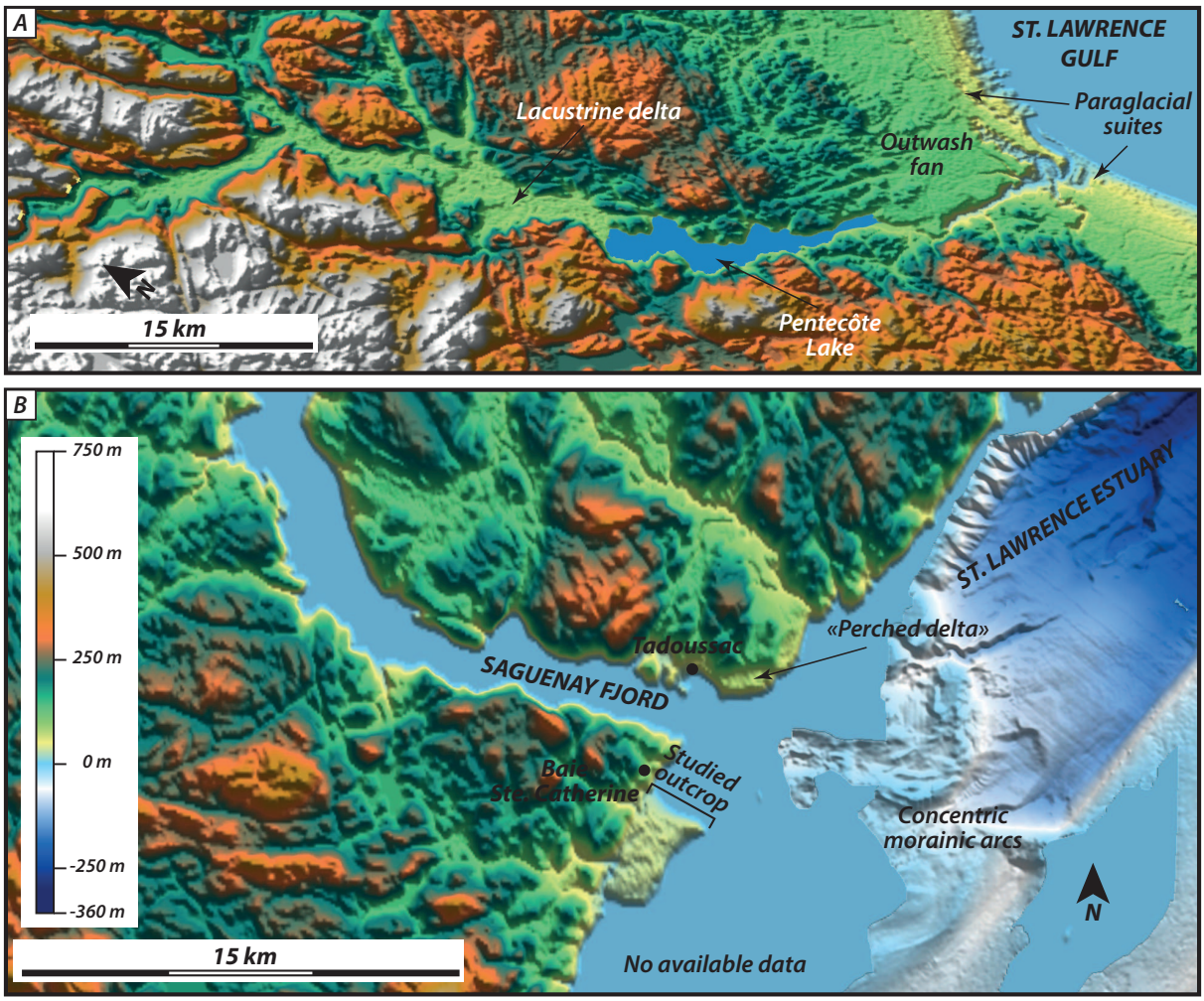


Fig. VI-2: *Modèles numériques de terrain (MNT) des complexes deltaïques de Pentecôte (A) et Tadoussac – Baie Ste. Catherine (embouchure du fjord du Saguenay) (B). Noter le delta lacustre à l'amont du lac Pentecôte (voir Normandeau et al., soumis).*

1.1. Embouchure du Saguenay

Les dépôts sédimentaires positionnés à l'embouchure du fjord du Saguenay ont été étudiés par Dionne & Occhietti (1996). Ils interprètent le « delta perché » de Tadoussac comme un système deltaïque fluvio-glaciaires. Trois arcs concentriques, partiellement sous-aquatiques, positionnés au débouché immédiat du Saguenay sur le St. Laurent, formeraient des complexes morainiques marquant des épisodes de stabilisations épisodiques de la glace dans le fjord du Saguenay (Dionne & Occhietti, 1996; Normandeau et al., 2015). Les dépôts associés, qui affleurent de manière limitée le long de la côte, font l'objet de cette section. Le long de la côte sud-ouest de l'embouchure du Saguenay (Baie Ste. Catherine) affleurent les portions les plus méridionales des arcs morainiques (Fig. VI-1A). Ceux-ci montrent une interdigitation de systèmes de foresets pentés (jusqu'à 12° vers le sud-est) à matériel grossier à très grossier (Fig. VI-1B) et d'intervalles silto-argileux bien stratifiés incluant des bancs déformés (Fig. VI-1G) et des débris délestés. Les dépôts grossiers forment des promontoires le long de la côte, coïncidant avec les arcs morainiques sous aquatiques. Les dépôts silto-argileux sont le plus souvent observés dans les dépressions topographiques entre deux promontoires. Vers l'est (c'est-à-dire vers le St-Laurent), ces dépôts fins butent en *onlap* contre les faces ouest (amont) des promontoires tandis qu'à l'inverse, vers l'ouest (vers le continent) ces dépôts fins passent en transition de faciès aux faciès grossiers.

Le matériel grossier composant les *foresets* pentés est principalement composé de graviers, granules et galets bien arrondis non jointifs à matrice sableuse. Des blocs de plusieurs dizaines de tonnes sont englobés par endroit dans ces dépôts conglomératiques (Fig. VI-1E). Des blocs anguleux à stromatolithes, issus des séries protérozoïques de la Province du Supérieur des alentours des lacs Mistassini-Albanel sont en particulier observés dans ces dépôts grossiers (Fig. VI-1C). Une distance de transport de plus de 500 km en est déduite (Dionne, 1986; Canada, 2012). Les sables matriciels sont moyens à très grossiers et montrent des lamines planes parallèles aux *foresets*. Des érosions internes sont fréquentes, marquant des changements de pendage au sein des *foresets*.

Les dépôts fins interstratifiés aux *foresets* consistent en des argiles et silts bien stratifiés et bien laminés contenant des débris isolés en abondante proportion, variant des graviers aux blocs décimétriques. Par endroits, des nids à graviers et galets sont également observés (Fig. VI-1H). Fréquemment, les lamines silteuses sous ces débris isolés sont perforés, écrasés et/ou défléchis (Fig. VI-1F). Un galet dolomitique arrondi et strié a été observé dans ces dépôts, appartenant également aux séries protérozoïques de la province du Supérieur des lacs Mistassini-Albanel (Fig. VI-1D).

Fig. VI-3: *Dépôts sédimentaires des arcs morainiques de l'embouchure du Fjord Saguenay (A) Foresets grossiers, à fort pendage vers le sud-est, constitués de sables, graviers, galets et blocs ; (B) Détail de la photographie précédente. Les sables moyens à grossiers à lamines planes (lit plan supérieur) parallèles au pendage des foresets incorporent des débris lithiques bien arrondis ; (C) Blocs de calcaire à stromatolithes issu des foresets grossiers et provenant de la Province du Supérieur ; (D) Débris délesté et strié dans les faciès silto-argileux (Province du Supérieur) ; (E) Bloc de plusieurs dizaines de m3 issu des foresets grossiers. (F) Débris délesté dans les dépôts silto-argileux, avec déformation-perforation des lamines sous-jacentes ; (G) Bancs silteux déformés à débris délestés ; (H) Nid à graviers et galets dans les dépôts glaciomarin.*

Les investigations bathymétriques sous-marines (Normandeau et al., 2015) ont révélées que la partie sous-aquatique des trois arcs morainiques de l'embouchure du fjord du Saguenay consiste en des crêtes topographiques composées de sables moyens à grossiers à graviers et galets arrondis. Ces crêtes dont profondément disséquées par un chenal proglaciaire inactif aujourd'hui, et caractérisées par des mouvements de masses récents dus à des instabilités gravitaires de pente.

Cette alternance de dépôts grossiers et silto-argileux formant des crêtes, la présence de *foresets*, la pente relativement raide de ces derniers et l'abondance de blocs exotiques, indiquent que ces dépôts sont issus de cônes d'épandage proglaciaire sous-aquatiques, marquant la position d'une ancienne zone d'ancrage de la glace (Powell & Cooper, 2002; Lønne & Nemec, 2004; Occhietti, 2007), en accord avec Dionne & Occhietti, 1996 et Normandeau et al. (2015). Les faciès silto-argileux sont interprétés comme l'équivalent distal des dépôts grossiers (Powell & Cooper, 2002). Comme plusieurs crêtes morainiques sont observées à terre, et associées aux trois arcs sous-aquatiques, le motif général de retrait de la glace a été marqué par des périodes plus ou moins importantes de stabilisation afin de permettre le développement de ces cônes de ligne d'ancrage. En considérant les nombreux débris délestés, un important vêlage d'iceberg, ou la présence d'une plate-forme glaciaire flottante, était probablement associé(e) avec la mise en place de ces cônes d'épandages proglaciaires. Le motif concentrique des trois arcs sous-marins, ainsi que le pendage général des *foresets* vers le sud-est indiquent qu'une langue glaciaire était à ce moment-là occupait la totalité du fjord du Saguenay, comme suggéré par Dionne & Occhietti (1996).

1.2. Embouchure de la vallée de la rivière Pentecôte

Le lac Pentecôte est barré à son exutoire par un corps sédimentaire étendu (13 km depuis l'exutoire du lac jusqu'à la côte) ré-incisé par la rivière Pentecôte dont le thalweg se situe à 5-10 m d'altitude (Fig. VI-2A). Sa surface sommitale se trouve à 125 m d'altitude à l'exutoire du lac et descend vers le St. Laurent pour atteindre 60 m à la côte. Le profil longitudinal de cette surface est marqué par une rupture de pente entre une portion amont peu pentée et une portion aval à plus forte déclivité. Sur la portion amont, des lacs circulaires n'excédant pas 50 m de diamètre sont observés, ainsi que des reliques de chenaux méandriformes. Seule la portion aval de ce système a été étudiée.

La succession consiste en une interstratification de lits de sables fins et silts montrant une granocroissance générale (Fig. VI-2). Les silts prédominent à la base de la succession tandis que la proportion de sable augmente vers le haut (jusqu'à 50%). Silts et sables montrent des lamines bien marquées avec évidence de contraction-dilatation de l'épaisseur des lamines,

ainsi que des couplets argileux (Fig. VI-2B). Des débris lithiques isolés sont fréquents (Fig. VI-2C), mais disparaissent vers le haut. Ces dépôts montre une organisation en *foresets* très peu pentés (<1°) vers l'est (Fig. VI-2D). Quelques rares structures chenalisantes de 50 m de large et ~5 m de profondeur ont été observées dans les dépôts silteux de la base de la succession. Les 5 mètres les plus supérieurs de la succession sédimentaire se composent d'une nappe sableuse, à base érosive (Fig. VI-2A). Cette nappe sableuse se constitue de sables moyens bien triés à minéraux lourds. Une datation au radiocarbone sur un débris coquiller, prélevé dans la partie supérieure de la succession sous la nappe sableuse a donné un âge de 10 170 ± 50 ans cal BP (8960 ± 35 ans ^{14}C BP, Reimer et al., 2009).

Les dépôts fins représentent la partie distale d'un système progradant vers le St. Laurent et dont l'apex se situait à l'exutoire du lac Pentecôte. Le dépôt s'est principalement effectué par une combinaison de processus de courant de turbidité basse densité et de décantation. Quelques chenaux parcouraient les pentes peu pentées des foresets associés. Les doubles drapages argileux et les motifs de contraction-dilatation sont interprétés comme la signature d'une influence tidale, possiblement par la modulation de l'apport sédimentaire à la tête du système turbiditique (*e.g.,* Smith et al., 1990 ; Wright & Friedrichs, 2006; Ayranci et al., 2012). Les débris lithiques isolés sont interprétés comme des débris délestés et indiquent la présence d'un front de vêlage d'iceberg. La nappe sableuse constituant le sommet de la succession sédimentaire est interprétée comme des dépôts de plage et de *shoreface*, mis en place après l'abandon du système progradant (arrêt des apports).

Ce système progradant est interprété comme un cône d'épandage proglaciaire en contexte de stabilisation glaciaire, du fait de l'abondance de débris délestés et en considérant l'important volume mis en place. Ce système d'épandage proglaciaire est vu comme étant initialement sous-aquatique, du fait de la présence de débris délestés, mais ayant finalement émergé, comme indiqué par la disparition de ces derniers dans la partie haute de la succession. Ainsi, le segment amont de ce corps sédimentaire représente la partie proximale du cône d'épandage proglaciaire, soit une plaine fluvio-deltaïque, où les lacs circulaires sont interprétés comme des *kettles* reliques. La rupture de pente entre les segments amont et aval de ce corps sédimentaire est interprétée comme un marqueur de l'abandon de ce cône d'épandage lors du retrait glaciaire et remaniement subséquent de l'ancien front du cône par les processus littoraux (vagues), lors de la chute de NMR. Une telle évolution est très similaire à celle envisagée pour le delta fluvioglaciaire de Magpie (Cf. Fig. IV-14).

Une stabilisation temporaire de la marge glaciaire à l'embouchure de la vallée structurale de la rivière Pentecôte est donc envisagée. Cette stabilisation a néanmoins été assez durable pour permettre le développement de ce cône d'épandage volumineux qui représente une

ligne d'ancrage de la glace (*Grounding Line Fan*, Cf. §II). Le retrait de la marge glaciaire s'est produit peu après 10 170 ans Cal BP. En supposant des taux de progradation de l'ordre de 10 - 50 m.an^{-1} pour un tel système (par exemple Syvitski & Farrow 1983; Lønne & Nemec 2004; Gilbert & Crookshanks 2009), une progradation de 13 km représente une stabilisation glaciaire de 300 à 1300 ans. Le retrait glaciaire subséquent a ensuite été assez rapide pour empêcher pour permettre la formation du lac Pentecôte d'un volume assez important pour prévenir son remplissage subséquent.

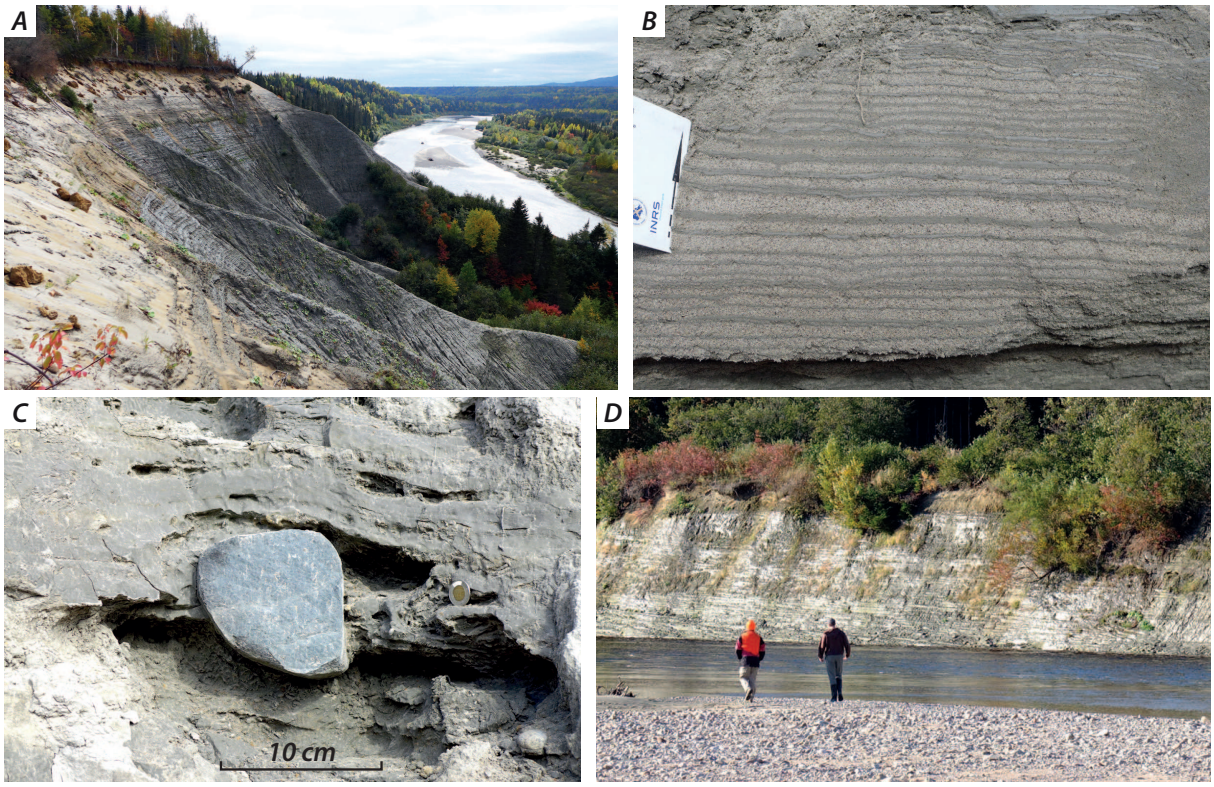


Fig. VI-4: *Dépôts sédimentaires observés à l'embouchure de la vallée de la rivière Pentecôte ; (A) Vue d'ensemble de la série sédimentaire. Les faciès fins du cône d'épandage constituent la majeure partie de la falaise, haute de 50 m. La nappe sableuse sommitale de couleur jaune représente des dépôts de plage (contact érosif) ; (B) Cycle de contraction-dilatation dans les alternances sablo-argileuses, signant une influence tidale ; (C) Débris délesté dans les faciès sablo-silteux ; (D) Dépôts silteux de la base de la succession montrant un pendage important vers l'est.*

VI.B. Article en préparation pour la revue *Quaternary Science Reviews*

DELTAIC ARCHITECTURE OF DEGLACIAL SEQUENCES: DRAINAGE BASIN EXTENT AND STRUCTURAL HERITAGE, NOT SEA LEVEL, AS THE MAIN FORCINGS

1. Introduction

Since the Last Glacial Maximum, outwash fans, proglacial deltas and paraglacial suites have responded, and in some cases still adjust, to the rapid and successive environmental changes inherent to any deglacial evolution in intermediate to high latitudes (Church & Ryder, 1972; Church & Slaymaker, 1989; Forbes & Syvitski, 1993; Ballantyne, 2002; Slaymaker, 2011). Changing characteristics of the glacier, of the hinterland or of the receiving basin have long been identified as forcing factors controlling related morphostructures and depositional architectures, which are routinely used for instance to positioned recessing ice-sheet margins (Lønne et al., 2001; Corner, 2006), to precise subglacial or proglacial hydrologic changes (Russell & Arnott, 2003; Storrar et al., 2014), to decipher relative sea-level (RSL) history (Dionne & Occhietti, 1996; Helle, 2004; Eilertsen et al., 2011), or to discuss changes in postglacial wave regimes or sediment availability (Corner, 2006; Hein et al., 2014). However, outwash fans, proglacial deltas and paraglacial suites only capture snapshots of the morphosedimentary development and, taken individually, neither of them can offer a comprehensive record of the whole deglaciation. Indeed, durations of each of these three stages are in hundreds to thousands of years (Sala & Long, 1989; Occhietti, 2007; Billy et al., 2014a; Dietrich et al., submitted a), to compare with the longer-term deglaciation development spanning a >10 kyr time slice.

Along the St. Lawrence North Shore, thick (>100 m) late Pleistocene to Holocene depocenters and related raised morphostructures (beach ridges, abandoned meanders) are identified at the outlet of relatively large valleys that drain the Canadian Shield. At first glance, they correspond to conventional river deltas affected by forced regression (Hart & Long, 1996) driven by a currently active post-glacial glacio-isostatic rebound (Sella et al., 2007; Peltier et al., 2007; 2015). However, it has been recently realized that: (i) in some instances, initial ice-contact depositional systems have significantly contributed to the construction the so-called "deltaic" bodies (Dietrich et al., 2015; submitted a); (ii) delta-front channels or canyons are today essentially inactive, the abandonment being dated back to the lower to mid Holocene (Normandeau et al., 2015). Today, river-derived sediment load virtually stopped and shallow-

marine reworking processes are predominant along the delta shorelines. Therefore, delta shapes are only geomorphic relicts incorporating wedges of outwash fan deposits. In other words, a continuum of depositional systems is identified in the deltaic complexes —rather than deltas— of the St. Lawrence North Shore. The morphostratigraphic record of such deltaic complexes thus offers a unique opportunity to reconstruct palaeo-environmental changes since the deglaciation onset around 11-13 kyr cal BP.

This contribution aims to characterize the morphostratigraphic development of deltaic complexes including successively ice-contact, proglacial and paraglacial depositional systems. Based on 9 field-based case studies distributed along the Québec North Shore from Tadoussac to Natashquan (500 km; Fig. VI-1) and, by exploiting a Digital Elevation Model, with a generalization to a set of 12 additional deltaic systems in the same area, we show how to identify the signatures of the two main turnarounds characterizing any deglaciation development: (i) the ice-margin retreat after a stillstand first, and (ii) the retreat of the ice margin from the drainage area, which drove a drastic reduction in water discharges and sediment supply (pro- to paraglacial transition, Slaymaker, 2011; Dietrich et al., submitted a). We then propose a depositional model elucidating the raisons for the recognizable temporal and spatial variability that unsurprisingly characterize our set of 21 deltaic complexes. Replacing the initiation, growth and death of any individual deltaic complexes within a regional-scale context, our model ambitions to complement other ground-truthed records of the deglaciation (*i.e.,* landsystems, morainic complexes or cosmonucleides dating), adding new constrains to the reconstruction of retreating ice-sheet margins.

2. Data sets and methods

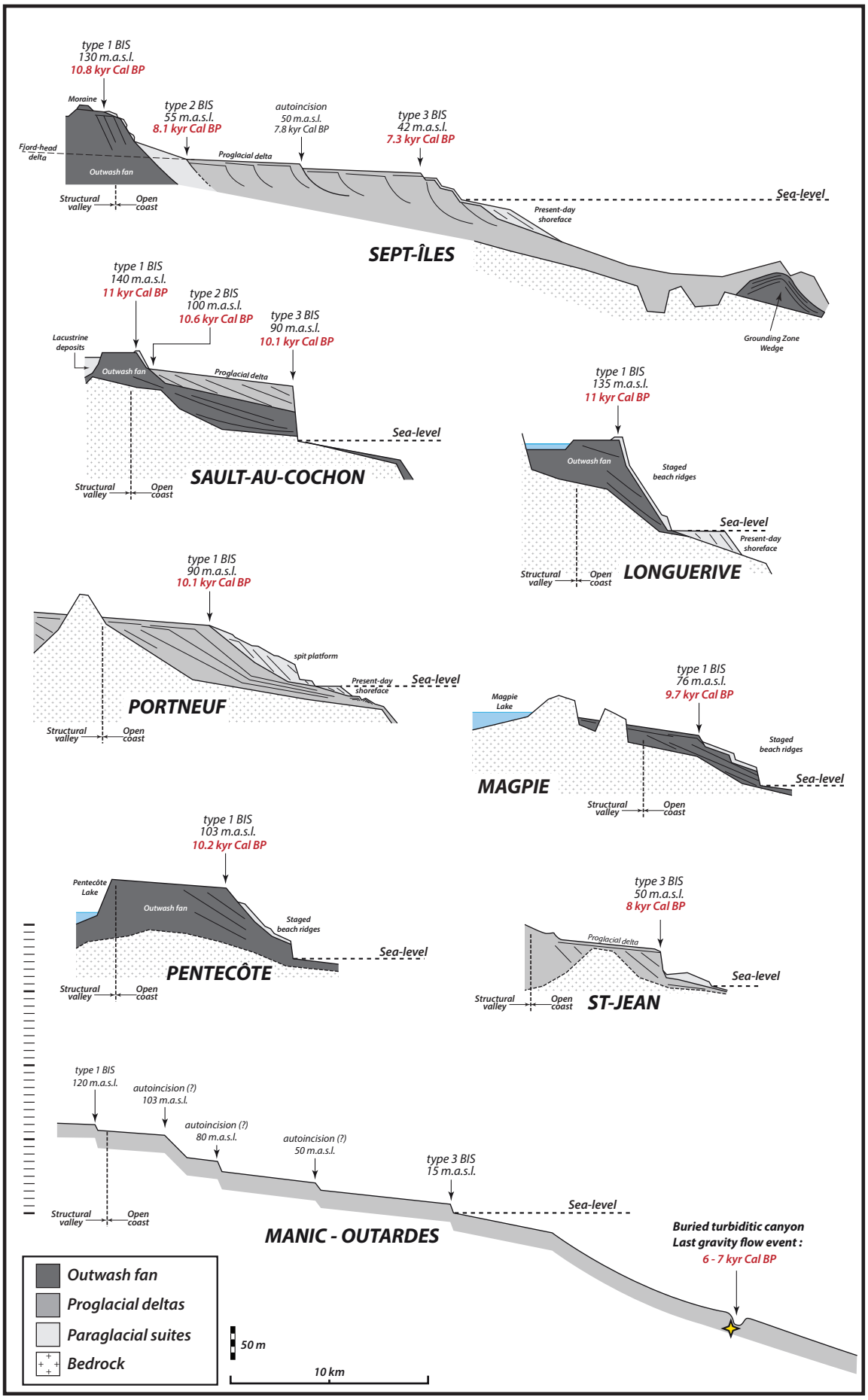
Our dataset integrates land-based and offshore studies distributed along the St. Lawrence North Shore (St. Lawrence Estuary and Gulf). Onshore, the study focusing on sedimentary facies and morphostratigraphy benefited from extensive outcrops corresponding to active sea cliffs (Bernatchez & Dubois, 2004) or banks of entrenched rivers. The Portneuf-Forestville (encompassing the Longuerive, Portneuf and Sault-au-Cochon sedimentary systems; Dionne et al., 2004; Dietrich et al., submitted a), the Moisie (Dredge, 1983; Hein et al., 1991; Dietrich et al., 2015; submitted b), the Manicouagan delta (Bernatchez, 2003) and the St. Jean deltaic complexes (Magpie and St. Jean systems; Cf. Chap. IV) have been extensively investigated (sedimentary facies, stratigraphic architecture, mapping of geomorphic features, ^{14}C dating) and only a synoptic view of their morphostratigraphic record is given below. In addition, the Pentecôte deltaic complex and the one preserved at the mouth of Saguenay fjord (Dionne & Occhietti, 1996) have been revisited. Though not specifically detailed, results are incorporated

in the present paper.

Offshore, high-resolution multibeam bathymetry, seismic data, core logging and ^{14}C dating were performed. The sedimentary development at the mouth of the Saguenay fjord mouth (outwash fan), and off other deltaic complexes of the St Lawrence Estuary (Les Escoumins, Portneuf-Forestville, Betsiamites, Manicouagan and Godbout) has been characterized (Normandeau et al., 2015). In the Gulf, the sedimentary dynamic of the offshore counterpart of the Moisie River delta has been recently elucidated (Normandeau et al., 2013). Other published data (*e.g.,* Praeg & Syvitski, 1989; Sala et al., 1989; Hart & Long, 1996; Josenhans & Lehmann, 1999, Duchesne et al., 2010) dealing with seismic stratigraphy, sediment dynamic and stratigraphic architecture were also used. Active areas from a sedimentary point of view, but outside deltaic complexes (*e.g.,* Pointe-des-Monts, Normandeau et al., 2014; 2015), are not dealt with in the present study.

While detailed studies were based on 3D characterization of the morphostructures (Normandeau et al., 2013; 2014; 2015; Dietrich et al., 2015; submitted a and submitted b), only 2D and synthetic cross-profiles are here illustrated for the sake of simplicity (Fig. VI-5). Profiles representative of onshore topographies were derived from a Digital Elevation Model (DEM) with a spatial discretization of 1 arc second (available on the website of the *Shuttle Radar Topography Mission, http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/*). A LIDAR cover of the Longuerive-Portneuf-Sault-au-Cochon delta is also used in order to illustrate the morphological richness of preserved depositional surfaces. Offshore profiles derive from the bathymetric model of Duchesne et al. (2010). Sedimentary bodies (volume, position and ages) are derived from the above-mentioned published studies.

Wherever possible, ^{14}C datings are used for the calibration of the chronostratigraphic schemes. However, and in order to expand our approach at the regional scale, the ages of morphostructures of deltaic complexes for which radiocarbon dates were not available or not representative has been tentatively estimated on the basis of published isobases, *i.e.,* lines of equal isostatic rebound. For this purpose, we used the data-based isobase map of Shaw et al. (2002) in order to determine ages of structures at particular elevation on the St. Lawrence North Shore. Revised RSL curved determined for the Portneuf-Forestville (Dietrich et al., submitted a), Moisie (Dietrich et al., submitted b) and St. Jean deltaic complexes conform to the Shaw et al. scheme, both are derived from shore-related features. The former can just be viewed as a refinement of the latter. A significant misfit is noted with the recent model of Peltier et al. (2015), and thus was not used in this study for age estimates (Fig. VI-6). There is no systematic offset as the model predicts a late (Sept-Îles) and alternatively an early (St. Jean) glacio-isostatic rebound if compared with our curves or that of Shaw et al. (2002).


type 1 BIS
130 m.a.s.l.
10.8 kyr Cal BP
Moraine
type 2 BIS
55 m.a.s.l.
8.1 kyr Cal BP
autoincision
50 m.a.s.l.
7.8 kyr Cal BP
type 3 BIS
42 m.a.s.l.
7.3 kyr Cal BP
Fjord-head delta
Proglacial delta
Outwash fan
Structural valley
Open coast
Sea-level
Present-day shoreface
SEPT-ÎLES
Grounding Zone Wedge
type 1 BIS
140 m.a.s.l.
11 kyr Cal BP
type 2 BIS
100 m.a.s.l.
10.6 kyr Cal BP
type 3 BIS
90 m.a.s.l.
10.1 kyr Cal BP
Lacustrine deposits
Outwash fan
Proglacial delta
Sea-level
Structural valley
Open coast
SAULT-AU-COCHON
type 1 BIS
135 m.a.s.l.
11 kyr Cal BP
Outwash fan
Staged beach ridges
Sea-level
Present-day shoreface
Structural valley
Open coast
LONGUERIVE
type 1 BIS
90 m.a.s.l.
10.1 kyr Cal BP
spit platform
Present-day shoreface
Sea-level
PORTNEUF
Structural valley
Open coast
type 1 BIS
76 m.a.s.l.
9.7 kyr Cal BP
Magpie Lake
Staged beach ridges
Sea-level
MAGPIE
Structural valley
Open coast
type 1 BIS
103 m.a.s.l.
10.2 kyr Cal BP
Pentecôte Lake
Outwash fan
Staged beach ridges
Sea-level
PENTECÔTE
Structural valley
Open coast
type 3 BIS
50 m.a.s.l.
8 kyr Cal BP
Proglacial delta
Sea-level
Structural valley
Open coast
ST-JEAN
type 1 BIS
120 m.a.s.l.
autoincision (?)
103 m.a.s.l.
autoincision (?)
80 m.a.s.l.
autoincision (?)
50 m.a.s.l.
type 3 BIS
15 m.a.s.l.
Sea-level
Structural valley
Open coast
MANIC - OUTARDES
Buried turbiditic canyon
Last gravity flow event :
6 - 7 kyr Cal BP
Outwash fan
Proglacial deltas
Paraglacial suites
Bedrock
50 m
10 km

3. Regional setting

Quaternary sedimentary terrains of the St Lawrence North Shore abut against the Grenvillian basement and Paleozoic cover of the Canadian Shield (Higgins, 2005; Tremblay, 2013). In the hinterland, and with the exception of a thin and discontinuous till cover, sediments only occur within structural valleys cut in basement rocks. Structural valleys essentially normal to the coastline, are occupied by rivers draining the extensive Canadian Shield highlands (Fig. VI-1). They are narrow (0.5-3 km), hundreds of meters deep, with steep, in places vertical, flanks. V-shaped gorges, tens of meters deep, are commonly superimposed at the bottom of these "U-shaped" structural valleys (Lajeunesse, 2014). Frequently lying below the present-day sea level, with an infill of unknown age, V-shaped gorges are strongly suspected to be pre-Wisconsinian inherited features. For instance, the gorge of the Manicouagan structural valley at 65 km inland lies at *ca.* 10 m.b.s.l. (Lajeunesse, 2014). Upstream, the Manicouagan astrobleme is a major geomorphic feature highlighted by a large annular artificial lake (Fig. VI-1) but formerly occupied by two more restricted lakes. The lake bottom lies between 50 and 100 m.a.s.l. (Degeai & Peulvast, 2006).

Offshore, the St. Lawrence North Shore is characterized by a shallow (<30 m) shelf. The shelf connects at depths to the Laurentian Trough (Duchesne et al., 2010). Landward, a 200-300 m high coastal escarpment marks the transition to the hinterland. In the southeastern part of the St Lawrence Estuary, the shelf is narrow or absent. Here, the coastal escarpment merges with the margin of the Laurentian Trough, preventing deposition of any large deltaic complexes (Normandeau et al., 2014; 2015). To the NE of the Estuary and in the Gulf, the St. Lawrence shelf is one to several tens of kilometers wide. This configuration allowed the deposition of extensive deltaic complexes (Sala & Long, 1989; Hart & Long, 1996; Duchesne et al., 2010; Normandeau et al., 2013; 2015; Cf. Chap. II, III & IV), which onlap and partly conceals the escarpment. Both the coastal escarpment and the Laurentian Trough relate, at least in places, to Mesozoic or Cenozoic extensional faults reactivating Lower Palaeozoic rift structures and/or the Appalachian frontal thrust (Tremblay et al., 2003; 2013). For example, in the Portneuf area, the coastal escarpment is in the morphologic continuity with the St Lawrence Fault. Today, neotectonic activity is noted in the Charlevoix area (upper St Lawrence Estuary; Lamontagne et al., 2003; St Onge et al.2004). Large mass movements have locally disrupted the deglacial stratigraphic record (Cauchon-Voyer et al., 2008; Joyal et al., 2015).

Fig. VI-5: *Synthetic morphostratigraphy of 8 deltaic complexes of the St Lawrence North Shore benefiting from field investigations. Dark grey: outwash fans; medium grey: proglacial deltas; light grey: paraglacial suites. Ages of the different break-in-slope (type I, II & III BIS, see Fig. VI-8) are deduced from direct radiocarbon dating (Pentecôte, unpublished data).*

The Laurentide Ice Sheet (LIS) reached the outer rim of the continental shelf, at a 1000 km distance from the study area, during the Last Glacial Maximum (LGM, at ~24 kyr Cal BP; Shaw et al., 2006). Afterwise, the St. Lawrence shelf experienced a rapid ice retreat, mainly by collapse and iceberg calving (Shaw et al., 2006; Margold et al., 2015; Stokes et al., 2015) and by the late Wisconsinian (11 – 12 kyr Cal BP) the St. Lawrence North Shore was essentially free of ice (Occhietti et al., 2011). The deglaciation pattern includes several ice-sheet stillstands (Lajeunesse & St. Onge, 2013) when the retreating ice margin was approaching the Canadian Shield and the related escarpment. These stillstands allowed in place the development of morainic complexes and associated glaciomarine to fluvioglacial outwash fans (Dietrich et al., 2015; submitted a and submitted b; Lajeunesse, in press). These depositional systems are strictly synchronous all along the St Lawrence North Shore, *e.g.,* related to a single morainic complex (*e.g.,* Occhietti, 2007; Occhietti et al., 2011) is questionable. The Goldthwait postglacial sea invaded the glacio-isostatically flexured lowlands immediately after the ice retreat. Marine limit —highest marine sediments— is currently observed from the 200 m elevation (Québec City, Richard & Occhietti, 2005) to 120 m.a.s.l. (Natashquan, Sala, 1991) owing to the differential glacio-isostatic uplift.

Then the ice-sheet margin retreated further north and northwest over the Canadian Shield mainly by melting (Clark et al., 2000; Occhietti et al., 2011). As shown by glaciomarine facies observed far inland (Klassen et al., 1992; Cousineau et al., 2014), structural valleys lying

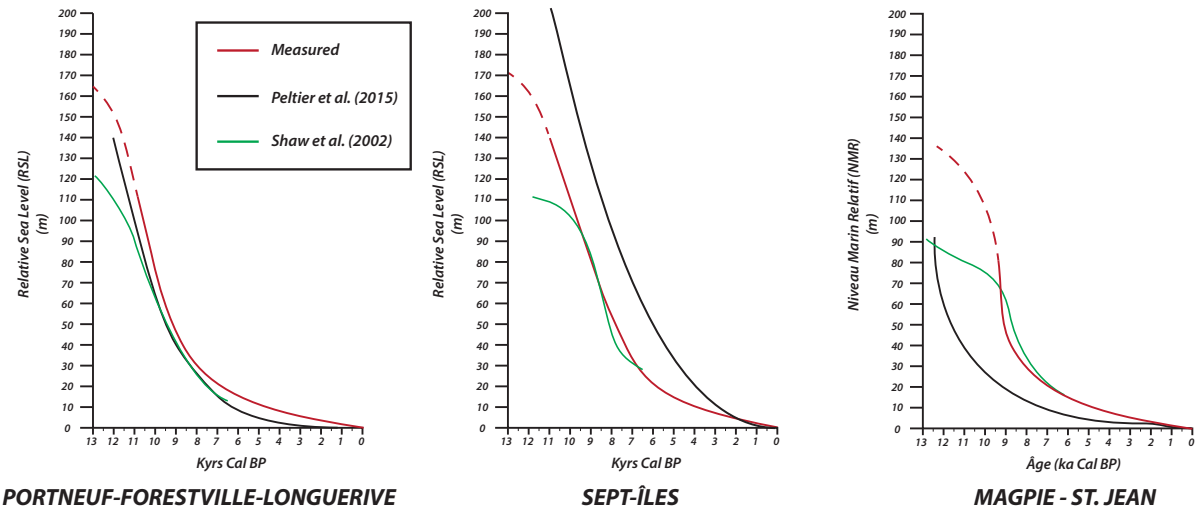


Fig. VI-6: *Comparison of RSL curves derived from the model of Peltier et al. (2015) in red, Shaw et al. (2002) in green and those obtained from our own field investigations in black.*

at elevations lower than marine limit turned temporarily into fjords while moraine-dammed valleys turned into fjord-lakes (Dietrich et al. submitted. b; Cf. also Chapter IV). The Lake St. Jean Basin at the head of the Saguenay fjord turned into the short-lived post-glacial Laflamme Sea (Roy et al., 2011; Nutz et al. 2014). We also suspect that other large marine embayments, *e.g.,* occupying the Manicouagan astrobleme, might have occurred at that time, depending on the pattern of ice-sheet retreat relative to that of the isostatic rebound. Fjord-head deltas fed by glaciogenic and meltwater supplies prograded into fjords and fjord- lakes in an overall context of RSL fall driven by the glacio-isostatic rebound ("isostatically-dominated zone" of Boulton,1990). Deltas reaching the St. Lawrence shelf (*e.g.,* the Portneuf, Moisie and St. Jean river deltas, Fig. VI-5, see Figs. III-17, II-9 & 10 and IV-16) continuously experienced a significant RSL fall, while lacustrine deltas were affected by largely lesser base-level falls as soon as the lake outlet —moraine, outwash fan or bedrock threshold— emerged. The smallest lakes were rapidly fulfilled of sediments (Sault-au-Cochon, Fig. VI-5, see also Fig. III-17; Dietrich et al., submitted a); the largest ones corresponding to present-day, extensive fjord-lakes (Pentecôte Lake, 15 km, Fig. VI-2A), St. Jean Lake, 50 km, Nutz et al., 2014; 2015; Walker Lake, 30 km, Lajeunesse et al., 2011; Lajeunesse, 2014; Fig. VI-1).

In the context of deglaciation, the next step in the evolution of a deltaic complex is tied to the melting out of the ice margin from river drainage basin beyond the head of the structural valleys (Fig. VI-7). The cessation of meltwater supply in formerly proglacial deltas allows the full expression of a paraglacial development, during which the rivers and river drainage basin re-adjust from the glaciation (Church, 1972; 1978; Syvitski & Hein, 1991a; Forbes & Syvitski, 1994; Corner, 2006; Hein et al., 2014). In delta of the St. Lawrence North Shore, it has been recognized as a major environmental shift, limiting or inhibiting progradation of deltaic complexes (Nutz et al., 2014; 2015; Dietrich et al., submitted a and submitted b). For delta with wave-dominated shorelines, shallow-marine processes (beach accretion vs. coastal-cliff erosion) overpass any residual fluvial dynamics. In the Manicouagan delta front, buried channels have been demonstrated to be inactive since 6-7 kyr Cal BP (Normandeau et al., 2015), an age coinciding with the shrinking of the Québec ice dome. This transition toward a paraglacial development is not synchronous over the study area, as it depends of the organization of the river drainage basins: the shorter (resp. more extensive) the drainage basins, the earlier (resp. later) the transitions (Fig. VI-5; Dietrich et al., submitted a). This relationship is exploited further below in order to explain the variety of morphostratigraphic records observed in deltaic complexes of the St Lawrence North Shore.

4. Deltaic complexes of the Québec North Shore

The stratigraphic architectures and depositional facies of delta complexes are outlined, as understood from our land-based studies and offshore datasets (Fig. VI-5, Normandeau et al., 2013; 2014; 2015; Dietrich et al. 2015; submitted a and submitted b). We propose diagnostic criteria that allow the deciphering of the late Wisconsinan to present-day morphostratigraphic record of the St. Lawrence North Shore in particular, which we foresee to be of more general interest. Secondly, we focus on the recognition, description and interpretation of particular surface morphologies that constitute the geomorphic signatures of the turnarounds marking the sedimentary development recording the ice-margin recession, *i.e.,* the ice-front retreat from the coastal zone, and the melting out of the glacier from river drainage basins.

4.1. Sedimentary successions

Deltaic complexes of St Lawrence North Shore include (1) ice-contact outwash fans, (2) delta and (3) paraglacial suites (Dietrich et al., submitted a; submitted b; Cf. Chap. IV). The figure VI-5 is a synoptic representation of the architecture of 8 different deltaic complexes investigated in the field and the table 1 compiles criteria for the recognition of the three distinct, successive depositional systems. Interestingly, in spite of the decreasing influence of the retreating Laurentian Ice-Sheet (LIS) margin, exposures of deltaic complexes successions most often reveal coarsening-upward, 20 to > 100 thick sections, superimposing sand and gravels of the fluvial and/coastal deposits, sand-dominated delta-front sediments and distal fine-grained outwash facies (Cf. Fig. III-3). Though very similar size and overall architecture to third-order

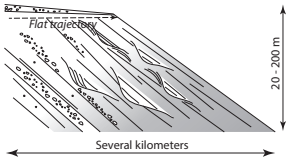
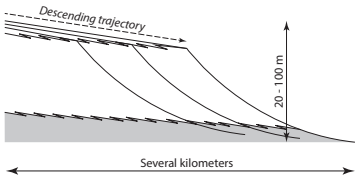
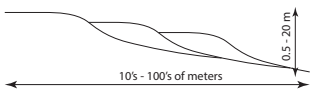
Classification	*Facies assemblage*	*Stratigraphic architecture*	*Morphostructures*	*Modern activity*
Outwash fan	- Topset: pebbles and cobbles - Foresets: alternation between heterolithic facies and normally-graded sand beds; glacimarine muds; coarse-grained foresets		- Flat to gently-sloped top - Circular lakes - Massive sediment wedge at the structural valley outlet - Braided or meandering relict fluvioglacial channels - Damming an fjord-lake	No evidence
Deltaic complexes	- Topset: coarse sand and gravels - Upper foresets: normally-graded sand beds - Lower foresets: heterolithic facies		- Extensive and flat to gently-sloped upper surface - Subdued braided relict channels - No major fluvial entrenchment	No evidence
Paraglacial suites	Medium- to coarse-grained sand		- Stepped morphology - Alternation between terraces and scarps - Sand cordons	Permanent coastal activity Episodic activity in submarine channels

Table VI-2: *Diagnostic criteria for the recognition of distinctive sedimentary bodies within deltaic complexes of the St. Lawrence North Shore.*

prograding lowstand or highstand wedges of the conventional sequence stratigraphy, which the duration is typically in the 1-3 Myr range (Catuneanu & Zecchin, 2013), deglacial deltaic successions only reflect a development tied to the forced-regressive context, over duration not in excess to a few to several thousands of year periods (Nutz et al., 2014), which can be regarded as sub-instantaneous at Quaternary to geological time scales.

4.1.1. Outwash fans

Ice-contact outwash fans were emplaced in the Goldthwait postglacial sea beyond, at or beneath the margin of the LIS when it stabilized on the St. Lawrence North Shore (Shaw et al., 2002; 2006; Occhietti et al., 2011; Lajeunesse & St. Onge 2013). Outwash fans represent volumetrically massive sediment wedges, generally emplaced near or at the outlet of the structural valleys. In some cases, the outwash fans are arranged in backstepping *grounding zone wedges* as they were emplaced at successive stillstand positions of the retreating ice margin (Lajeunesse, submitted; Cf. Fig. II-2, the Sept-Îles deltaic complex). They have much in common with comparable depositional systems described worldwide (Lønne et al., 2001; Powell & Cooper, 2002; Dowdeswell & Fugelli, 2012; Batchelor & Dowdeswell, 2015; Dietrich et al., submitted b; Zecchin et al., in press).

The stratigraphic architecture within outwash-fan wedge is bipartite, including horizontal topsets and foresets. Topset beds mainly consist of very-coarse-grained material ranging from pebbles to boulders with a sandy matrix that rapidly fine in the downstream direction at the km-scale (Table II-1). They represent deposition in a variety of ice-contact environments from either subaqueous or subaerial meltwater outflows (*e.g.,* Lønne et al., 2001; Russell & Arnott, 2003; Helle, 2004; Dowdeswell & Fugelli, 2012; Winsemann et al., 2011). Foreset beds are made up by an amalgamation of heterolithic facies (alternation between rippled fine sand and silt) and thick, normally-graded sand beds comprising an important proportion of angular mud clasts. In the foresets, sand beds are observed in incised channels, small channel-levées systems or forming extensive sheets (Dietrich et al., submitted a; Cf. Chap. III). The heterolithic facies were deposited by a combination a settling processes and low-density turbidity currents while sand beds originate from high-density turbidity currents tied to turbiditic channels and lobes. Supercritical flow conditions in the upper foresets have been inferred on the basis of depositional facies (Dietrich et al., 2015). Downslope, less sand and a larger development of the heterolithic facies characterize the lower foreset succession. Here, massive to laminated fine-grained muddy facies include some ice-rafted debris (IRD), which are coarser-grained and more abundant in the older foresets, progressively disappearing upwards. Such a trend in the IRD content suggests an early glacimarine front developing a subaqueous outwash fan

that subsequently emerged and evolved into a fluvioglacial delta (Lønne, 1995; Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001; Winsemann et al., 2009; Lang & Winsemann, 2013).

The foreset-topset transition shows a horizontal trajectory (Helland-Hansen & Hampson, 2009). It indicates a development initially uncoupled to the falling RSL. While it is an expected feature when considering subaqueous grounding zone wedges (Powell & Cooper, 2002) the horizontal trajectory of a forced-regressive fluvioglacial outwash suggests a timespan sufficiently short in order to not be affected by RSLfall (Dietrich et al., 2015). The outwash-fan sedimentation is viewed as the ice-proximal counterpart of the distal glaciomarine Seismic Unit 2 in basinal parts of St Lawrence Estuary and Gulf (Fig. I-28, Syvitski & Praeg, 1989; Josenhans & Lehmann, 1999; Duchesne et al., 2010).

An important sediment body is emplaced at the outlet of the very deep (> 500 m, Locat and Lévesque, 2009; Ménard, 2009) Saguenay fjord. This sediment body, interpreted as morainic arcs (Dionne & Occhietti, 1996) and an outwash fan (Normandeau et al., 2015) is one order larger than that of other outwash systems. Here, the fan top shows a succession of boulder-rich morainal banks that prograded in significant (> 100 m) waterdepths, with related foresets building a large fan, possibly similar to a trough-mouth fan, which prograded directly in the Laurentian Trough (*e.g.,* Piper et al., 2007). At least one turbiditic channel is still morphologically expressed, which has been referred to as a "glacially-fed canyon" in Normandeau et al. (2015). This distinctive morphostructure is armored by pebbles and cobbles and shows a total lack of modern turbiditic activity.

4.1.2. Proglacial deltas

Proglacial deltas are here referred to as deltas principally fed by meltwater discharge and glaciogenic sediment supply. Following outwash-fan sedimentation, they are connected to the retreating ice fronts by a proglacial river system. The proglacial river system, short (< 10 km) when associated with initial, confined, fjord-head delta, progressively lengthens owing to (i) the continuous ice-sheet recession through the river drainage basin and (ii) the active basinward migration of the delta shorelines coeval with the uninterrupted, glacio-isostatically forced RSL fall. Initially confined in valleys, the proglacial delta that expanded on the St. Lawrence shelf turned into a conventional delta affected by wave and tide processes (Figs. II-10, IV-16).

The stratigraphic architecture of the deltaic wedges is typically tripartite, including flat- to gently-sloped (*ca.* 1°) topsets, steeper (7-10°) sloped upper foresets and gently-sloped lower foresets (Table II-1; see also Fig. III-3). The topset beds consist of trough cross-stratified, poorly-sorted sand and gravels. They were deposited by braided fluvial streams across both in-valley (confined) and open-shelf (unconfined) delta plains (Dietrich et al., submitted a).

Upper foreset beds are typified by the occurrence of supercritical flow conditions inferred by the observation of cyclic steps bedforms in relation with mouth environments and U-shaped overdeepenings associated with base-of-slope hydraulic jumps (Massari & Parea, 1990; Breda et al., 2007; Gobo et al., 2015, Cf. Chap. III). Otherwise, foreset deposits consist of stacked, normally-graded sand beds, deposited by the recurrence of high-density turbidity flows, which are poorly distinguishable from those of much deeper sand-dominated turbiditic system (*e.g.,* Du Fornel et al., 2004; Guillocheau et al., 2004; Mattern, 2004; Etienne et al., 2013). The lower foreset beds consist of heterolithic facies including rhythmites with dilatation-contraction cycles in laminae thickness (Figs. III-8 & IV-4). They were deposited by tidally-influenced, low-density turbidity flows representing the upper component of sustained high-density turbidity currents that experienced flow stripping and traveled farther downslope than their high-density counterpart (Piper & Normark, 1983; Talling et al., 2004; 2012; Sumner et al., 2012; 2014). One outstanding example of asymmetrical channel-levées system is identified in the sea cliff intersecting the Portneuf-Forestville deltaic complexes (Cf. Figs. III-3 and 4). Its offshore prolongation is a buried channel, similar to the other relict, inactive channels observed today on the modern sea-floor, *e.g.,* in the Manicouagan delta front ("river-fed canyon" in Normandeau

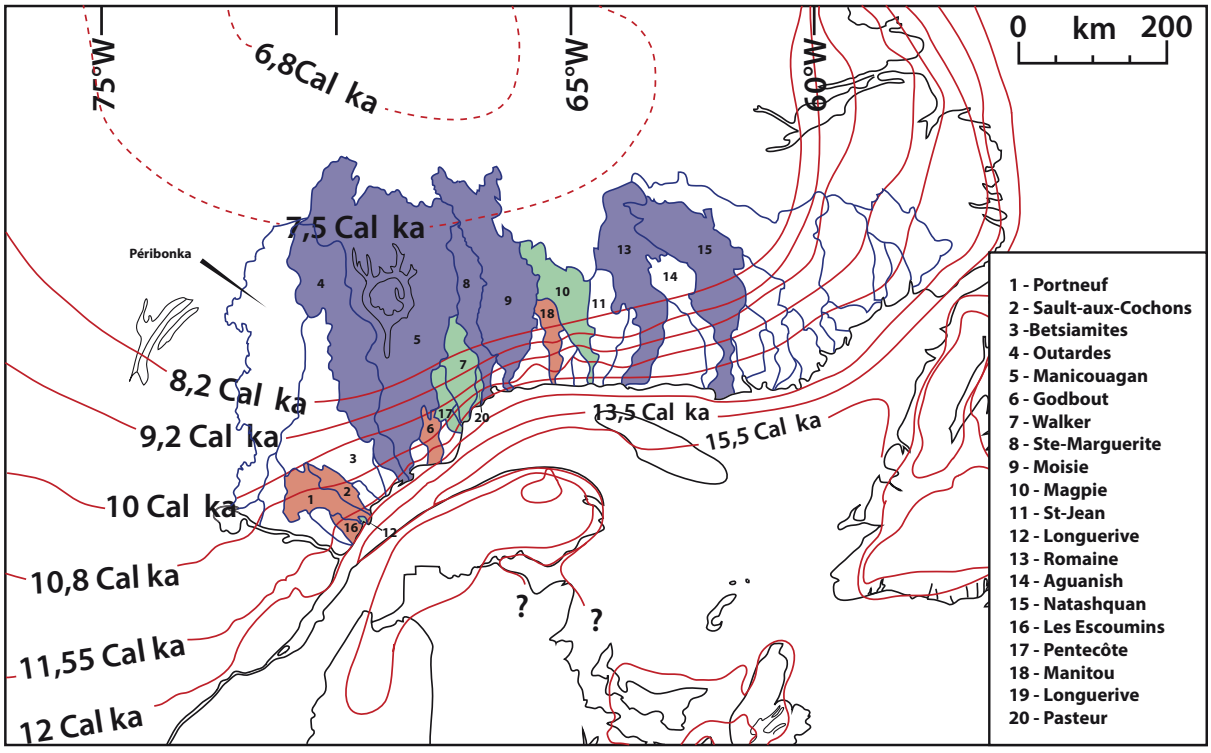


Fig. VI-7: *: Drainage basins of the rivers in the hinterland of the St. Lawrence North Shore and pattern of the LIS margin reconstructed by Occhietti et al. (2011). Numbered drainage basins are used in this study. Basins in blue are elongated, expanded far to the north. They experienced a delayed pro- to paraglacial transition. Basins in red experienced an early pro- to paraglacial transition while basins in green are characterized by dammed fjord-lakes.*

et al., 2015, see also Hart & Long, 1996). Toward the basin, proglacial deltaic wedges merge with largely finer-grained Seismic Unit 3 of Duchesne et al. (2007; 2010) and St. Onge et al. (2008) and Seismic Unit 4 of Josenhans & Lehmann (1999).

Interestingly, in spite of the forced regressive setting, no coeval major fluvial entrenchment is identified during deposition of the proglacial deltaic wedges. Instead, a graded or possibly an aggrading distributary system is inferred. This is in agreement with modeling results predicting a topset aggradation during forced regression if enough sediment supply allows the formation of an emerged basin less sloped that the fluvial equilibrium profile (Schumm, 1996; Leeder & Stewart, 1996; Helland-Hansen & Martinsen, 1996; Muto & Steel,, 2004; Ritchie et al., 2004a and 2004b; Swenson & Muto, 2007; Prince & Burgess, 2013, see Chap. I). The trajectory of the topset-foreset transition, which represents a fair estimate of the shoreline trajectory (see Dietrich et al., submitted b), is descending regressive accretionary *sensu* Helland-Hansen & Hampson (2009) (Cf. Fig. III-19).

4.1.3. Paraglacial suites

Paraglacial suites are emplaced subsequently to the shutdown of the glaciogenic supply after the melting out of the ice sheet from the river drainage basins and rapid RSL fall. Their onset is coeval with the termination of the stage of proglacial deltaic progradation, allowing severe fluvial entrenchment and active reworking by shallow-marine processes (Dietrich et al., submitted a). Paraglacial suites essentially include entrenched fluvial meandering channels and coastal (beach and shoreface) deposits. Any signature of the early paraglacial processes immediately following deglaciation have been identified in deltaic complexes (*e.g.,* Hein et al., 2014).

Deposits of the paraglacial suites essentially correspond to a several meters thick sandsheet of shoreface and beach deposits, descending basinward and capping bedrock surfaces or foreset deposits of the outwash and/or proglacial depositional systems. Shoreface and beach deposits range from well-sorted medium-grained to very-coarse-grained sand including isolated pebbles and cobbles specifically associated with lag deposits of internal diastems (Swift et al., 2003; Fraser et al., 2005; Embry, 2009, Fig. III-10H). They are characterized by frequent heavy minerals concentrations from the laminae scale to thin (<20 cm) placers. Coastal notches are recurrently identified as deep, concave erosional surfaces cutting through the whole beach sand deposits and corresponding to 1 to 3 m high scarps (Figs. III-12 and IV-11 E). Occasionally, paraglacial suites form thicker (> 15 m) shoreface sand wedges corresponding to spit-platform constructions (Cf. Chap. III, Nielsen & Johannessen, 2009; Nutz et al., 2014) characterized by imbricated offlapping patterns (Fig. III-10, Dietrich et al., submitted a). Back-barrier deposits

are represented by thin (< 3m) bioturbated clayed and/or peat accumulation (Dionne et al., 2004; Dietrich et al., submitted a). Coastal paraglacial suites thus almost exclusively result from wave-dominated depositional environment and longshore-drift action. They are the onshore counterpart of Seismic Units 4 and 5 in the offshore domain (Duchesne et al., 2007; 2010).

Onshore, the continental paraglacial evolution is associated with entrenched meandering channel belts. Abandoned meanders, successively staged at progressively lower elevations reflect the continuously falling RSL. They are incised in soft sediments of the former outwash and proglacial deltaic wedges, which are thus deeply dissected (Figs. II-1, III-2 and IV-1 and 2). Depositional facies consist of sands and well-rounded clast-supported pebbles. Downslope, mouth deposits are made up of volumetrically restricted structureless gravelly sand or graded and rippled fine-grained sand. They form several meters thick intercalations and channel bodies within coastal deposits, respectively.

Today, RSL fall rates are reduced (<2 $mm.yr^{-1}$). The coastal dynamic involves active and generalized shoreline retreat (Bernatchez & Dubois, 2004), with limited exceptions where coastal accretion occurs forming either strandplains or sandspit/back-barrier complexes (Dionne et al., 2004), depending on the longshore-drift patterns. Offshore, active longshore drift-fed canyons are observed in places (Normandeau et al., 2013, 2015) in association with sediment waves. River meander migrations maintain bank erosion but vertical incision has been commonly limited by the emergence of bedrock thresholds imposing local base levels. Interception of large meanders by retreating shorelines locally reactivates temporary incision processes.

4.2. Surface morphologies in deltaic complexes

It has been shown above that the timing of the retreat of the LIS margin from the St Lawrence North Shore and subsequently from the river drainage basins directly impact on the sedimentology and stratigraphy of the deltaic complexes, which successively worked as outwash fan, proglacial delta and paraglacial systems. Here, we now focus on the geomorphic signature of the deglaciation development. Three categories of surface morphologies are differentiated, each specifically associated with one of the three depositional systems described above (Fig. VI-8). The transitions between the different surfaces, which have distinctive dips, are marked by topographic break-in-slope (hereafter BIS). A break-in-slope thus expresses a regime transition, its elevation being directly linked with the age of this transition (see Chap. III).

Field evidences are here used to produce diagnostic criteria for the recognition and interpretation of these geomorphic surfaces. These criteria allow a geomorphic delineation of the successive stages characterizing deglacial deltaic complexes as understood from their

stratigraphic record. The LIDAR image (Fig. VI-9) of the Portneuf-Forestville delta, where morphostructures assemblages are patent, is used to exemplify an outstanding case study where distinctive morphologies are evidenced over relic depositional surfaces.

4.2.1. Top surface of the outwash fan

The top surface of the outwash fan is generally flat to occasionally very gently sloped (<1°). This surface ubiquitously stands at or slightly below the marine limit (Cf. Fig. III-17, see also Cousineau et al., 2014). Circular lakes or depressions and subdued, sinuous or braided, relict channels interpreted as relict kettle holes and proglacial meltwater streams respectively, are sporadically observed on this surface (Figs. II-1 and III-2). As outwash fans stand at the outlet of the structural valleys, some of them have dammed or currently dam, fjord-lakes. Therefore, lacustrine landsystems are frequently observed upstream the top surface of the outwash (Normandeau et al., submitted).

The top surface of an outwash emplaced is the signature of a glacial stillstand occurring immediately after the postglacial sea invasion. It corresponds to the last topset deposited before the ultimate glacial retreat.

4.2.2. Top surface of the proglacial delta

Top surfaces of a proglacial delta is extensive (several tens of km²) and gently-sloped. This surface occasionally preserves subdued relict braided channels or isolated beach ridges (Figs. III-2 and VI-9) but are most often devoid of any visible morphostructure, with the potential exception of restricted field of aeolian sand dunes. This surface is positioned off the outlet of the structural valleys and ubiquitously stands well below the top surface of the outwash fan or, in its absence, well below the marine limit. It is frequently deeply dissected (30-90 m) by paraglacial entrenched rivers.

The top surfaces of proglacial deltas surface represents the ultimate delta plain, after it developed on the open coast in the continuity of an initial in-valley progradation as a fjord-head delta. Its emplacement was delayed regarding the initial postglacial sea-invasion, explaining why it stands at elevations well below the marine limit (Fig. VI-5); the elevation difference between marine limit (or the top surface of the outwash fan if present) and the top surface of the proglacial delta reflecting the duration of the in-valley deltaic progradation before its expansion on the open coast domain.

4.2.3. Surface of the paraglacial suites

Surfaces tied to paraglacial suites are observed in two distinctive setting: (i) over abandoned outwash fan fronts and (ii) over abandoned proglacial delta front. Thus, they are

generally steep-sloped (ranging from 1 to 10°). They correspond to the top of forced-regressive coastal deposits (beach and shoreface), which the emplacement and preservation was permitted by the intermittent or definitive absence of glaciofluvial input. Generally, the resultant slope is inherited from, and comparable to, that of the former foresets (virtually fossilized outwash fan or delta front), suggesting a minimal reworking by the paraglacial processes. Two notable exceptions are noticed: (i) the development of a spit platform reduces the apparent angle regarding the original foreset angle (Fig. VI-5 the Portneuf delta), (ii) the incision of coastal cliffs, which increases the apparent angle relative to the original foreset angle (Fig. VI-5 the Sault-au-Cochon delta, see also Chap. IV). Recent (<4 kyr??) gently-sloped to horizontal surface of paraglacial suites are observed in some cases at low elevations (Figs. VI-5 and 8: the Longuerive sedimentary system).

A large range of morphostructures are encompassed with the surfaces associated to paraglacial suites (Fig. VI-9). They mainly consist of staged, elongated and/or arcuate beach ridges, barrier (spits) and back-barrier (lagoons) depositional systems. Meter- to tens of meter-high former coastal cliffs forming scarps are frequently blended with the staged beach ridges. These former coastal cliffs, marked in plan-view by steps, are recognizable in cross-section by the presence of paleo coastal notches (Cf. Figs. III-12 and IV-11 E). Raised tombolos and cusps, forming "flying" and isolated elongated or triangle-shaped crests, are sometimes observed (Cf. Fig. II-1). Thus, the surfaces associated with paraglacial suites are, in addition to be steep-sloped, rough and stepped.

The top surface of the proglacial delta typically abuts landward against the surface of the paraglacial suites that reshaped the inactive outwash-fan (Fig. VI-8). Where the abandonment of the outwash fan is not followed by a subsequent deltaic progradation, the surface of paraglacial suites is continuous from the top surface of the outwash fan to the present-day shore (Fig. VI-8). This latter scenario typically arises if the outwash fan dammed the structural valley transforming it into a proglacial lake that acted as a sediment trap (generally, up to now). In that case, proglacial delta systems are lacustrine deltas that occur several tens of kilometers up valley (10-30 km, see Normandeau et al. submitted).

4.2.4. Topographic break-in-slope (BIS)

The transition between two geomorphic surfaces is marked by a topographic break in slope (BIS), which is the signature of a transition between two specific sedimentation stages tied to the ice margin recessional development (Fig. VI-8).

The BIS joining the top surface of the outwash fan above, and the surface of paraglacial suites below (hereafter type 1 BIS), is convex-upward as it essentially mimics the earlier outwash

topset-foreset transition. Its elevation offers an indication about the age of the abandonment of the fan due to the further retreat of the ice margin following the stillstand. This retreat resulted at the local scale in a shutdown in glaciogenic sediment, which were trapped upstream in a fjord-head delta, or a lacustrine delta if a moraine-dammed lake arose. Shallow-marine processes allow the development of paraglacial suites along the earlier foreset slope.

The BIS joining a surface of paraglacial suites above, and the top surface of the proglacial delta below, is concave-upward (Type 2 BIS). It reflects the comeback of the deltaic sedimentation on the open-coast domain of the St. Lawrence after the in-valley progradation and the local renew of the predominance of fluvial input over shallow-marine processes.

The BIS connecting the top surface of the proglacial delta upslope, and a surface of paraglacial suites below, is convex-upward. It represents the retreat of the ice margin from the drainage basin, the definitive shutdown in glaciogenic sediments and the predominance of shallow-marine processes on the coast (type 3 BIS). As for type 1 BIS, its elevation offers an indication about the age of this turnaround.

Some scarps are in some case perceived across the top surface of the proglacial delta, thought they do not separate two distinct geomorphic surfaces. They are viewed as the result of autogenic processes *i.e.,* without change in external forcings (Muto & Steel, 2004; Muto & Swenson, 2005b; Swenson & Muto, 2007; Muto & Steel, 2014). The two proglacial deltaic lobes of the Sept-Îles delta (Fig. II-1) are separated by such a scarp.

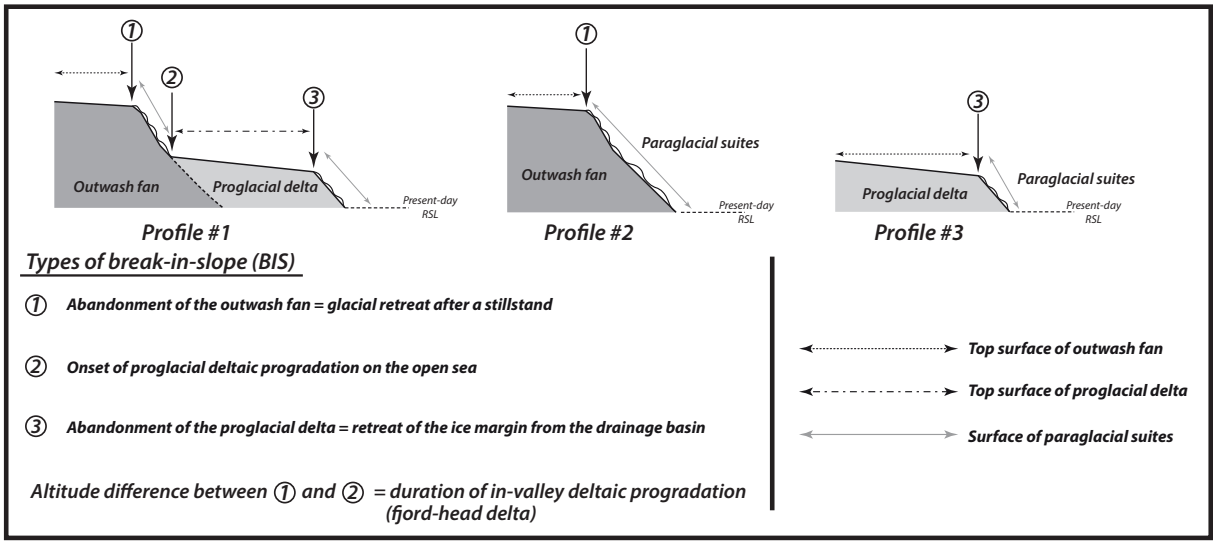


Fig. VI-8: *Three configurations of deltaic complexes identified on the St. Lawrence North Shore, including the position of type I, II & III break-in-slope.*

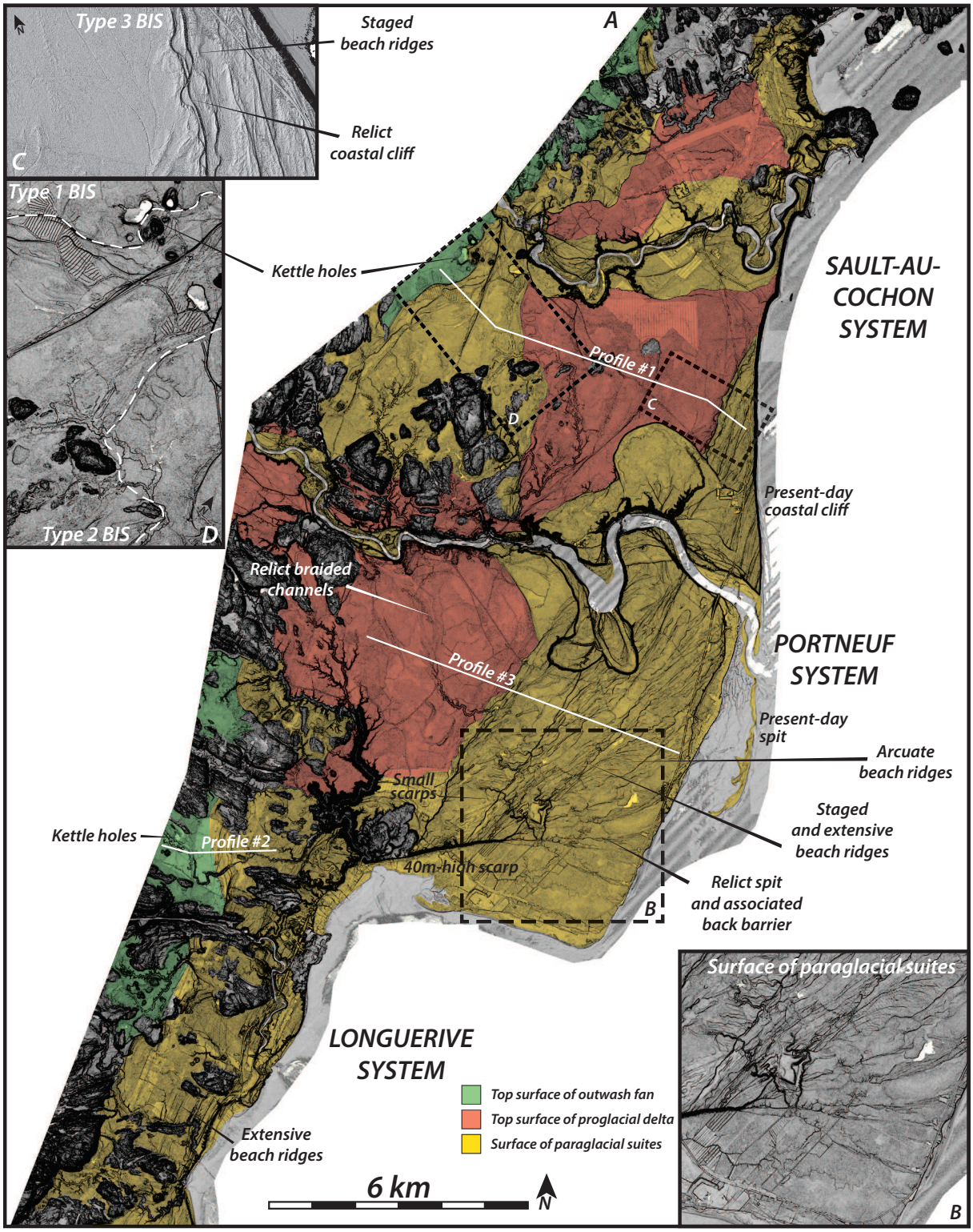


Fig. VI-9: *LIDAR cover of the Portneuf-Forestville-Longuerive deltaic complexes. Green, red and yellow colors represent surfaces of outwash fan, proglacial delta and paraglacial suites respectively. The outwash fan surface standing here at 135 m.a.s.l. (marine limit à 140 m.a.s.l.; Dionne et al., 2004) is characterized by circular lakes. The extensive top surface of the proglacial delta is gently-sloped, including subdued relict braided channels (see also Fig. III-2). Surfaces of paraglacial suites are steep-sloped and characterized by marine terraces, coastal cliffs and beach ridges. The three white lines correspond to profiles illustrated schematically in Fig. VI-8.*

4.3. Morphostratigraphic evolution of deglacial deltaic complexes

Deltas of the St. Lawrence North Shore have in common a similar RSL history and similar patterns of ice-sheet retreat (Shaw et al., 2002; 2006; Occhietti et al., 2011). Rate of RSL fall were comparable from Tadoussac to Natashquan, even though the amplitude of the fall is decreasing from the west to the east, reflecting the northwestern position of the main ice mass at the LGM (Annexe VI). Pattern of ice-sheet retreat may have local specificities at the 1-100 km scale, mainly depending on interactions between basement topographies and the Laurentide Ice Sheet (Occhietti, 2007). However, in spite of potential minor climate-controlled stillstands or readvances (Occhietti et al., 2011; Lajeunesse & St Onge; 2013), an overall retreat is noted that is characterized by younger and younger ice-free conditions to the north, when ice fronts progressively retreated initially from small and finally from extensive river drainage basins.

Though the large-scale paleoglacial setting was almost identical, a variety of morphostratigraphies has been observed in deltaic complexes across the study area. Some have well defined outwash-fan sediments bodies, some others shows extensive and well defined lobe morphologies protruding into the St Lawrence Estuary and Gulf, or in the contrary are highly dissected by present-day shoreline erosion. Some have a complete set of topographic surfaces and related BIS, some only displays a restricted geomorphic record. The age (resp. elevation) of the pro- to paraglacial turnaround looks unpredictable along the St Lawrence North Shore, yet we argue that this apparent confusion may in fact be understood through four end-member scenarios. These four scenarios of deltaic evolution are representative of the physiographic variability characterizing the >500 km of the St Lawrence North Shore (Fig. VI-10).

4.3.1. Underfilled, dammed valley

In the underfilled, dammed valley scenario, the initial sedimentation stage is marked by the development of an extensive grounding zone wedge at the outlet of the structural valley. The fan emerged either owing to its aggradation and/or due to the subsequent RSL fall. After an additional retreat of the LIS margin and abandonment of the outwash fan, shallow-marine processes actively reworked its ultimate foreset. Staged marine terraces developed, giving to the former depositional profile a stair aspect (type 1 BIS). Simultaneously, a proglacial delta developed upstream in the moraine-dammed lake. At the time of the LIS margin disappearance from the drainage area, the lake was not completely filled. The signature of the pro- to paraglacial transition is unclear in the lacustrine delta, with the exception of these fringing the large wind-driven water body corresponding to the Lake St Jean (Nutz et al., 2015). Finally, the lake pertained until today (see Normandeau et al., submitted). The underfilling character may derive either from an extensive structural valley and/or from an early LIS margin retreat from

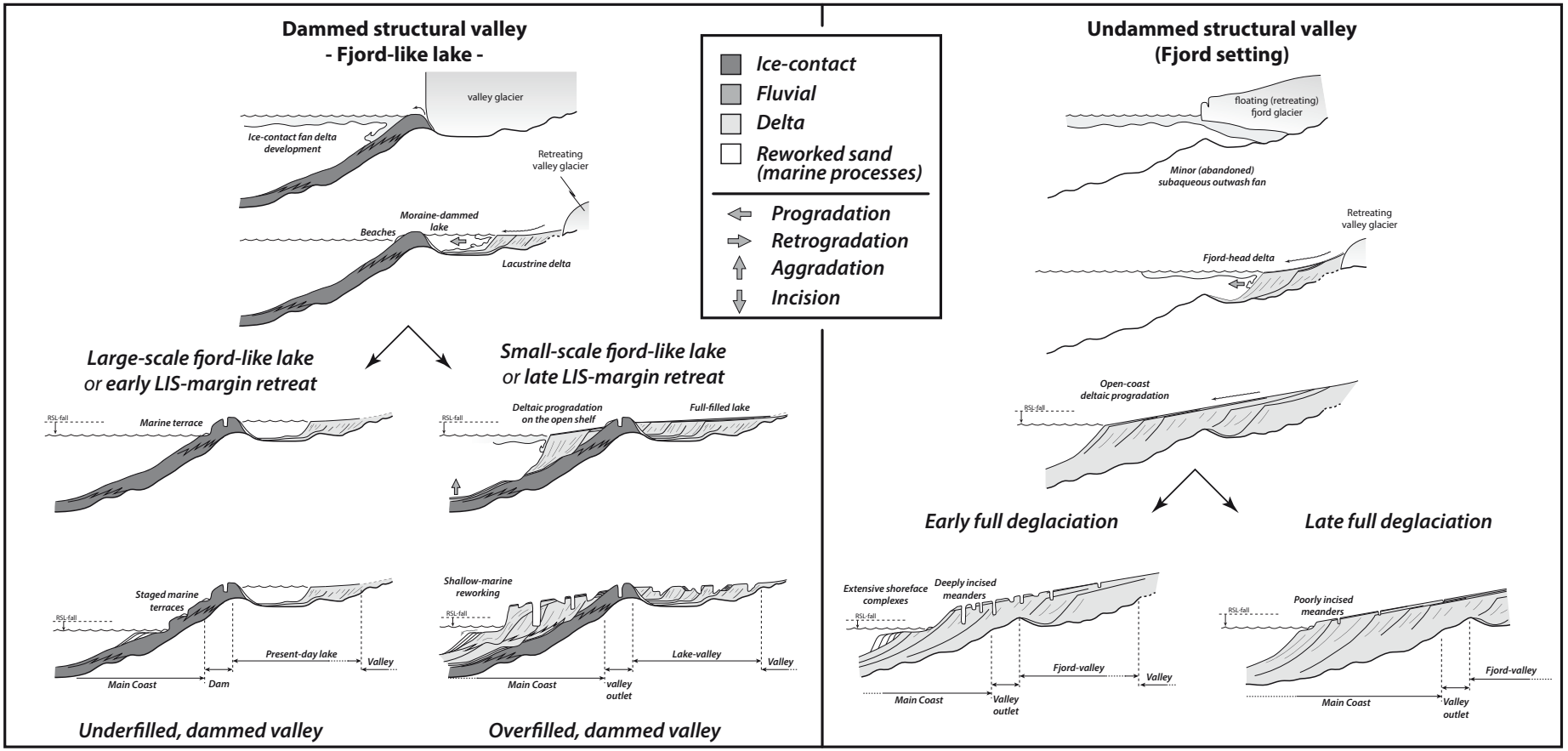


Fig. VI-10: *The 4 scenarios of deltaic complex development recognized along the St. Lawrence North Shore. See text for details.*

the drainage basin. The lakes acted (and still acts) as sediment trap, inhibiting the formation a large delta across the St. Lawrence shelf. The present-day Longuerive, Pentecôte and Magpie systems (Fig. VI-5) relate to this first end-member.

Lakes dammed by bedrock thresholds are also encompassed in this scenario. The case of the St. Jean Lake (Nutz et al., 2014; 2015) that experienced a marine to lacustrine transition due to the emergence of a bedrock threshold (Roy et al. 2011; Nutz et al., 2014) is emblematic. The retreat of the LIS margin from the drainage basin of the St. Jean Lake at *ca.* 7.5 ka Cal BP, more or less concomitant with the marine to lacustrine transition, drove a drastic reduction in sediment supplied that permitted the lake to exist up to today. Note that downstream of the bedrock threshold, the large Saguenay fjord represents the sole example of an underfilled, undammed system. Though the St. Jean Lake acted as an efficient sediment trap, the available space in this deep fjord will not have permitted to a delta to reach the fjord outlet.

4.3.2. Overfilled, dammed valley

The initial stage of sedimentation is similar to the *Underfilled, dammed valley* end-member, including the development of a grounding zone wedge at the structural valley outlet. However, a significant and/or protracted sediment supply relative to the lake volume permitted the complete fill of the dammed structural valley. In this configuration, the reworking of the upper foresets of the outwash fan occurs below a type 1 BIS, simultaneously with the progradation of the upstream proglacial lacustrine delta. After the proglacial delta filled the entire lake volume, the fluvial system reaches and cut across the dam, re-establishing a marine, open-coast delta. A type 2 BIS marks the transition from shallow-marine reworking to the proglacial deltaic progradation. Subsequently, the retreat of the LIS margin from the drainage basin led to the fluvial entrenchment and renewed shore-related reworking of the now-inactive proglacial delta slope, a transition marked by a type 3 BIS. The archetypal delta is the Sault-au-Cochon deltaic complex (Dietrich et al., submitted a).

4.3.3. Undammed valley (fjord setting), early full deglaciation

Deltaic complexes characterizing the outlet of undammed structural valleys do not have a core made up of an outwash fan. With the exception of the virtually empty Saguenay fjord (see above), no fjord system is currently active. It indicates that related proglacial river-delta systems were able to fill the structural valley up to its outlet, after having prograded throughout the entire length of the fjord. The reason for which undammed valleys are systematically overfilled are further discussed below. In this scenario, the top surface of the proglacial delta is the higher geomorphic surface of the deltaic complex. At its downdip edge, a type 3 BIS formed

at the pro- to paraglacial transition.

Early or late retreat of the LIS ice fronts from the drainage basin result in two distinctive scenarios. High rates of ice-sheet margin retreat and/or a restricted drainage basin extent drives the *Undammed valley, early full deglaciation* scenario. Low rate of retreat and/or a large drainage basin are responsible for the fourth, *Undammed valley, late full deglaciation* scenario described below. In the former scenario, the pro- to paraglacial transition —and the type 3 BIS— occurred at a RSL well above (> 30 m) the present-day RSL. As a consequence, the deltaic complex usually shows abundant staged beach ridges, relict high coastal cliffs, and a severely entrenched meandering river channel belt including several abandoned and staged meanders. The Portneuf-Forestville (Dietrich et al., submitted a) and St-Jean (Cf. Chap. IV) deltas are emblematic of such an evolution.

4.3.4. Undammed valley (fjord setting), late full deglaciation

This last scenario occurred when the pro- to paraglacial transition was delayed, owing to either a large drainage basin upstream the deltaic complex or low rate of ice-margin retreat throughout the basin. In this case, the type III BIS is identified at low elevation since the time interval of RSL fall was longer before inception of the paraglacial evolution. The surface of paraglacial suites is restricted, both in height and lateral extension. The current meandering river is entrenched but abandoned and staged meanders are not identified as the main fluvial channel essentially kept the same path since the early paraglacial evolution. The Manicouagan deltaic complex, linked to an drainage basin extending far to the north is archetypal of such a sedimentary evolution. The deltaic complex of the Moisie river is similar. The structural valley was not dammed as the outwash fan was built not at its outlet but laterally, on bedrock high (Fig. VI-5).

Underfilled undammed valley is not identified, while underfilled dammed valleys are common (*e.g.,* Walker, Pentecôte and Pasteur lakes). It thus appears that the configuration with an early moraine-dammed lake inhibits a later in-valley deltaic progradation up to the open-coast domain. Another hypothesis is to consider that rapid glacial retreat occurred in deep lakes *e.g.,* by collapse (Mangerud, et al., 2013).

5. Discussion

Based on a set of 9 deltaic complexes, four end-members scenarios have established that account for the (1) the retreat pattern of the LIS margin at both the local (retreat after stillstand) and regional (retreat from a drainage basin) scales, (2) the inland extent of the drainage basins and (3) the inherited volume of depocenter formed by the structural valleys. To test this conceptual model, we used the criteria developed above to investigate 12 others deltaic complexes of the St Lawrence North Shore (Fig. VI-1). Based on a simple approach focusing on relict topographic features as inferred from a DEM data set (Fig. VI-11), we were able to discriminate geomorphic surfaces and related BIS, positioning the outwash to proglacial, and the proglacial to paraglacial transitions. Assumptions about the likely nature of the underlying sediment can also be made. Each of the deltaic complexes can be categorized in our four end-member scheme (Figs. VI-10 and 11) indicating that our model is robust.

A necessary condition to our model is a pattern of upland glacial retreat across drainage basins oriented normal to the coast line. Only this configuration permits a sustained proglacial deltaic evolution as drainage basins collected efficiently and perennially glaciogenic supplies and meltwater streams. Considering the Scandinavian Ice Sheet recession from northern Poland, Germany or Denmark (*e.g.,* Larsen et al., 2009), the model is not applicable as river systems are here sourced from the south. Another apparent model limitation arises considering deep-fjord settings. It is well known that Norway and Greenland fjords are most often currently underfilled (Hansen, 2004; Corner, 2006; Eilertsen et al., 2011; Storms et al., 2012) as they form virtually limitless sediment trap one to two order of magnitude more voluminous that paleo-fjord of the St. Lawrence North Shore (*e.g.,* the 200 km long, 5 km wide and up to 1800 m deep Sognefjord). In these cases, fjord-head deltas failed to entirely fill the fjord and the paraglacial reworking by shallow-marine processes are not recorded. The pro- to paraglacial transition is anyway deciphered as marked by the fluvial entrenchment within proglacial deltaic deposits and terraces cannibalizations (onset of postglacial stage of Corner, 2006).

Another apparent limitation is to have to consider only those of the deltaic complexes lying in the isostatically-dominated zone for which the morphostratigraphic record is dominated by the glacio-isostatic rebound and the geomorphic record is essentially terrestrial. In neighboring settings such as the Newfoundland coast or the Gulf of Maine, a limited rebound permitted to the postglacial transgression to flood the deglacial deltaic complexes (eustatically-dominated zone of Boulton, 1990; see also Dalrymple et al., 1992; Shaw, 2005; Shaw et al., 2008; 2009; Hein et al., 2014 and references therein). However we argue that a variant of our model may still apply; our categories of morphostructural surfaces and BIS potentially forming submarine features instead of terrestrial landforms, provided the transgressive ravinement processes did

not erased them.

If applicable, our model can be exploited as a proxy for the LIS retreat across the hinterland of the St. Lawrence North Shore. For most of the deltaic complexes, BIS reflecting major turnarounds in the deglacial development can be positioned, informing about (i) the local end of the stillstand at the structural valley outlet, and (ii) the melting out of the LIS from the drainage basins. For the initial set of 9 deltaic complexes for which deltaic architecture was characterized in detail, ages of the different BIS were inferred from ^{14}C dating. Considering the 12 other deltaic complexes for which absolute ages are not available, BIS age estimates derived from published isobase maps (Shaw et al., 2002). To point geographically the ice-margin position at the pro- to paraglacial transition in a particular basin necessitates in addition knowing the inland extent of the river drainage. We are aware that heir northward extent may be different relative to the present-day configuration owing to the differential glacio-isostatic flexure (1 $m.km^{-1}$ in the direction of the retreat of the LIS margin, Peltier et al., 2015). We

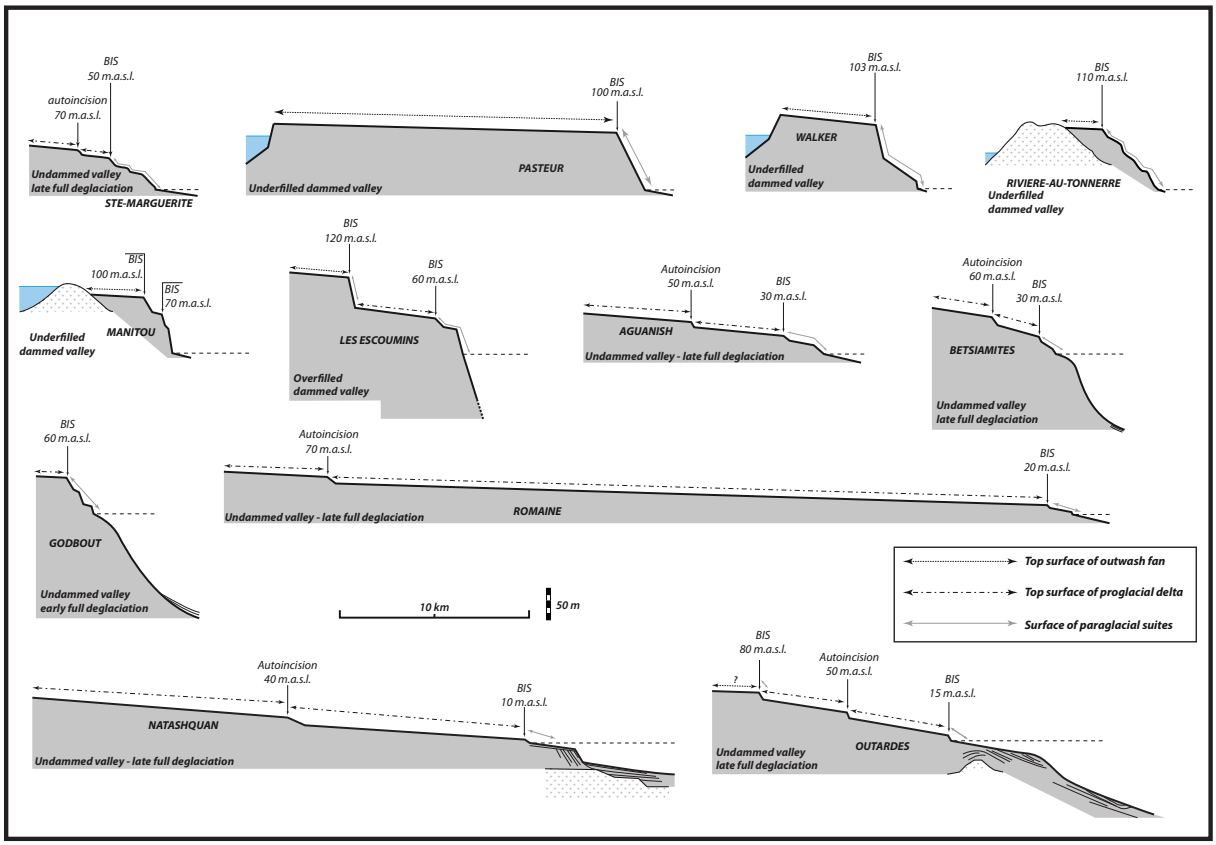


Fig. VI-11: *Distribution of geomorphic surfaces and related BIS over 12 additional deltaic complexes as inferred from the SRTM dataset. Submarine structures are from Hart & Long (1996) and Normandeau et al. (2015). See Fig. VI-1 for location.*

checked that configuration changes are limited during early Holocene time, as drainage divides are positioned in relatively high-relief areas (Fig. VI-1). Even if perfectible, inferred ice-margin positions are considered to be meaningful.

The figure VI-12 A offers a view of the different control points distributed along the St. Lawrence North Shore and its hinterland, up to the drainage divides. By extrapolation, ice margin positions through time are reconstructed (Fig. VI-12 B). Our pattern of the LIS margin retreat matches the reconstruction of Occhietti et al. (2011) (see Fig. VI-7) although our model suggests less rectilinear ice fronts including 100's km-wide lobes and reentrants, especially for the period of 8.4-7.5 Cal BP. In particular, the morphostratigraphic record of the Ste. Marguerite

DELTAIC COMPLEXES	Altitude of the BIS	INFERRED AGES (kyrs Cal BP) Shaw et al., 2002	Significance
Betsiamites	60 m	9.5 kyrs Cal BP	A.I.
	30 m	8 kyrs Cal BP	R.D.B.
Manic-Outardes	120 m	12.6 kyrs Cal BP	R.S.S.
	80 m	11.1 kyrs Cal BP	A.I.
	50 m	8.6 kyrs Cal BP	A.I.
	20 m	7.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Godbout	60 m	9.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Walker	103 m	11.1 kyrs Cal BP	R.S.S.
Ste. Marguerite	70 m	10.8 kyrs Cal BP	A.I.
	50 m	8.2 kyrs Cal BP	R.D.B.
Romaine	70 m	10.9 kyrs Cal BP	A.I.
	20 m	7.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Aguanish	50 m	10.9 kyrs Cal BP	A.I.
	30 m	8.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Natashquan	40 m	9.5 kyrs Cal BP	A.I.
	10 m	7.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Les Escoumins	120 m	12.5 kyrs Cal BP	R.S.S.
	60 m	9.5 kyrs Cal BP	R.D.B.
Manitou	110 m	12.5 kyrs Cal BP	R.S.S.
	70 m	8.4 kyrs Cal BP	R.D.B.
Pasteur	100 m	10.9 kyrs Cal BP	R.S.S.
Riviere-au-Tonnerre	110 m	12.5 kyrs Cal BP	R.S.S.

A.I. = Autoincision
R.D.B. = Retreat from drainage basin
R.S.S. = Retreat from stillstand

Table VI-3: *Altitudes and inferred ages of the different break-in-slopes observed in the deltaic complexes.*

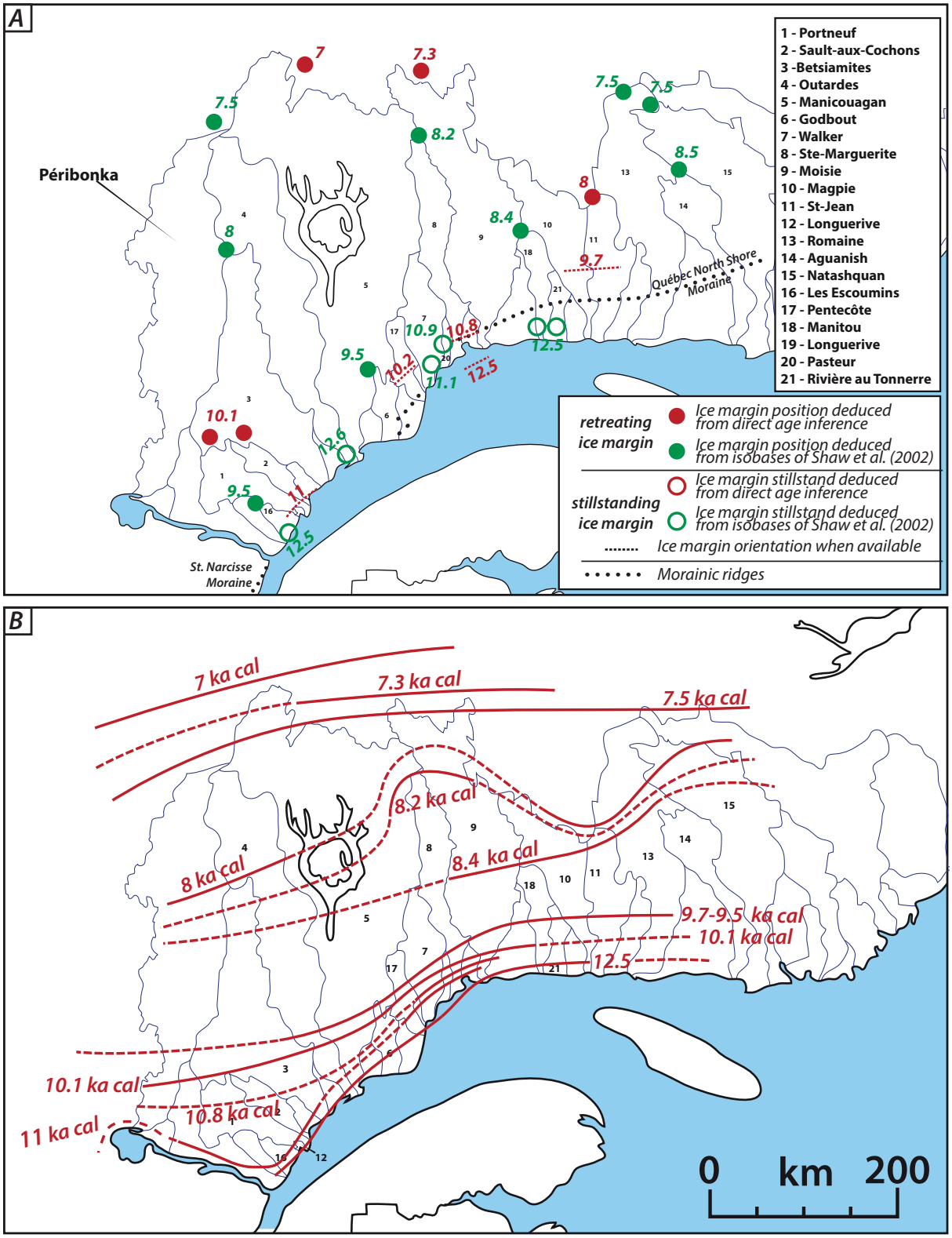


Fig. VI-12: *Pattern of the LIS retreat as inferred from the morphostratigraphic development of the deltaic complexes. (A) Distribution of the control points. Note that the age 7500 ka Cal BP of the pro- to paraglacial transition in the Outardes drainage basin (4) fits well with that inferred in the Péribonka river drainage basin (Nutz et al., 2015). (B) Reconstruction of the LIS margin retreat from the hinterland of the St Lawrence North Shore by interpolation between control points in (A).The position of the morainic ridges originate from Klassen et al. (1992) and Occhietti et al. (2011).*

River, which indicates an early deglaciation of its catchment relative to the two adjacent ones, suggests two lobes. Those features may be a reminiscence of the ice-stream lobes mapped to the north by Clark et al. (2000). According to our reconstruction, a lobe would have persisted at the head of the drainage basin of the Magpie and St. Jean rivers. The model also suggests more regular rates of ice margin retreat from the St. Lawrence North Shore up to the headward divide of the Manicouagan river drainage basin, rather than an initially slow, and then rapid retreat since *c.a.,* 10 Cal BP (Occhietti et al. 2011).

To propose a refined deglaciation model is clearly out of the scope of the present contribution as it would also combine other sets of constrains offer systematic mapping of glacial features (*e.g.,* Dubois & Dionne, 1985; Klassen et al., 1992) or new ages of ice-free conditions offer by cosmogenic and luminescence dating (Gowan, 2013). However, the obtained picture, which makes sense, independently suggests that our model for the morphostratigraphic development of coastal deltaic complexes is valid, at least for the St Lawrence North Shore and its hinterland. As the mapping of morainic complexes is only restricted to area close to the North Shore, while they are lacking uplands (*e.g.,* Klassen et al., 1992), the inferred position of the ice margin by the deltaic architecture may be useful.

Such an approach could be applied to the other panels of deltaic systems associated with drainage basins formerly occupied by the retreating LIS margin. Particularly, deltaic systems of the eastern Hudson Bay (Allard & Seguin, 1985; Lavoie et al., 2002; Lajeunesse & Allard, 2002; 2003a; 2003b; Fraser, 2005) were fed by extensive drainage basin formerly occupied by the Québec residual ice dome almost up to its final disintegration (Clark et al., 2000; Dyke et al., 2002). If the model valid, a hypothetic pro- to paraglacial transition of the deltaic systems emplaced on the eastern Hudson Bay may have occurred around 6 – 5.5 ka Cal BP (Clark et al., 2000) and can serve as closely constrain the configuration and dynamic of the final stage of the disappearance of the Québec ice dome.

6. Conclusion

As RSL evolution was at the first order equivalent for the various case studies distributed along the St. Lawrence North Shore (Fig. VI-6), it appears that RSL was not the parameter forcing distinctive developments of the deltaic complexes. Instead, the pattern of ice-sheet retreat was determinant. First, the formation (or not) of an outwash at the structural valley outlet is crucial, as it decides if the structural valley will turn into a fjord (no outwash damming the outlet) or in a moraine-dammed fjord-lake. Second, the northward extent of the river drainage basin, which controls the time of connection to the retreating ice fronts, and further the age (and, as a consequence, the elevation) of the pro- to paraglacial transition and related BIS is as well of prime importance. In the forced-regressive context that drives a continuously decreasing accommodation space, the inherited basin morphology, controlling the available space for deposition is also significant. Notably, the relatively restricted width and depth of the structural valleys were responsible for their fulfilling, in contrast with the Saguenay fjord.

Points à retenir

• Les complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent comprennent trois ensembles morphostructuraux majeurs : les cônes d'épandages juxtaglaciaires, les deltas proglaciaires et les sédiments paraglaciaires.

• L'évolution sédimento-stratigraphique des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent peut être répartie selon quatre scénarios, dépendant du motif de retrait de la marge glaciaire

- Vallées barrées par des cônes d'épandages juxtaglaciaires et sous-remplies
- Vallées barrées par des cônes d'épandages et remplies de sédiments deltaïques
- Vallées non barrées ayant subies une transition pro- à paraglaciaire précoce
- Vallées non barrées ayant subies une transition pro- à paraglaciaire tardive

• L'étude des architectures morpho-stratigraphiques des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent a permis un affinage de la position des marges glaciaires en retrait sur la Côte Nord de l'Estuaire du St. Laurent.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude sédimentologique et stratigraphique de plusieurs complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, de l'analyse des faciès de dépôt jusqu'à l'intégration de ces systèmes à l'échelle régionale, a permis de mettre en évidence les modalités de leur genèse. En particulier, ce travail de thèse démontre que :

- une dynamique sédimentaire commune présidait à l'édification de tous les complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent ;
- les architectures deltaïques montrent des motifs d'empilement stratigraphiques dont l'interprétation, en dehors d'un cadre paléogéographique bien contraint, peut porter à confusion, suggérant des variations de NMR erronées ;
- le retrait des marges glaciaires hors des bassins versants a une influence majeure sur la dynamique sédimentaire des deltas ;
- les modalités de retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien sur les hautes terres du bouclier canadien peuvent être déterminées par l'étude morphostructurale des complexes deltaïques de la Côte Nord, ces derniers fonctionnant comme des enregistreurs de la déglaciation.

1. L'édification des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent

Les corps sédimentaires distribués le long de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, appelés complexes deltaïques dans ce travail de thèse, sont constitués d'une superposition de cônes d'épandages juxtaglaciaires sous-marins à subaériens, de lobes deltaïques proglaciaires étagés et de suites paraglaciaires. Les cônes d'épandages juxtaglaciaires se sont mis en place aux fronts immédiats de marges glaciomarines lors de la stabilisation de ces dernières et de l'invasion de la Mer postglaciaire de Goldthwait sur les terres glacio-isostatiquement flexurées. Lors du retrait vers l'intérieur des terres de ces marges glaciaires, et après leur évolution vers un front continental, des lobes deltaïques proglaciaires alimentés en eaux de fontes *via* des systèmes fluviatiles en tresse se sont ensuite développés. L'édification de ces lobes deltaïques s'est faite de manière descendante régressive, en conséquence de la chute de NMR forcée par le rebond glacio-isostatique. Des taux importants d'apports sédimentaires glaciogéniques ont permis une progradation rapide de ces lobes deltaïques. Enfin, un remaniement paraglaciaire des dépôts deltaïques par des incisions fluviatiles méandriformes et le dépôt de faciès littoraux (plages et *shoreface*), du fait de la réduction abrupte d'apports sédimentaires, constituent la dernière étape de l'évolution morphostratigraphique de ces complexes deltaïques.

Bien que ce travail de thèse n'ait pas spécifiquement consisté en une analyse faciologique détaillée, l'étude conjointe de l'architecture deltaïque et des faciès associés a permis une interprétation précise des différents environnements de dépôts. En effet, sans la contrainte précise de paléo bathymétries fournies par l'architecture deltaïque, l'interprétation de nombreux faciès sédimentaires aurait pu être erronée si simplement basée sur des critères de structures sédimentaires et de granulométrie.

2. Motifs d'empilement stratigraphique d'une séquence de déglaciation ?

L'édification des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent a été marquée par une chute ininterrompue de NMR exponentiellement décroissante depuis la déglaciation. Toutefois, les architectures deltaïques, et notamment le mode d'empilement des dépôts juxtaglaciaires, montrent occasionnellement des motifs de rétrogradation, du fait du retrait des marges glaciaires ayant mis en place ces corps sédimentaires indépendamment du NMR. A l'inverse, les lobes deltaïques proglaciaires montrent de manière ubiquiste des motifs progradants, en accord avec les apports sédimentaires importants et la chute de NMR. Finalement, l'incision fluviatile paraglaciaire a permis le dépôt de sédiments grossiers de manière abrupte sur les sédiments plus fins des fronts de delta proglaciaires.

Le mode d'empilement de cette séquence sédimentaire de déglaciation pourrait conduire, en termes de stratigraphie séquentielle, à une interprétation envisageant un cycle transgressif-régressif complet. En effet, la rétrogradation des faciès juxtaglaciaires, la progradation deltaïque et l'incision fluviatile miment respectivement des cortèges transgressifs, de haut niveau et de régression forcée. L'enregistrement potentiel de tels complexes deltaïques dans les archives sédimentaires peut donc aisément, en l'absence d'un cadre paléogéographique bien contraint (datations précises, paléo pentes…), conduire à des interprétations erronées en termes de variations de NMR. Ainsi, un motif d'empilement rétrogradant de corps sédimentaires en contexte de déglaciation ne correspond pas nécessairement à une hausse de NMR. De plus, dans le cas d'un système ancien, où une transgression postérieure a potentiellement scellé la séquence de déglaciation, la surimposition de systèmes littoraux transgressifs sur les littoraux régressifs rendrait ardue la distinction entre ces deux ensembles sédimentaires, conduisant ainsi à une détermination inexacte de la position de la limite de séquence. Il en va de même pour le remplissage des chenaux méandriformes potentiellement interprété comme des cortèges de bas niveau tardif et transgressif, alors que seule la partie supérieure serait relative à une hausse de NMR. Les faciès basaux de ce remplissage auraient été déposés au contraire en contexte de régression forcée.

L'appellation « cortège de régression forcée par le rebond glacio-isostatique » ($FSST_{isost}$) est proposée pour de tels systèmes sédimentaires de déglaciation (voir aussi Nutz et al., 2015). Ce cortège de régression forcée est parfaitement synchrone à la mise en place de cortèges transgressifs dans les zones déglacées précocement, du fait de la prédominance à ces endroits de la montée glacio-eustatique sur le rebond glacio-isostatique. De tels motifs complexes de variations de NMR à des échelles spatiales restreintes constituent évidemment une source potentielle de confusion, qui doit être gardée à l'esprit pour l'interprétation des séries anciennes.

3. Signature des dynamiques pro- et paraglaciaires dans l'enregistrement sédimentaire

La chute des apports sédimentaires ayant conduit à l'incision des systèmes fluviatiles et aux dépôts des faciès littoraux est interprétée comme le retrait des marges glaciaires hors des bassins versants des rivières alimentant les complexes deltaïques. Ce passage d'une dynamique d'accrétion deltaïque à des processus de remaniements fluviatiles et littoraux est la signature de la transition pro- à paraglaciaire.

La majorité du volume sédimentaire des complexes deltaïques, entre 5 et 20 km^3 pour chacun d'entre eux, a été mise en place en contexte juxta- à proglaciaire, c'est-à-dire avant la transition paraglaciaire. Cet intervalle de temps, dépendant de l'extension géographique des bassins versants, ne représente au plus que quelques milliers d'années. Les taux de sédimentation d'un tel système de déglaciation (10-100 m/ka) contrastent donc fortement avec les systèmes siliciclastiques conventionnels. La dynamique paraglaciaire subséquente consiste essentiellement en un remaniement des dépôts préexistants ; sa contribution sur l'accrétion deltaïque ayant été négligeable. Par ailleurs, la courte durée des dynamiques sédimentaires pro- et paraglaciaire prévient l'influence d'une subsidence d'origine tectonique dans l'édification de ces systèmes sédimentaires.

Les forts apports sédimentaires glaciogéniques et les taux importants de progradation deltaïque en découlant, ont permis au système fluviatile proglaciaire, caractérisé par des réseaux en tresse, de maintenir une dynamique aggradante, ou au moins de transfert, et ce malgré la chute rapide de NMR qui prévalait à ce moment-là à des taux atteignant plusieurs centimètres par an. Plus tard, en contexte paraglaciaire, cette dynamique ne peut être maintenue, expliquant l'incision fluviatile et le passage à une dynamique méandriforme. Cette dynamique d'incision fluviatile au sein de la séquence deltaïque se développe toujours en contexte de régression forcée, bien qu'à des taux de chute moindres. Des chenaux méandriformes se mettent en place. Etagés à des altitudes progressivement décroissantes, leur datation a été mise à profit pour la

reconstruction des courbes locales de chute de NMR en considérant une réponse en temps réel des systèmes fluviatiles à la chute de NMR. En effet, l'incision dans les dépôts deltaïques meubles, essentiellement sableux, est quasi-instantanée. La modélisation numérique (*Dionisos*) a permis de valider ces différents concepts déterminés par l'analyse morphosédimentaire.

Il apparaît ainsi que les variations de NMR ne sont pas le seul contrôle sur les modalités d'édification des complexes deltaïques de la Côte Nord du St. Laurent. La position des marges glaciaires à une importance majeure sur les modes de sédimentation par le biais des apports sédimentaires. Par ailleurs, il a été observé que les dépôts proglaciaires sont majoritairement composés de matériel relativement fin (sables fins, silts) tandis que les dépôts paraglaciaires sont généralement plus grossiers (sables, graviers). Une telle tendance, reflétant une augmentation de la granulométrie avec l'éloignement des marges glaciaires, et finalement leur retrait définitif, est relativement contre-intuitive dans la conceptualisation d'un système de déglaciation, où les dépôts les plus grossiers sont généralement interprétés comme marquant une sédimentation juxta- à proglaciaire.

4. Les complexes deltaïques comme indicateur du motif de déglaciation à l'échelle régionale

La compréhension de la dynamique deltaïque des complexes de la Côte Nord du St. Laurent, passant par des approches sédimentologiques stratigraphiques et morphologiques réalisées sur un certain nombre de ces complexes deltaïques, a permis d'extrapoler des concepts de mise en place à l'ensemble des systèmes sédimentaires de cette région.

Il apparaît ainsi que le motif de retrait glaciaire régional, des paléo rivages de la Mer postglaciaire de Goldthwait jusqu'à la tête des bassins versants tributaires de l'Estuaire du St. Laurent, peut être déduit des architectures deltaïques. En effet, la transition de dépôts juxtaglaciaire à proglaciaire indique un retrait glaciaire après une période de stabilisation tandis qu'une incision fluviatile et le développement de cortèges littoraux après une sédimentation deltaïque indiquent le retrait des marges glaciaires des bassins versants. Connaissant les courbes d'isobases locales, l'altitude de ces transitions pour chaque complexe deltaïque donne alors une contrainte d'âge. Notre étude permet donc de compléter et d'affiner la détermination de la position des marges glaciaires sur les hautes terres du Bouclier canadien (Occhietti et al., 2011). Notamment, notre reconstruction indique des taux de retrait glaciaire plus constants que ceux proposés précédemment et suggère que les marges glaciaires en retrait ne constituaient pas des fronts linéaires mais plus probablement des lobes et réentrants de longueur d'onde de l'ordre de la centaine de kilomètres. Cette étude doit maintenant intégrer les données anciennes (cartographie géomorphologique) et plus récentes (LIDAR, datations cosmogéniques) sur les

systèmes morainiques.

Enfin, un tel modèle pourrait être appliqué à d'autres contextes géographiques ou géologiques, par exemple dans les systèmes quaternaires ayant subi une régression forcée continue (baies d'Hudson et Ungava), voire dans des zones actuellement ennoyées (Golfe du Maine, Terre-Neuve), sous réserve de la présence de systèmes deltaïques. Enfin, cette approche pourrait être extrapolée aux systèmes sédimentaires anciens, que ce soit en termes de reconstructions paléogéographiques ou de dynamiques de retrait glaciaire.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alexander, J., Bridge, J.S., Leeder, M.R., Collier, R.E.L., and Gawthorpe, R.L., 1994, Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwestern Montana: Journal of Sedimentary Research, v. 64.

Allard, M., and Seguin, M.K., 1985, La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois : bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire: Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 13.

Allen, G.P., and Posamentier, H.W., 1993, Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France: Journal of Sedimentary Petrology, v. 63, p. 378-391.

Allen, P.A., 2009, Earth surface processes, John Wiley & Sons.

Alley, R., Clark, P., Keigwin, L., and Webb, R., 1999, Making sense of millennial-scale climate change: Mechanisms of global climate change at millennial time scales, p. 385-394.

Alley, R.B., Anandakrishnan, S., Dupont, T.K., Parizek, B.R., and Pollard, D., 2007, Effect of sedimentation on ice-sheet grounding-line stability: Science, v. 315, p. 1838-1841.

Alley, R.B., Blankenship, D., Rooney, S., and Bentley, C., 1989, Sedimentation beneath ice shelves—the view from ice stream B: Marine Geology, v. 85, p. 101-120.

Alqahtani, F.A., Johnson, H.D., Jackson, C.A.L., and Som, M.R.B., 2015, Nature, origin and evolution of a Late Pleistocene incised valley-fill, Sunda Shelf, Southeast Asia: Sedimentology, v. 62, p. 1198-1232.

Ambrose, J.W., 1964, Exhumed paleoplains of the precambrian shield of North America: American Journal of Science, v. 262, p. 817 - 857.

Andrews, J., Cooper, T., Jennings, A., Stein, A., and Erlenkeuser, H., 1998, Late Quaternary iceberg-rafted detritus events on the Denmark Strait–Southeast Greenland continental slope (~ 65° N): related to North Atlantic Heinrich events?: Marine Geology, v. 149, p. 211-228.

Anthony, E.J., 2008, Shore processes and their palaeoenvironmental applications: Developments in Marine Geology, v. 4: Amsterdam, Elsevier.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., and Carrizo, D., 2015, Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate: Earth-Science Reviews, v. 143, p. 1-35.

Audet, P., and Mareschal, J.-C., 2004, Variations in elastic thickness in the Canadian Shield: Earth and Planetary Science Letters, v. 226, p. 17-31.

Ayranci, K., Lintern, D.G., Hill, P.R., and Dashtgard, S.E., 2012, Tide-supported gravity flows on the upper delta front, Fraser River delta, Canada: Marine Geology, v. 326-328, p. 166-170.

Bábek, O., Kalvoda, J., Cossey, P., Šimíček, D., Devuyst, F.-X., and Hargreaves, S., 2013, Facies and petrophysical signature of the Tournaisian/Viséan (Lower Carboniferous) sea-level cycle in carbonate ramp to basinal settings of the Wales-Brabant massif, British Isles: Sedimentary Geology, v. 284, p. 197-213.

Babonneau, N., Delacourt, C., Cancouët, R., Sisavath, E., Bachèlery, P., Mazuel, A., Jorry, S.J., Deschamps, A., Ammann, J., and Villeneuve, N., 2013, Direct sediment transfer from land to deep-sea: Insights into shallow multibeam bathymetry at La Réunion Island: Marine Geology, v. 346, p. 47-57.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Bez, M., 2010, Sedimentary Architecture in Meanders of a Submarine Channel: Detailed Study of the Present Congo Turbidite Channel (Zaiango Project): Journal of Sedimentary Research, v. 80, p. 852-866.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., and Suc, J.-P., 2009, Messinian erosional and salinity crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Earth and Planetary Science Letters, v. 286, p. 139-157.

Ballantyne, C.K., 2002, Paraglacial geomorpholgy: Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 1935-2017.

Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E., and Duplessy, J.-C., 1994, The North Atlantic atmosphere-sea surface 14C gradient during the Younger Dryas climatic event: Earth and Planetary Science Letters, v. 126, p. 275-287.

Bard, E., and Frank, M., 2006, Climate change and solar variability: What's new under the sun?: Earth and Planetary Science Letters, v. 248, p. 1-14.

Bard, E., Hamelin, B., and Delanghe-Sabatier, D., 2010, Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti: Science, v. 327.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., Mathieu, G., and Arnold, M., 1990, U/Th and 14 C ages of corals from Barbados and their use for calibrating the 14 C time scale beyond 9000 years BP: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 52, p. 461-468.

Barnhardt, W., Andrews, B., Ackermann, S., Baldwin, W., and Hein, C.J., 2009, High resolution geologic mapping of the inner continental shelf: Cape Ann to Salisbury Beach Massachussetts: United States Geological Survay Open-File Report, v. OFR-07-1373.

Barnhardt, W., belknap, D.F., and Kelley, J.T., 1997, Stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to late Quaternary relative sea-level changen northwestern Gulf of Maine:

Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 612-630.

Bart, P.J., and Anderson, J.B., 1996, Seismic expression of depositioanl sequences associated with expansion and contraction of ice sheets on the northwestern Antarctic Peninsula continental shelf, *in* De Baptist, M., and Jacobs, P., eds., Geology of Siliciclastic Shelf Seas, Geological Society, London, Special Publications, p. 171-186.

Bart, P.J., and Iwai, M., 2012, The overdeepening hypothesis: How erosional modification of the marine-scape during the early Pliocene altered glacial dynamics on the Antarctic Peninsula's Pacific margin: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 335-336, p. 42-51.

Bates, C.C., 1953, Rational theory of delta formation: AAPG Bulletin, v. 37, p. 2119-2162.

Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1987, Glossary of Geology: Alexandria, Virginia, American, Geological Institute.

Benn, D., and Evans, D.J., 1998, Glaciers and glaciation.

Bennett, M.R., 2003, Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance: Earth-Science Reviews, v. 61, p. 309-339.

Bera, M., and Mandal, A., 2013, Forced regression across the marine to continental transition in Jammu sub-basin: Implication to the Oligo-Miocene unconformity in the Himalayan foreland: Journal of Asian Earth Sciences, v. 67, p. 37-45.

Bera, M., Sarkar, A., Chakraborty, P., Ravikant, V., and Choudhury, A., 2010, Forced regressive shoreface sandstone from Himalayan foreland: Implications to early Himalayan tectonic evolution: Sedimentary Geology, v. 229, p. 268-281.

Bernatchez, P., 2003, Evolution littorale Holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan - Outardes : synthèse, processus, causes et perspectives: Université Laval, Québec.

Bernatchez, P., and Dubois, J.-M.M., 2004, Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien: Géographie physique et Quaternaire, v. 58, p. 45-71.

Bernatchez, P. and Fraser, C., 2011, Evolution of coastal defence structures and consequences for beach width trends, Québec, Canada: Journal of Coastal Research, v. 28, p. 1550-1566

Bertoni, C., and Cartwright, J.A., 2007, Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean: Basin Research, v. 19, p. 1-18.

Bhattacharya, J.P., 2006, Deltas, *in* Posamentier, H.W., and Walker, R.G., eds., Facies models revisited: Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publication, p. 237-292.

Bhattacharya, J.P., and Walker, R.G., 1992, Deltas, *in* Walker, R.G., and James, N.P., eds., Facies models, response to sea level change: Stittsville, Geological association of Canada, p. 157-178.

Bhattacharya, J.P., and Willis, B.J., 2001, Lowstand deltas in the Frontier Formation, Powder River basin, Wyoming: Implications for sequence stratigraphic models: American Assocaition of Petroleum Geologist Bulletin, v. 85, p. 261-294.

Billy, J., 2014b, Morphologie et architecture d'une barrière composite paraglaciaire: l'isthme de Miquelon-Langlade (NO Atlantique), Perpignan.

Billy, J., Robin, N., Hein, C.J., Certain, R., and Fitzgerald, D.M., 2014a, Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges: Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic: Marine Geology, v. 357, p. 53-71.

Blum, M., Martin, J., Milliken, K., and Garvin, M., 2013, Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments: Earth-Science Reviews, v. 116, p. 128-169.

Blum, M.D., 1993, Genesis and Architecture of Incised Valley Fill Sequences: A Late Quaternary Example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas: Chapter 10: Recent Applications of Siliciclastic Sequence Stratigraphy, *in* Weimer, P., and Posamentier, H.W., eds., Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Recent developments and applications, Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., p. 259-283.

Blum, M.D., and Törnqvist, T.E., 2000, Fluvial response to climate and sea-level change: a review and look forward: Sedimentology, v. 47, p. 2-48.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G., 1997, A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates: Science, v. 278, p. 1257-1266.

Bonnet, S., and Crave, A., 2003, Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography: Geology, v. 31, p. 123-126.

Bonnet, S., Guillocheau, F., and Brun, J.-P., 1998, Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, v. 327, p. 245-251.

Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., and Van den Driessche, J., 2000, Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of the Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 273-288.

Boulila, S., Galbrun, B., Miller, K.G., Pekar, S.F., Browning, J.V., Laskar, J., and Wright, J.D., 2011, On the origin of Cenozoic and Mesozoic "third-order" eustatic sequences: Earth-Science Reviews, v. 109, p. 94-112.

Boulton, G.S., 1990, Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacimarine facies architecture, *in* Dowdeswell, J.A., and Scourse, J.D., eds., Glacimarine Environments: Processes and sediments: London, Geological Society Special Publication, p. 15-52.

Boyer-Villemaire, U., St-Onge, G., Bernatchez, P., Lajeunesse, P., and Labrie, J., 2013, High-resolution multiproxy records of sedimentological changes induced by dams in the Sept-Îles area (Gulf of St. Lawrence, Canada): Marine Geology, v. 338, p. 17-29.

Breckenridge, A., 2013, An analysis of the late glacial lake levels within the western Lake Superior basin based on digital elevation models: Quaternary Research, v. 80, p. 383-395.

Breda, A., Mellere, D., and Massari, F., 2007, Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy): Sedimentary Geology, v. 200, p. 31-55.

Brennand, T.A., 2000, Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada: Geomorphology, v. 32, p. 263-293.

Bridgland, D., 2000, River terrace systems in northwest Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation: Quaternary Science Reviews, v. 19, p. 1293-1303.

Bristow, C., 2009, Gradual avulsion, river metamorphosis and reworking by underfit streams: a modern example from the Brahmaputra River in Bangladesh and a possible ancient example in the Spanish Pyrenees: Fluvial Sedimentology VI (Special Publication 28 of the IAS), v. 26, p. 221.

Brocard, G., Van Der Beek, P., Bourlès, D., Siame, L., and Mugnier, J.-L., 2003, Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from 10 Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects: Earth and Planetary Science Letters, v. 209, p. 197-214.

Brodeur, D., and Allard, M., 1985, Stratigraphie et Quaternaire de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 183-197.

Brookes, I.A., 2007, First recognition of a Laurentide Ice Stream: Robert Bell on Hudson Strait: Géographie physique et Quaternaire, v. 61, p. 211-215.

Brookfiel, M.E., and Martini, I.P., 1999, Facies architecture and sequence stratigraphy in glacially influenced basins: basic problems and water-level/glacier input-point controls (with an example from the Quaternary of Ontario, Canada): Sedimentary Geology, v. 123, p. 183-19.

Brouke, O., Temple, F., Rouby, D., Robin, C., Calassou, S., Nalpas, T., and Guillocheau, F., 2004, The role of deformation processes on the geometry of mud-dominated turbiditic systems, Oligocene and Lower-Middle Miocene of the Lower Congo Basin (West African Margin): Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 327-348.

Browne, G.H., and Naish, T.R., 2003, Facies development and sequence architecture of a late Quaternary fluvial-marine transition, Canterbury Plains and shelf, New Zealand: implications for forced regressive deposits: Sedimentary Geology, v. 158, p. 57-86.

Burgess, P.M., and Allen, P.A., 1996, A forward-modelling analysis of the controls on sequence stratigraphical geometries: Geological Society, London, Special Publications, v. 103, p. 9-24.

Burpee, A.P., Slingerland, R.L., Edmonds, D.A., Parsons, D., Best, J., Cederberg, J., McGuffin, A., Caldwell, R., Nijhuis, A., and Royce, J., 2015, Grain-Size Controls On the Morphology and Internal Geometry of River-Dominated Deltas: Journal of Sedimentary Research, v. 85, p. 699-714.

Canada, 2007, Canadian Tide and Current Tables, Vol. 3 St. Lawrence and Saguenay Rivers: Hydrographic Service - Fisheries and Oceans Canada: Ottawa, 76 p.

Canada, 2012, Géologie du Québec: Gouvernement du Québec.

Carling, P.A., 2013, Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes?: Earth-Science Reviews, v. 125, p. 87-113.

Carlson, A.E., and Clark, P.U., 2012, Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation: Reviews of geophysics, v. 50.

Carlson, A.E., Ullman, D.J., Anslow, F.S., He, F., Clark, P.U., Liu, Z., and Otto-Bliesner, B.L., 2012, Modeling the surface mass-balance response of the Laurentide Ice Sheet to Bølling warming and its contribution to Meltwater Pulse 1A: Earth and Planetary Science Letters, v. 315-316, p. 24-29.

Cartigny, M.J.B., Eggenhuisen, J.T., Hansen, E.W.M., and Postma, G., 2013, Concentration-Dependent Flow Stratification In Experimental High-Density Turbidity Currents and Their Relevance To Turbidite Facies Models: Journal of Sedimentary Research, v. 83, p. 1046-1064.

Cartigny, M.J.B., Postma, G., van den Berg, J.H., and Mastbergen, D.R., 2011, A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling: Marine Geology, v. 280, p. 40-56.

Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G., van Den Berg, J.H., and Venditti, J., 2014, Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments: Sedimentology,

v. 61, p. 712-748.

Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G., van Den Berg, J.H., and Venditti, J., 2014a, Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments: Sedimentology, v. 61, p. 712-748.

Castelltort, S., and Van Den Driessche, J., 2003, How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record?: Sedimentary Geology, v. 157, p. 3-13.

Catuneanu, O., 2002, Sequence stratigraphy of clastics systems: concepts, merits, and pitfalls: Journal of African Earth Sciences, v. 35, p. 1-43.

Catuneanu, O., 2006, Principles of sequence stratigraphy, Elsevier.

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.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, 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., and Winker, C., 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy: Earth-Science Reviews, v. 92, p. 1-33.

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., and Tucker, M.E., 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, p. 173-245.

Catuneanu, O., Willis, A.J., and Miall, A.D., 1998, Temporal significance of sequence boundaries: Sedimentary Geology, v. 121, p. 157-178.

Catuneanu, O., and Zecchin, M., 2013, High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development: Marine and Petroleum Geology, v. 39, p. 26-38.

Cauchon-Voyer, G., Locat, J., Leroueil, S., St-Onge, G., and Demers, D., 2011, Large-scale subaerial and submarine Holocene and recent mass movements in the Betsiamites area, Quebec, Canada: Engineering Geology, v. 121, p. 28-45.

Cauchon-Voyer, G., Locat, J., and St-Onge, G., 2008, Late-Quaternary morpho-sedimentology and submarine mass movements of the Betsiamites area, Lower St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada: Marine Geology, v. 251, p. 233-252.

Chaumillon, E., Féniès, H., Billy, J., Breilh, J.-F., and Richetti, H., 2013, Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France): Marine Geology, v. 346, p. 58-72.

Chaumillon, E., Tessier, B., and Reynaud, J.-Y., 2010, Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts: Bulletin de la Société géologique de France, v. 181, p. 75-85.

Choi, K., 2010, Rhythmic Climbing-Ripple Cross-Lamination in Inclined Heterolithic Stratification (IHS) of a Macrotidal Estuarine Channel, Gomso Bay, West Coast of Korea: Journal of Sedimentary Research, v. 80, p. 550-561.

Chopin, F., Corsini, M., Schulmann, K., El Houicha, M., Ghienne, J.-F., and Edel, J.-B., 2014, Tectonic evolution of the Rehamna metamorphic dome (Morocco) in the context of the Alleghanian-Variscan orogeny: Tectonics, v. 33, p. 1154-1177.

Church, M., 1972, Baffin Island sandurs: a study of Arctic fluvial processes: Geological Survey of Canada, v. Bulletin 216, p. 208 pp.

Church, M., 1978, Palaeohydrological reconstructions from a holocene valley fill, *in* Miall, A.D., ed., Fluvial Sedimentology, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 743-72.

Church, M., 1998, The landscape of the Pacific North West, *in* Hogan, D.L., Tschaplinski, P.J., and Chatwin, S., eds., Carnation Creek and Queen Charlotte Islands Fish/Forestry Workshop: applying 20 years of coast research to management solution. B.C. Land Management Handbook: Victoria, BC Forestry Research Branch, p. 13-22.

Church, M., 2006, Bed material transport and the morphology of alluvial river channels: Annual Reviews of Earth Planetary Sciences, v. 34, p. 325-354.

Church, M., and Ryder, J.M., 1972, Paraglacial Sedimentation: A consideration of fluvial proceses conditioned by glaciation: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3059-3072.

Church, M., and Slaymaker, O., 1989, Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia: Nature, v. 337, p. 452 - 454.

Clark, C.D., 1993, Mega-scale glacial lineations and cross-cutting ice-flow landforms: Earth Surface Processes and Landforms, v. 18, p. 1-29.

Clark, C.D., Knigth, J.K., and Gray, J.T., 2000, Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet Quaternary Science Reviews, v. 19, p. 1343-1366.

Clark, C.D., Tulaczyk, S.M., Stokes, C.R., and Canals, M., 2003, A groove-ploughing theory for the production of mega-scale glacial lineations, and implications for ice-stream mechanics: Journal of Glaciology, v. 49, p. 240-256.

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

Clarke, G.K., Bush, A.B., and Bush, J.W., 2009, Freshwater discharge, sediment transport, and modeled climate impacts of the final drainage of glacial Lake Agassiz: Journal of Climate, v. 22, p. 2161-2180.

Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., and Dyke, A.S., 2004, Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event: Quaternary Science Reviews, v. 23, p. 389-407.

Clausen, O.R., Śliwińska, K., and Gołędowski, B., 2012, Oligocene climate changes controlling forced regression in the eastern North Sea: Marine and Petroleum Geology, v. 29, p. 1-14.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebret, N., Mocochain, L., and Popescu, S.-M., 2015, New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis: Marine and Petroleum Geology.

Clet, M., and 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, v. 49, p. 291-304.

Clifton, H.E., Hunter, R.E., and Philipps, L., 1971, Depositional structures and processes in the nonbarred high-energy nearshore: Journal of Sedimentary Research, v. 41, p. 651-670.

Corner, G.D., 2006, A transgressive-regressive model of fjord-valley fill: stratigraphy, facies and depositional controls: SEPM Special Publication, v. 85, p. 161-178.

Costa, E., Garcés, M., Lopez-Blanco, M., Gomez-Paccard, M., and Larrasoaña, J.C., 2010, Clsing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain): magnetochronological constraints: Basin Research, v. 22, p. 904-917.

Cousineau, P.A., Poirier, B., Brouard, E., El Amrani, M., Lajeunesse, P., Roy, D.W., and Walter, J., 2014, Rapport Final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans les territoires municipalisés de la Haute-Côte-Nord et de Charlevoix (Québec) entre 2012 et 2014.: Ministère des ressources naturelles, Québec., v. 102 pp.

Covault, J.A., Kostic, S., Paull, C.K., Ryan, H.F., Fildani, A., and Talling, P., 2014, Submarine channel initiation, filling and maintenance from sea-floor geomorphology and morphodynamic modelling of cyclic steps: Sedimentology, v. 61, p. 1031-1054.

Cowan, E.A., Cai, J., Powell, R.D., Seramur, K.C., and Spurgeon, V.L., 1998, Modern tidal rhythmites deposited in a deep-water estuary: Geo-Marine Letters, v. 18, p. 40-48.

Cronin, T.M., Manley, P.L., Brachfeld, S., Manley, T.O., Willard, D.A., Guilbault, J.P., Rayburn, J.A., Thunell, R., and Berke, M., 2008, Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13–9 ka: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 262, p. 46-60.

Crosato, A., and Mosselman, E., 2009, Simple physics based predictor for the number of river bars and the transition between meandering and braiding: Water Resources Research, v. 45.

Crosby, B.T., and Whipple, K.X., 2006, Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand: Geomorphology, v. 82, p. 16-38.

Csato, I., Catuneanu, O., and Granjeon, D., 2014, Millennial-Scale Sequence Stratigraphy: Numerical Simulation With Dionisos: Journal of Sedimentary Research, v. 84, p. 394-406.

Csato, I., Granjeon, D., Catuneanu, O., and Baum, G.R., 2013, A three-dimensional stratigraphic model for the Messinian crisis in the Pannonian Basin, eastern Hungary: Basin Research, v. 25, p. 121-148.

Culling, W., 1960, Analytical theory of erosion: The Journal of Geology, p. 336-344.

Cummings, D.I., Gorrell, G., Guilbault, J.P., Hunter, J.A., Logan, C., Ponomarenko, D., Andre, J.M.P., Pullan, S.E., Russell, H.A.J., and Sharpe, D.R., 2011, Sequence stratigraphy of a glaciated basin fill, with a focus on esker sedimentation: Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 1478-1496.

d'Anglejan, B., 1990, Recent sediments and sediment transport processes in the St. Lawrence estuary, Oceanography of a Large-Scale Estuarine System, Springer, p. 109-129.

Dabard, M., Loi, A., Paris, F., Ghienne, J., Pistis, M., and Vidal, M., 2015, Sea-level curve for the Middle to early Late Ordovician in the Armorican Massif (western France): Icehouse third-order glacio-eustatic cycles: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 436, p. 96-111.

Dalrymple, R.W., LeGresley, E.M., Fader, G.B., and Petrie, B.D., 1992a, The western Grand Banks of Newfoundland: transgressive Holocene sedimentation under the combined influence of waves and currents: Marine Geology, v. 105, p. 95-118.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., and Boyd, R., 1992b, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 1130-1146.

Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Hvidberg, C., Steffensen, J., Sveinbjörnsdottir, A., and Jouzel, J., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record: Nature, v. 364, p. 218-220.

Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., and Gingras, M.K., 2012, Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework: Sedi-

mentary Geology, v. 279, p. 42-61.

Davies, N.S., and Gibling, M.R., 2010a, Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants: Earth-Science Reviews, v. 98, p. 171-200.

Davies, N.S., and Gibling, M.R., 2010b, Paleozoic vegetation and the Siluro-Devonian rise of fluvial lateral accretion sets: Geology, v. 38, p. 51-54.

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., and Bout-Roumazeilles, V., 2009, Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing: Quaternary Science Reviews, v. 28, p. 2675-2688.

Degeai, J.-P., and Peulvast, J.-P., 2006, Calcul de l'érosion à long terme en région de socle autour de grands astroblèmes du Québec et de France: Géographie physique et Quaternaire, v. 60, p. 131-148.

Dionne, J.-C., 1977, La mer de Goldthwait au Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 61-80.

Dionne, J.-C., 1996, La terrasse Mitis à la Pointe aux Alouettes, Côte Nord du Moyen Estuaire du Saint-Laurent, Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 50, p. 57.

Dionne, J.-C., 2001a, Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day, *in* Weddle, T.K., and Retelle, M.J., eds., Deglacial History and Relative Sea Level Changes. Northern New England and adjacent Canada: Boulder, Colorado., Geological Society of America Special Paper, p. 271 - 284.

Dionne, J.-C., 2001b, Observations géomorphologiques sur les méga-blocs d'un schorre à Spartina alterniflora, estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec/Geomorphic observations on the mega-boulders in a Spartina alterniflora tidal marsh, Lower St. Lawrence estuary, Québec: Géomorphologie: relief, processus, environnement, v. 7, p. 243-255.

Dionne, J.-C., Dubois, J.-M.M., and Bernatchez, P., 2004, La terrasse Mitis à la pointe de Mille-Vaches (péninsule de Portneuf), rive nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent : nature des dépôts et évolution du niveau marin relatif à l'holocène: Géographie physique et Quaternaire, v. 58, p. 281-295.

Dionne, J.-C., and Occhietti, S., 1996, Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 50, p. 5-34.

Dominguez, J.M.L., 1996, The São Francisco strandplain: a paradigme for wave-dominated deltas ?, *in* De Batist, M., and Jacobs, P., eds., Geology of Siliciclastic Shelf Seas: London, Geological Society of London Special Publication, p. 21-231.

Dong, W., Lin, C., Eriksson, K.A., Zhou, X., Liu, J., and Teng, Y., 2011, Depositional systems and sequence architecture of the Oligocene Dongying Formation, Liaozhong depression, Bohai Bay Basin, northeast China: AAPG Bulletin, v. 95, p. 1475-1493.

Dowdeswell, J.A., Cofaigh, C.Ó., Noormets, R., Larter, R.D., Hillenbrand, C.D., Benetti, S., Evans, J., and Pudsey, C.J., 2008, A major trough-mouth fan on the continental margin of the Bellingshausen Sea, West Antarctica: The Belgica Fan: Marine Geology, v. 252, p. 129-140.

Dowdeswell, J.A., and Fugelli, E.M.G., 2012, The seismic architecture and geometry of grounding-zone wedges formed at the marine margins of past ice sheets: Geological Society of America Bulletin, v. 124, p. 1750-1761.

Drapeau, G., 1992, Dynamique sédimentaire des littoraux de l'estuaire du Saint-Laurent: Géographie physique et Quaternaire, v. 46, p. 233.

Dredge, L.A., 1983, Surficial geology of the Sept-Iles area, Quebec North Shore: Geological Survey of Canada Memoir 408, p. 40.

Du Fornel, E., Joseph, P., Desaubliaux, G., and Eschard, R., 2004, The southern Gres d'Annot Outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation E. DU FORNEL12, P. JOSEPH1, G. DESAUBLIAUX1, R. ESCHARD1, F. GUILLOCHEAU2, O. LERAT1, C. MULLER1, C. RAVENNE1 & K. SZTRAKOS3: Deep-water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspetives on the Grès D'Annot and Related Systems, p. 137.

Dubois, J.-M.M., and Dionne, J.-C., 1985, The Quebec North Shore moraine system: a major feature of Late Wisconsin deglaciation: Geological Society of America Special Papers, v. 197, p. 125-134.

Duchesne, M.J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, D.C., and 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.

Duchesne, M.J., Pinet, N., Bolduc, A., Bédard, K., and Lavoie, D., 2007, Seismic stratigraphy of the lower St-Lawrence River estuary (Quebec) Quaternary deposits and seismic signature of the underlying geological domains.: Geological Survey of Canada.

Dufréchou, G., and Harris, L.B., 2013, Tectonic models for the origin of regional transverse structures in the Grenville Province of SW Quebec interpreted from regional gravity: Journal of Geodynamics, v. 64, p. 15-39.

Duller, R.A., Mountney, N.P., Russell, A.J., and Cassidy, N.C., 2008, Architectural analysis of a volcaniclastic jökulhlaup deposit, southern Iceland: sedimentary evidence for supercritical flow:

Sedimentology, v. 55, p. 939-964.

Dumas, S., and Arnott, R.W.C., 2006, Origin of hummocky and swaley cross-stratification— The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: Geology, v. 34, p. 1073.

Dunbar, G.B., Naish, T., Barrett, P.J., Fielding, C.R., and Powell, R., 2008, Constraining the amplitude of late Oligocene bathymetric changes in Western Ross Sea during orbitally-induced oscillations in the East Antarctic Ice Sheet:(1) Implications for glacimarine sequence stratigraphic models: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 260, p. 50-65.

Dury, G.H., 1964a, Principles of underfit streams.

Dury, G.H., 1964b, Subsurface exploration and chronology of underfit streams.

Dury, G.H., 1965, Theoretical implications of underfit streams, US Government Printing Office.

Dyke, A.S., 2004, An outline of North American Deglaciation with emphasis on central and northern Canada: Quaternary glaciations: extent and chronology, v. 2, p. 373-424.

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

Dyke, A.S., and Peltier, W.R., 2000, Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated North America: Geomorphology, v. 32, p. 315 - 333.

Eilertsen, R.S., Corner, G.D., Assheim, O., and Hansen, L., 2011, Facies characteristics and architecture related to palaeodepth of Holocene fjord-delta sediments: Sedimentology, v. 58, p. 1784-1809.

Ekman, M., 1991, A concise history of postglacial land uplift research (from its beginning to 1950): Terra Nova, v. 3, p. 358-365.

Elson, J.A., 1969, Late Quaternary marine submergence of Québec: Revue Géographie Montréalaise, v. 23, p. 247-258.

Embry, A., 2009, Practical sequence stratigraphy: Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 79.

Embry, A., and Johannessen, E., 1993, T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada: Arctic geology and petroleum potential, v. 2, p. 121-146.

Embry, A.F., 2010, Correlating siliciclastic successions with sequence stratigraphy: Application of modern stratigraphic techniques: Theory and case histories SEPM SP PUB, p. 35-53.

Engelhart, S.E., and Horton, B.P., 2012, Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States: Quaternary Science Reviews, v. 54, p. 12-25.

Erikson, L.H., Larson, M., and Hanson, H., 2007, Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure: Marine Geology, v. 245, p. 1-19.

Etienne, S., Mulder, T., Razin, P., Bez, M., Désaubliaux, G., Joussiaume, R., and Tournadour, E., 2013, Proximal to distal turbiditic sheet-sand heterogeneities: Characteristics of associated internal channels. Examples from the Trois Evêchés area, Eocene-Oligocene Annot Sandstones (Grès d'Annot), SE France: Marine and Petroleum Geology, v. 41, p. 117-133.

Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstra, J.F., and Auton, C.A., 2006, Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification: Earth-Science Reviews, v. 78, p. 115-176.

Eyles, N., and Eyles, C., H., 1992, Glacial Depositional Systems, *in* Walker, R.G., and James, N.P., eds., Facies, Models, Respons to sea-level change: Toronto, Geological Association of Canada, p. 73-100.

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

Fernandez, R.L., Cauchon-Voyer, G., Locat, J., Dai, H.-H., Garcia, M.H., and Parker, G., 2011, Co-evolving delta faces under the condition of a moving sediment source: Journal of Hydraulic Research, v. 49, p. 42-54.

Fielding, C.R., 2006, Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies: Sedimentary Geology, v. 190, p. 227-240.

Fielding, C.R., 2015, Anatomy of falling-stage deltas in the Turonian Ferron Sandstone of the western Henry Mountains Syncline, Utah: Growth faults, slope failures and mass transport complexes: Sedimentology, v. 62, p. 1-26.

Fielding, C.R., Franck, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., and Roberts, J., 2008b, Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland), *in* Fielding, C.R., Franck, T.D., and Isbell, J.L., eds., Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space, Geological Society of America Special Paper, p. 41-57.

Fielding, C.R., Trueman, J.D., Dickens, G.R., and Page, M., 2003, Anatomy of the buried Burdekin River channel across the Great Barrier Reef shelf: how does a major river operate on a tropical mixed siliciclastic/carbonate margin during sea level lowstand?: Sedimentary Geology, v. 157, p. 291-301.

Fielding, C.R., Whittaker, J., Henrys, S.A., Wilson, T.J., and Naish, T.R., 2008a, Seismic facies and stratigraphy of the Cenozoic succession in

McMurdo Sound, Antarctica: Implications for tectonic, climatic and glacial history: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 260, p. 8-29.

Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Maier, K.L., Romans, B.W., Traer, M., and Rowland, J.C., 2013, Erosion at inception of deep-sea channels: Marine and Petroleum Geology, v. 41, p. 48-61.

Fildani, A., Normark, W.R., Kostic, S., and Parker, G., 2006, Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves: Sedimentology, v. 53, p. 1265-1287.

Fjeldskaar, W., and Cathles, L., 1991, The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere: Terra Nova, v. 3, p. 393-400.

Forbes, D.L., and Syvitski, J.P., 1994, Paraglacial coasts, *in* Carter, R.W.G., and Woodroffe, C.D., eds., Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics: Cambridge, Cambridge University Press, p. 373-424.

Fowler, A., 2010, The formation of subglacial streams and mega-scale glacial lineations: Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, p. 3181-3201.

Fraser, C., Hill, P.R., and Allard, M., 2005, Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada: Sedimentology, v. 52, p. 141-160.

Gallaway, E., Trenhaile, A.S., Cioppa, M.T., and Hatfield, R.G., 2012, Magnetic mineral transport and sorting in the swash-zone: northern Lake Erie, Canada: Sedimentology, v. 59, p. 1718-1734.

Galloway, W., 2004, Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm: Reservoir, Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 31, p. 9-10.

Galloway, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, *in* Broussard, M.L., ed., Deltas, models for exploration, American Association of Petroleum Geologists, p. 87-98.

Galloway, W.E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: AAPG Bulletin, v. 73, p. 125-142.

Galloway, W.E., 2001, Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shore-zone depositional systems, northern Gulf of Mexico Basin: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 1031-1040.

Galloway, W.E., and Sylvia, D.A., 2002, The many faces of erosion: theory meets data in sequence stratigraphic analysis: 22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Conf, p. 99-112.

Garcia, M., and Parker, G., 1989, Experiments on Hydraulic Jumps in Turbidity Currents Near a Canyon-Fan Transition: Science, v. 245, p. 393-396.

Gargani, J., Rigollet, C., and Scarselli, S., 2010, Isostatic response and geomorphological evolution of the Nile valley during the Messinian salinity crisis: Bulletin de la Société géologique de France, v. 181, p. 19-26.

Gawthorpe, R.L., Hall, M., Sharp, I., and Dreyer, T., 2000, Tectonically enhanced forced regressions: examples from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez rift and the Eocene of the Pyrenees, *in* Hunt, D., and Gawthorpe, R.L., eds., Sedimentary responses to forced regressions: London, Geological Society of London Special Publication, p. 177-192.

Gerber, T.P., Pratson, L.F., Wolinsky, M.A., Steel, R., Mohr, J., Swenson, J.B., and Paola, C., 2008, Clinoform Progradation by Turbidity Currents: Modeling and Experiments: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 220-238.

Ghienne, J.F., Desrochers, A., Vandenbroucke, T.R.A., Achab, A., Asselin, E., Dabard, M.P., Farley, C., Loi, A., Paris, F., Wickson, S., and Veizer, J., 2014, A Cenozoic-style scenario for the end-Ordovician glaciation: Nature Communication, v. 5, p. 1-9.

Gibling, M.R., Fielding, C.R., and Sinha, R., 2011, Alluvial valleys and alluvial sequences: towards a geomorphic assessmnet, *in* Davidson, S.K., Leleu, S., and North, C., eds., From river to rock record: The preservation of fluvial sediments, SEPM Special Publication, p. 423-447.

Gilbert, R., and Crookshanks, S., 2009, Sediment waves in a modern high-energy glacilacustrine environment: Sedimentology, v. 56, p. 645-659.

Gillet, H., Lericolais, G., and Réhault, J.-P., 2007, Messinian event in the black sea: Evidence of a Messinian erosional surface: Marine Geology, v. 244, p. 142-165.

Girard, F., Ghienne, J.-F., Du-Bernard, X., and Rubino, J.-L., 2015, Sedimentary imprints of former ice-sheet margins: Insights from an end-Ordovician archive (SW Libya): Earth-Science Reviews.

Girard, F., Ghienne, J.F., and Rubino, J.L., 2012, Occurrence of Hyperpycnal Flows and Hybrid Event Beds Related To Glacial Outburst Events In A Late Ordovician Proglacial Delta (Murzuq Basin, SW Libya): Journal of Sedimentary Research, v. 82, p. 688-708.

Gobo, K., Ghinassi, M., and Nemec, W., 2014a, Reciprocal changes in foreset to bottomset facies in a Gilbert-type delta: response to short-term changes in base level: Journal of Sedimentary Research, v. 84, p. 1079-1095.

Gobo, K., Ghinassi, M., and Nemec, W., 2015, Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and relat-

ed foreset facies: Sedimentology.

Gobo, K., Ghinassi, M., Nemec, W., Sjursen, E., and Hampson, G., 2014b, Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece: Sedimentology, v. 61, p. 1086-1119.

Goldthwait, J.W., 1911, The twenty-foot terrace and sea cliff of the Lower St. Lawrence: American Journal of Science, v. 32, p. 291-317.

Golledge, N.R., Menviel, L., Carter, L., Fogwill, C.J., England, M.H., Cortese, G., and Levy, R.H., 2014, Antarctic contribution to meltwater pulse 1A from reduced Southern Ocean overturning: Nature Communications, v. 5.

Gowan, E.J., 2013, An assessment of the minimum timing of ice free conditions of the western Laurentide Ice Sheet: Quaternary Science Reviews, v. 75, p. 100-113.

Granjeon, D., 2014, 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys, *in* Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell, J.A., Steel, R.J., and Wonham, J.P., eds., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin, Special Publication Number 46 of the International Association of Sedimentologists, p. 453-472.

Granjeon, D., and Joseph, P., 1999, Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling, *in* Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R.L., Goldstein, R.H., and Franseen, E.K., eds., Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations, SEPM Special Publication, p. 197-210.

Granjeon, D., Joseph, P., Assier-Rzadkiewicz, S., Bassant, P., Brieuc, O., and Moreira, J.L.P., 1999, Application of 3D fluvial and turbiditic sediment transport laws in stratigraphic modelling of siliciclastic and carbonate formations, *in* Lippard, S.J., Naess, A., and Sinding-Larsen, R., eds., Proceedings of the 5th annual conference of the International Association for Mathematical Geology: Trondheim, p. 515-520.

Gregoire, L.J., Payne, A.J., and Valdes, P.J., 2012, Deglacial rapid sea level rises caused by ice-sheet saddle collapses: Nature, v. 487, p. 219-222.

Griggs, G.B., and Trenhaile, A.S., 1994, Coastal cliffs and platforms, *in* Carter, R., and Woodroffe, C., eds., Coastal evolution: Late quaternary shoreline morphodynamics.

Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Outin, J.-M., and Thomas, E., 1998, Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricain : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains: Compte Rendus de l'Académie des Sciences, v. 327, p. 237-243.

Guillocheau, F., Quéméner, J.-M., Robin, C., Joseph, P., and Broucke, O., 2004, Genetic units/parasequences of the Annot turbidite system, SE France: Geological Society, London, Special Publications, v. 221, p. 181-202.

Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., Le Carlier de Veslud, C., and Braun, J., 2012, Quantification and causes of the terrigeneous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia-South Africa margin: Basin Research, v. 24, p. 3-30.

Haberzettl, T., St-Onge, G., and Lajeunesse, P., 2010, Multi-proxy records of environmental changes in Hudson Bay and Strait since the final outburst flood of Lake Agassiz–Ojibway: Marine Geology, v. 271, p. 93-105.

Hansen, L., 2004, Deltaic infill of a deglaciated arctic fjord, East Greenland: sedimentary facies and sequence stratigraphy: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 422-437.

Hart, B.S., and Long, B.F., 1996, Forced regressions and lowstand deltas: Holocene Canadian examples: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 820-829.

Harvey, A.M., 2002, Effective timescales of coupling within fluvial systems: Geomorphology, v. 44, p. 175-201.

Hein, C.J., FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., Van Heteren, S., and Kelley, J.T., 2014, Evolution of paraglacial coasts in response to changes in fluvial sediment supply: Geological Society, London, Special Publications, v. 388, p. 247-280.

Hein, F.J., Syvitski, J.P.M., Dredge, L.A., and Long, B.F., 1993, Quaternary sedimentation and marine placers along the North Shore, Gulf of St-Lawrence: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 30, p. 553 - 574.

Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years: Quaternary Research, v. 29, p. 142-152.

Helland-Hansen, W., and Hampson, G.J., 2009, Trajectory analysis: concepts and applications: Basin Research, v. 21, p. 454-483.

Helland-Hansen, W., and Martinsen, O.J., 1996, Shorelines trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 670-688.

Helland-Hansen, W., Steel, R.J., and Somme, T.O., 2012, Shelf genesis revisited: Journal of Sedimentary Research, v. 82, p. 133-148.

Helle, S.K., 2004, Sequence stratigraphy in a marine moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle: Sedimentary Geology, v.

164, p. 251-281.
Higgins, M.D., 2005, A new interpretation of the structure of the Sept Iles Intrusive suite, Canada: Lithos, v. 83, p. 199-213.
Hijma, M.P., and Cohen, K.M., 2010, timing and magnitude of the sea-level jump preluding the 8200 yr event: Geology, v. 38, p. 275-278.
Hill, P.R., 2012, Changes in submarine channel morphology and slope sedimentation patterns from repeat multibeam surveys in the Fraser River delta, western Canada: Int. Assoc.Sedimentol. Spec. Publ., v. 44, p. 47-70.
Hine, A.C., and Boothroyd, J.C., 1978, Morphology, processes, and recent sedimentary history of a glacial-outwash plain shoreline, Southern Iceland: Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 901-920.
Holbrook, J., and Schumm, S., 1999, Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings: Tectonophysics, v. 305, p. 287-306.
Holbrook, J., Scott, R.W., and Oboh-Ikuenobe, F.E., 2006, Base-Level Buffers and Buttresses: A Model for Upstream Versus Downstream Control on Fluvial Geometry and Architecture Within Sequences: Journal of Sedimentary Research, v. 76, p. 162-174.
Holbrook, J.M., and Bhattacharya, J.P., 2012, Reappraisal of the sequence boundary in time and space: Case and considerations for an SU (subaerial unconformity) that is not a sediment bypass surface, a time barrier, or an unconformity: Earth-Science Reviews, v. 113, p. 271-302.
Huddart, D., 1994, Rock-type controls on downstream changes in clast parameters in sandur systems in southeast Iceland: Journal of Sedimentary Research, v. 64.
Hughes Clarke, J.E., Brucker, S., Muggah, J., Hamilton, T., Cartwright, D., Church, I., and Kuus, P., 2012, Temporal progression and spatial extent of mass wasting events on the Squamish prodelta slope, *in* Eberhardt, E., Froese, C., Turner, K., and Leroueil, S., eds., Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding London, Taylor and Francis Group.
Hughes Clarke, J.E., Shor, A.N., Piper, D.J.W., and Mayer, L.A., 1990, Large-scale current-induced erosion and deposition in the path of the 1929 Grand Banks turbidity current.: Sedimentology, v. 37, p. 613-629.
Hughes Clarke, J.E., Vidiera Marques, C.R., and Pratomo, D., 2014, Chapter 22: Imaging Active Mass-Wasting and Sediment Flows on a Fjord Delta, Squamish, British Columbia, *in* Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., and Bonnevie Harbitz, C., eds., Submarine Mass Movements and their Consequences - 6th International Symposium, Springer.
Hughes, P.D., Gibbard, P.L., and Ehlers, J., 2013, Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM): Earth-Science Reviews, v. 125, p. 171-198.
Hunt, D., and Tucker, M.E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. : Sedimentary Geology, v. 81, p. 1-9.
Hunt, D., and Tucker, M.E., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition under base-level fall-reply: Sedimentary Geology, v. 95, p. 147-160.
Hynes, A., and Rivers, T., 2010, Protracted continental collision—evidence from the Grenville Orogen: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 47, p. 591-620.
Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M., and Culshaw, N., 2007, Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen: Tectonics, v. 26.
Jamieson, S.S.R., Vieli, A., Livingstone, S.J., Ó Cofaigh, C., Stokes, C.R., Hillenbrand, C.-D., and dowdeswel, J.A., 2012, Ice-stream stability on a reverse bed slope: Nature Geoscience, v. 5, p. 799-802.
Jennings, C.E., 2006, Terrestrial ice streams—a view from the lobe: Geomorphology, v. 75, p. 100-124.
Jermannaud, P., Rouby, D., Robin, C., Nalpas, T., Guillocheau, F., and Raillard, S., 2010, Plio-Pleistocene sequence stratigraphic architecture of the eastern Niger Delta: A record of eustasy and aridification of Africa: Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 810-821.
Jobe, Z.R., Lowe, D.R., and Morris, W.R., 2012, Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times: Sedimentology, v. 59, p. 867-898.
Johannessen, E.P., and Steel, R.J., 2005, Shelf-margin clinoforms and prediction of deepwater sands: Basin Research, v. 17, p. 521-550.
Jopling, A.V., and Walker, R.G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachussetts: Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 971-984.
Jordan, T., and Watts, A., 2005, Gravity anomalies, flexure and the elastic thickness structure of the India–Eurasia collisional system: Earth and Planetary Science Letters, v. 236, p. 732-750.
Josenhans, H., and Lehman, S., 1999, Late glacial stra-

tigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 36, p. 1327-1344.

Jouet, G., Hutton, E.W., Syvitski, J.P., and Berné, S., 2008, Response of the Rhône deltaic margin to loading and subsidence during the last climatic cycle: Computers & Geosciences, v. 34, p. 1338-1357.

Joyal, G., 2015, Quantification intra-annuelle au LiDAR du rôle de la morpho-stratigraphie sur l'évolution de la falaise côtière de Pointe-au-Bouleau, Charlevoix Estuaire moyen du Saint-Laurent, Est du Canada.

Kearey, P., Klepeis, K.A., and Vine, F.J., 2009, Global Tectonics, v. Third Edition: Chichester - UK, Wiley-Blackwell.

Kenyon, P., and Turcotte, D., 1985, Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1457-1465.

King, M.A., Altamimi, Z., Boehm, J., Bos, M., Dach, R., Elosegui, P., Fund, F., Hernandez-Pajares, M., Lavallee, D., Mendes Cerveira, P.J., Penna, N., Riva, R.E.M., Steigenberger, P., van Dam, T., Vittuari, L., Williams, S., and Willis, P., 2010, Improved constraints on models of Glacial Isostatic Adjustment: a review of the contribution of ground-based geodetic observations: Surv. Geophys., v. 31, p. 465-507.

Klassen, R.A., Paradis, S., Bolduc, A.M., and Thomas, R.D., 1992, Glacial landforms and deposits, Labrador, Newfoundlandand eastern Québec: Geological Survey of Canada.

Klinger, Y., Avouac, J.P., Bourles, D., and Tisnerat, N., 2003, Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by Late Quaternary climate change: the Dead Sea case example: Sedimentary Geology, v. 162, p. 119-139.

Knox, J.C., 1983, Responses of river systems to Holocene climates: Late quaternary environments of the United States, v. 2, p. 26-41.

Knox, J.C., 1995, Fluvial systems since 20,000 years BP, *in* Gregory, K.J., Starkel, L., and Baker, V.R., eds., Global Continental Palaeohydrology: Chichester, John Wiley and Sons, p. 87-108.

Kolla, V., Posamentier, H.W., and Eichenseer, H., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive systems tract: deposition during base-level fall-discussion: Sedimentary Geology, v. 95, p. 139-145.

Kominz, M.A., and Pekar, S.F., 2001, Oligocene eustasy from two-dimensional sequence stratigraphic backstripping: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 291-304.

Koohzare, A., Vaníček, P., and Santos, M., 2008, Pattern of recent vertical crustal movements in Canada: Journal of Geodynamics, v. 45, p. 133-145.

Koss, J.E., Ethridge, F.G., and Schumm, S.A., 1994, An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems: Journal of Sedimentary Research, v. 64, p. 90-98.

Kostic, S., 2011, Modeling of submarine cyclic steps: Controls on their formation, migration, and architecture: Geosphere, v. 7, p. 294-304.

Kostic, S., and Parker, G., 2006, The response of turbidity currents to a canyon-fan transition: internal hydraulic jumps and depositional signatures: Journal of Hydraulic Research, v. 44, p. 631-653.

Kostic, S., Sequeiros, O.E., Spinewine, B., and Parker, G., 2010, Cyclic steps: A phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean: Journal of Hydro-environment Research, v. 3, p. 167 - 172.

Lajeunesse, P., 2014, Buried preglacial fluvial gorges and valleys preserved through Quaternary glaciations beneath the eastern Laurentide Ice Sheet: Geological Society of America Bulletin, v. 126, p. 447-458.

Lajeunesse, P., Submitted, Late-Wisconsinan grounding-zone wedges, northwestern Gulf of St. Lawrence (eastern Canada), *in* Dowdeswell, J.A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B.J., Dowdeswell, E.K., and Hogan, K.A., eds., Atlas of Submarine Glacial Landforms.

Lajeunesse, P., and Allard, M., 2002, Sedimentology of an ice-contact glaciomarine fan complex, Nastapoka Hills, eastern Hudson Bay, northern Québec: Sedimentary Geology, v. 152, p. 201-220.

Lajeunesse, P., and Allard, M., 2003a, Late Quaternary deglaciation, glaciomarine sedimentation and glacioisostatic recovery in the Rivière Nastapoka area, eastern Hudson Bay, Northern Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 57, p. 65 - 83.

Lajeunesse, P., and Allard, M., 2003b, The Nastapoka drift belt, eastern Hudson Bay: implications of a stillstand of the Quebec Labrador ice margin in the Tyrrell Sea at 8 ka BP: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, p. 65-76.

Lajeunesse, P., Fortin, D., Francus, P., Normandeau, A., Philibert, G., and Roychowdhury, R., 2011, Rapport de mission - Lac Walker.

Lajeunesse, P., and St-Onge, G., 2008, The subglacial origin of the Lake Agassiz–Ojibway final outburst flood: Nature Geoscience, v. 1, p. 184-188.

Lajeunesse, P., and St-Onge, G., 2013, Late-Wisconsinan submarine moraines along the north shore of the Estuary and Gulf of St. Lawrence (Eastern Canada): Conference abstract, v. EGU General Assembly, p. April 2013, Vienna, Austria.

Lajeunesse, P., St-Onge, G., Labbé, G., and Locat, J., 2007, Morphosedimentology of Submarine Mass-Movements and gravity flows offshore

Sept-Îles, NW Gulf of St-Lawrence (Québec, Canada), *in* Lykousis, V., Sakellariou, D., and Locat, J., eds., Submarine Mass Movements and Their Consequences, Springer, p. 287 - 296.

Lajeunesse, P., St-Onge, G., Locat, J., Duchesne, M.J., Higgins, M.D., Sanfaçon, R., and Ortiz, J., 2013, The Corossol structure: A possible impact crater on the seafloor of the northwestern Gulf of St. Lawrence, Eastern Canada: Meteoritics & Planetary Science, v. 48, p. 2542-2558.

Lamb, M.P., Parsons, J.D., Mullenbach, B.L., Finlayson, D.P., Orange, D.L., and Nittrouer, C.A., 2008, Evidence for superelevation, channel incision, and formation of cyclic steps by turbidity currents in Eel Canyon, California: Geological Society of America Bulletin, v. 120, p. 463-475.

Lambeck, K., Purcell, A., and Dutton, A., 2012, The anatomy of interglacial sea levels: The relationship between sea levels and ice volumes during the Last Interglacial: Earth and Planetary Science Letters, v. 315-316, p. 4-11.

Lambeck, K.P., Purcell, A., Zhao, J., and Swvensson, N.o., 2010, The Scandinavian Ice Sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum: Boreas, v. 39, p. 410-435.

Lamontagne, M., Keating, P., and Perreault, S., 2003, Seismotectonic characteristics of the Lower St. Lawrence Seismic Zone, Quebec: insights from geology, magnetics, gravity, and seismics: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 40, p. 317-336.

Lang, J., and Winsemann, J., 2013, Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: From cyclic steps to humpback dunes: Sedimentary Geology, v. 296, p. 36-54.

Larsen, N.K., Knudsen, K.L., Krohn, C.F., Kronborg, C., Murray, A.S., and Nielsen, O.B., 2009, Lat Quaternary ice sheet, lake ans sea hostory of southwest Scandinavia - a synthesis: boreas, v. 38, p. 732-761.

Lavoie, C., Allard, M., and Hill, P.R., 2002, Holocene deltaic sedimentation along an emerging coast: Nastapoka River delta, eastern Hudson Bay, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 39, p. 505-518.

Lawler, D.M., and Dolan, M., 1992, Temporal variability of suspended sediment flux from a subarctic glacial river, southern Iceland, Ersion and transport monitoring programmezs in river basins (Proceedings of the Oslo Symposium), IAHS Publ., p. 233-243.

Le Heron, D., Armstrong, H., Wilson, C., Howard, J., and Gindre, L., 2010, Glaciation and deglaciation of the Libyan Desert: the Late Ordovician record: Sedimentary Geology, v. 223, p. 100-125.

Le Heron, D.P., Craig, J., Sutcliffe, O.E., and Whittington, R., 2006, Late Ordovician glaciogenic reservoir heterogeneity: An example from the Murzuq Basin, Libya: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 655-677.

Lee, K., McMechan, G.A., Gani, M.R., Bhattacharya, J.P., Zeng, X., and Howell, C.D., 2007, 3-D Architecture and Sequence Stratigraphic Evolution of a Forced Regressive Top-Truncated Mixed-Influenced Delta, Cretaceous Wall Creek Sandstone, Wyoming, U.S.A: Journal of Sedimentary Research, v. 77, p. 303-323.

Leeder, M.R., and Stewart, M.D., 1996, Fluvial incision and sequence stratigraphy: alluvial responses to relative sea-level fall and their detection in the geological record, *in* Hesselbo, S.P., and Parlinson, D.N., eds., Sequence stratigraphy in British Geology, Geological Society Special Publication, p. 25-39.

Leigh, D.S., 2006, Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA: Catena, v. 66, p. 155-160.

Leigh, D.S., and Feeney, T.P., 1995, Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, southeast Georgia: Geology, v. 23, p. 687-690.

Leroux, E., Aslanian, D., Rabineau, M., Moulin, M., Granjeon, D., Gorini, C., and Droz, L., 2015, Sedimentary markers in the Provençal Basin (western Mediterranean): a window into deep geodynamic processes: Terra Nova, v. 27, p. 122-129.

Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Granjeon, D., Droz, L., and Gorini, C., 2014, Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sea-level curves during the Pliocene and Quaternary: Terra Nova, v. 26, p. 230-238.

Lessard, G.L., and Dbois, J.M.M., 1984, Evolution littorale multitemporelle d'une côte récemment déglacée du nord du Golfe du Saint-Laurent: Revue de Géomorphologie dynamique, v. 33, p. 81-96.

Leverington, D.W., Teller, J.T., and Mann, J.D., 2002, A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography: Computers and Geosciences, v. 28, p. 631-639.

Li, Y.-X., Törnqvist, T.E., Nevitt, J.M., and Kohl, B., 2012, Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200years ago: Earth and Planetary Science Letters, v. 315-316, p. 41-50.

Locat, J., and Levesque, C., 2009, Le fjord du Saguenay : une physiographie et un registre exceptionnels: Revue des sciences de l'eau, v. 22, p. 135-157.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B., and Steckler, M.S., 2005, Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis: Marine Geology, v. 217, p. 1-30.

Loget, N., and Van Den Driessche, J., 2009, Wave train model for knickpoint migration: Geomorphology, v. 106, p. 376-382.

Loi, A., Ghienne, J.F., Dabard, M.P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Elaouad-Debbaj, Z., Gorini, A., Vidal, M., Videt, B., and 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, v. 296, p. 332-358.

Long, B.F., Sala, M., Durand, J., and Michaud, L., 1989, Géométrie d'un lobe deltaïque en contexte régressif: Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, v. 13, p. 189-213.

Lønne, I., 1995, Sedimentary facies and depositional architecture of ice-contact glaciomarine system: Sedimentary Geology, v. 98, p. 13-43.

Lønne, I., and Nemec, W., 2004, High-arctic fan delta recording deglaciation and environment disequilibrium: Sedimentology, v. 51, p. 553-589.

Lønne, I., Nemec, W., Blikra, L.H., and Lauritsen, T., 2001, Sedimentary architecture and dynamic stratigraphy of a marine ice-contact system: Journal of Sedimentary Research, v. 71, p. 922 - 943.

Løseth, T.M., Steel, R.J., Crabaugh, J.P., and Schellpeper, M., 2006, Interplay between shoreline migration paths, architecture and pinchout distance for siliciclastic shoreline tongues: evidence from the rock record: Sedimentology, v. 53, p. 735-767.

Lowdon, J.A., and Blake, W.J., 1975, Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates: Geological Survey of Canada, v. 7.

Lysså, A., Hjelstuen, B.O., and Larsen, E., 2010, Fjord infill in a high-relief area: Rapid deposition influenced by deglaciation dynamics, glacio-isostatic rebound and gravitational activity: Boreas, v. 39, p. 39-55.

Macquaker, J.H., Bentley, S.J., and Bohacs, K.M., 2010, Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions: Geology, v. 38, p. 947-950.

Maizels, J., 2002, Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments, *in* Menzies, J., ed., Modern & Past Glacial Environments: London, Butterworth Heinemann, p. 279-316.

Mäkinen, J., and 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, v. 158, p. 25-56.

Mangerud, J., Goehring, B.M., Lohne, Ø.S., Svendsen, J.I., and Gyllencreutz, R., 2013, Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet: Quaternary Science Reviews, v. 67, p. 8-16.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., and Comte, D., 2004, Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27 S): Tectonophysics, v. 394, p. 193-219.

Marren, P.M., 2005, Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective: Earth-Science Reviews, v. 70, p. 203-251.

Martin, J., Paola, C., Abreu, V., Neal, J., and Sheets, B., 2009, Sequence stratigraphy of experimental strata under known conditions of differential subsidence and variable base level: AAPG Bulletin, v. 93, p. 503-533.

Martinod, J., Regard, V., Aguilar, G., Carretier, S., and Guillaume, B., 2014, La côte du Chili entre 26 et 32 S, témoin d'un changement de dynamique de l'avantarc au cours du Pléistocène: 24 ème Réunion des sciences de la Terre 2014, p. 167-168.

Massari, F., 1996, Upper-flow-regime stratification types on steep-face, coarse-grained, Gilbert-type progradational wedges (Pleistocene, southern Italy): Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 364-375.

Massari, F., and Parea, G.C., 1990, Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Taranto (Pleistocene, southern Italy), *in* Colella, A., and Prior, D.B., eds., Coarse-grained deltas, IAS Spec. Pub. Blackwell Scientific Publication.

Mastalerz, K., 2009, Diurnally and seasonally controlled sedimentation on a glaciolacustrine foreset slope: an example from the Pleistocene of eastern Poland: Coarse-Grained Deltas (Special Publication 10 of the IAS), v. 27, p. 297.

Mattern, F., 2004, The main internal flysch thrust, thrust tectonic subdivision, and structure of the western Rhenodanubian Flysch Belt (eastern Alps): Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, p. 11-34.

Mattheus, C.R., Rodriguez, A.B., Greene, D.L., Simms, A.R., and Anderson, J.B., 2007, Control of upstream variables on incised-valley dimension: Journal of Sedimentary Research, v. 77, p. 213-224.

McKay, N.P., Overpeck, J.T., and Otto-Bliesner, B.L., 2011, The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise: Geophysical Research Letters, v. 38.

McMurray, L.S., and Gawthorpe, R.L., 2000, Along-strike variability of forced regressive deposits: late Quaternary, northern Peloponnesos, Greece, *in* Hunt, D., and Gawthorpe, R.L., eds., Sedimentary Responses to Forced Regressions: Geo-

logical Society Special Publication, p. 363-378.
Meistrell, F.J., 1972, The spit-platform concept: laboratory observation of spit development, *in* Schwartz, M.L., ed., Spits and Bars: Stroudsberg, PA, Dowden, Hutchinson and Ross, p. 225-283.
Mellere, D., and Steel, R., 1995, Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming: Geology, v. 23, p. 803-806.
Ménard, N., 2009, La science au service de la conservation au parc marin du Saguenay−Saint-Laurent: Comment mieux comprendre permet de mieux protéger: Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, v. 22, p. 115-123.
Mercier, D., 2008, Le «géosystème paraglaciaire» face aux changements climatiques. («Paraglacial landsystem» facing climate change): Bulletin de l'Association de géographes français, v. 85, p. 131-140.
Miall, A.D., 1996, The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology: Berlin, Springer, 583 p.
Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J.-C., 2000, Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth patter, and implication for levee evolution: Sedimentary Geology, v. 133, p. 265-293.
Miller, G.H., Brigham-Grette, J., Alley, R., Anderson, L., Bauch, H.A., Douglas, M., Edwards, M., Elias, S., Finney, B., and Fitzpatrick, J., 2010, Temperature and precipitation history of the Arctic: Quaternary Science Reviews, v. 29, p. 1679-1715.
Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-Bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., and Southon, J.R., 2012, Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea- ice/ocean feedbacks: Geophysical Research Letters, v. 39.
Miller, K.G., Browning, J.V., Mountain, G.S., Bassetti, M.A., Monteverde, D., Katz, M.E., Inwood, J., Lofi, J., and Proust, J.-N., 2013a, Sequence boundaries are impedance contrasts: Core-seismic-log integration of Oligocene–Miocene sequences, New Jersey shallow shelf: Geosphere, v. 9, p. 1257-1285.
Miller, K.G., Mountain, G.S., Browning, J.V., Katz, M.E., Monteverde, D., Sugarman, P.J., Ando, H., Bassetti, M.A., Bjerrum, C.J., and Hodgson, D., 2013b, Testing sequence stratigraphic models by drilling Miocene foresets on the New Jersey shallow shelf: Geosphere, v. 9, p. 1236-1256.
Mitchum, R., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy: Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 26, p. 205-212.
Mol, J., Vandenberghe, J., and Kasse, C., 2000, River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe: Geomorphology, v. 33, p. 131-148.
Möller, P., Stubdrup, O.P., and Krongborg, C., 1995, Late Weichselian to early Holocene sedimentation in a steep fjord/vallet setting, Visdalen, Edgeøya, eastern Svalbard: glacial deposits, alluvial/colluvial-fan deltas and spit-platform: Polar Research, v. 14, p. 181-203.
Morris, E.A., Hodgson, D.M., Brunt, R.L., and Flint, S.S., 2014, Origin, evolution and anatomy of silt-prone submarine external levées: Sedimentology, v. 61, p. 1734-1763.
Mosley, M., 1984, Response of the Ohau River and delta to lake level lowering: Earth Surface Processes and Landforms, v. 9, p. 181-187.
Mulder, T., and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedilentary density flows and their deposits: Sedimentology, v. 48, p. 269-299.
Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J.-C., 2001, Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposit fromflood-generatedturbidity currents?: Geo-Marine letters, v. 21, p. 86-93.
Mulder, T., and Syvitski, J.P., 1995, Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans: The Journal of Geology, v. 103, p. 285-299.
Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., and Savoye, B., 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 861-882.
Murton, J.B., Bateman, M.D., Dallimore, S.R., Teller, J.T., and Yang, Z., 2010, Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean: Nature, v. 464, p. 740-743.
Muto, T., and Steel, R., 2014a, The autostratigraphic view of responses of river deltas to external forcing: a review of the concepts, *in* Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell, J.A., Steel, R.J., and Wonham, J.P., eds., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin, International Assocaition of Sedimentologists Special Publication.
Muto, T., and Steel, R.J., 2002a, In Defense of Shelf-Edge Delta Development during Falling and Lowstand of Relative Sea Level: The Journal of Geology, v. 110, p. 421-436.
Muto, T., and Steel, R.J., 2002b, Role of autoretreat and A/S changes in the understanding of deltaic shoreline trajectory: a semi-quantitative approach: Basin Research, v. 14, p. 303 - 318.
Muto, T., and Steel, R.J., 2004, Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall: Implica-

tions from flume-tank experiments: Geology, v. 32, p. 401.

Muto, T., and Steel, R.J., 2014b, The autostratigraphic view of responses of river deltas to external forcing: A review of the concepts: Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ, v. 46, p. 139-148.

Muto, T., Steel, R.J., and Swenson, J.B., 2007, Autostratigraphy: A Framework Norm for Genetic Stratigraphy: Journal of Sedimentary Research, v. 77, p. 2-12.

Muto, T., and Swenson, J.B., 2005, Large-scale fluvial grade as a nonequilibrium state in linked depositional systems: Theory and experiment: Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012), v. 110.

Muto, T., and Swenson, J.B., 2005a, Large-scale fluvial grade as a nonequilibrium state in linked depositional systems: Theory and experiment: Journal of Geophysical Research, v. 110.

Muto, T., and Swenson, J.B., 2005b, Controls on alluvial aggradation and degradation during steady fall of relative sea level: flume experiments, *in* Parker, G., and Garcia, M.H., eds., River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Proceedings of the 4th IAHR Symposium on river, coastal and estuarine morphodynamics, 4-7 october 2005, Urbana, Illinois, USA.

Muto, T., and Swenson, J.B., 2006, Autogenic attainment of large-scale alluvial grade with steady sea-level fall: An analog tank-flume experiment: Geology, v. 34, p. 161-164.

Muto, T., Yamagishi, C., Sekiguchi, T., Yokokawa, M., and Parker, G., 2012, The Hydraulic Autogenesis of Distinct Cyclicity In Delta Foreset Bedding: Flume Experiments: Journal of Sedimentary Research, v. 82, p. 545-558.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D.d., and Cavanna, G., 2003, Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 733-755.

Nemec, W., Lønne, I., and Blikra, L.H., 1999, The Kregnes moraine in Gauldalen, west-central Norway: anatomy of a Younger Dryas proglacial delta in a palaeofjord basin: Boreas, v. 28, p. 454-476.

Nemec, W., and Steel, R.J., 1988, What is a fan delta and how do we recognize it?, *in* Nemec, W., and Steel, R.J., eds., Fan deltas: Sedimentology and Tectonis Stteings, Blackie & Sons, p. 3-13.

Nielsen, L., Johannessen, P.N., and Surlyk, F., 1988, A Late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northern Jylland, Denamrk: Sedimentology, v. 35, p. 915 - 937.

Nielsen, L.H., and Johannessen, P.N., 2009, Facies architecture and depositional processes of the Holocene-Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark: Sedimentology, v. 56, p. 935-968.

Nijhuis, A.G., Edmonds, D.A., Caldwell, R.L., Cederberg, J.A., Slingerland, R.L., Best, J.L., Parsons, D.R., and Robinson, R.A.J., 2015, Fluvio-deltaic avulsions during relative sea-level fall: Geology, v. 43, p. 719-722.

Normandeau, A., 2011, Transfert sédimentaire extracôtier récent via un système chenal-levée au large de Sept-Îles, Est du Québec, Master, Université Laval.

Normandeau, A., Lajeunesse, P., Gagnon-Poiré, A., and Francus, P., Submitted, Morphological expression of supercritical turbidity currents in three fjord-lake deltas of the southeastern Canadian Shield (Eastern Canada)

Normandeau, A., Lajeunesse, P., and St-Onge, G., 2013, Shallow-water longshore drift-fed submarine fan deposition (Moisie River Delta, Eastern Canada): Geo-Marine Letters, v. 33, p. 391-403.

Normandeau, A., Lajeunesse, P., and St-Onge, G., 2015, Submarine canyons and channels in the Lower St. Lawrence Estuary (Eastern Canada): Morphology, classification and recent sediment dynamics: Geomorphology, v. 241, p. 1-18.

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V., and Bowen, A.J., 1980, Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation: Marine Geology, v. 37, p. 1-18.

Normark, W.R., Paull, C.K., Caress, D.W., Ussler III, W., and Sliter, R., 2009, Fine-scale relief related to Late Holocene channel shifting within the floor of the upper Redondo Fan, offshore Southern California: Sedimentology, v. 56, p. 1690-1704.

Novak, B., and Pedersen, G.K., 2000, Sedimentology, seismic facies and stratigraphy of a Holocene spit–platform complex interpreted from high-resolution shallow seismics, Lysegrund, southern Kattegat, Denmark: Marine Geology, v. 162, p. 317-335.

Nutz, A., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Certain, R., Robin, N., Roquin, C., Raynal, O., Bouchette, F., Duringer, P., and Cousineau, P.A., 2014, Seismic-stratigraphic record of a deglaciation sequence: from the marine Laflamme Gulf to Lake Saint-Jean (late Quaternary, Québec, Canada): Boreas.

Nutz, A., Ghienne, J.-F., Schuster, M., Dietrich, P., Roquin, C., Hay, M.B., Bouchette, F., and Cousineau, P.A., 2015a, Forced regressive deposits of a deglaciation sequence: example from the Late Quaternary succession in the Lake Saint-Jean basin (Québec, Canada): Sedimentology, p. n/a-n/a.

Nutz, A., Schuster, M., Ghienne, J.F., Roquin, C., Hay, M.B., Rétif, F., Certain, R., Robin, N., Raynal, O., Cousineau, P.A., Team, S., and Bouchette, F., 2015b, Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada): Geological Society of America Bulle-

tin, p. B31145.1.
Ó Cofaigh, C., and Dowdeswell, J.A., 2001, Laminated sediments in glacimarine environments: diagnostic criteria for their interpretation: Quaternary Science Reviews, v. 20, p. 1411-1436.
Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswel, J.A., and Pudsey, C.J., 2003, Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation: Boreas, v. 32, p. 37-55.
Obbink, E.A., Carlson, A.E., and Klinkhammer, G.P., 2010, Eastern North American freshwater discharge during the Bolling-Allerod warm periods: Geology, v. 38, p. 171-174.
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, v. 61, p. 89-117.
Occhietti, S., and Clet, M., 1989, The last interglacial/glacial group of sediments in the St. Lawrence Valley, Quebec, Canada: Quaternary International, v. 3/4, p. 123-129.
Occhietti, S., Govare, É., Klassen, R., Parent, M., and Vincent, J.-S., 2004, Late Wisconsinian - Early Holocene deglaciation of Québec-Labrador, *in* Ehlers, J., and Gibbard, P.L., eds., Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part II: New York, Elsevier, p. 243-273.
Occhietti, S., Long, B., Clet, M., Boespflug, X., and Sabeur, N., 1995, Séquence de la transition Illinoien-Sangamonien: forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, p. 1950-1964.
Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F., and Govare, É., 2011, Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec–Labrador, v. 15, p. 601-630.
Olariu, C., 2014, Autogenic process change in modern deltas, *in* Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell, J.A., Steel, R.J., and Wonham, J.P., eds., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin, Special Publication Number 46 of the International Association of Sedimentologists, p. 149-166.
Orford, J.D., Carter, R.W.G., and Jennings, S.C., 1991, Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary Sea Level interpretation: Quaternary International, v. 9, p. 87-104.
Orton, G.J., and Reading, H.G., 1993, Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular reference on grain size: Sedimentology, v. 40, p. 475-512.
Paola, C., 2000, Quantitative models of sedimentary basin filling: Sedimentology, v. 47 (Suppl. 1), p. 121-178.
Paola, C., Heller, P.L., and Angevine, C.L., 1992, The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory: Basin Research, v. 4, p. 73-90.
Parker, G., 1996, Some speculations on the relation between channel morphology and channel-scale flow structures., *in* Ashworth, P.J., Bennett, S.J., Best, J.L., and McLelland, S.J., eds., Coherent Flow Structures in Open Channels: New York, John Wiley & sons.
Parker, G., Paola, C., Whipple, K.X., and Mohrig, D., 1998, Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I: Theory: Journal of Hydraulic Engineering, v. 124, p. 985-995.
Parsons, J.D., Bush, J.W.M., and Syvitski, J.P.M., 2001, Hyperpycnal plume formation from riverine outfows with small sediment concentrations: Sedimentology, v. 48, p. 465 - 478.
Patterson, C.J., 1997, Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA: Sedimentary Geology, v. 111, p. 249-261.
Patterson, C.J., 1998, Laurentide glacial landscapes: The role of ice streams: Geology, v. 26, p. 643-646.
Paull, C.K., Caress, D.W., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., and Sumner, E.J., 2013, Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California: Marine Geology, v. 335, p. 16-34.
Paull, C.K., Ussler Iii, W., Caress, D.W., Lundsten, E., Covault, J.A., Maier, K.L., Xu, J., and Augenstein, S., 2010, Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California: Geosphere, v. 6, p. 755-774.
Pazos, P.J., 2002, The Late Carboniferous Glacial to Postglacial Transition: Facies and Sequence Stratigraphy, Western Paganzo Basin, Argentina: Gondwana Research, v. 5, p. 467-487.
Pekar, S.F., Christie-Blick, N., Kominz, M.A., and Miller, K.G., 2002, Calibration between eustatic estimates from backstripping and oxygen isotopic records for the Oligocene: Geology, v. 30, p. 903-906.
Peltier, W., 2005, On the hemispheric origins of meltwater pulse 1a: Quaternary Science Reviews, v. 24, p. 1655-1671.
Peltier, W.R., Argus, D.F., and Drummond, R., 2015, Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 120, p. 450-487.
Peltier, W.R., and Fairbanks, R.G., 2006, Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record: Quaternary Science Reviews, v. 25, p.

3322-3337.

Petter, A.L., and Muto, T., 2008, Sustained Alluvial Aggradation and Autogenic Detachment of the Alluvial River from the Shoreline in Response to Steady Fall of Relative Sea Level: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 98-111.

Pillans, B., Chappell, J., and Naish, T.R., 1998, A review of Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy: Sedimentary Geology, v. 122, p. 5-21.

Pinet, N., Duchesne, M., Lavoie, D., Bolduc, A., and Long, B., 2008, Surface and subsurface signatures of gas seepage in the St. Lawrence Estuary (Canada): significance to hydrocarbon exploration: Marine and Petroleum Geology, v. 25, p. 271-288.

Piper, D.J., and Normark, W.R., 1983, Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California Borderland: Sedimentology, v. 30, p. 681-694.

Piper, D.J., Shaw, J., and Skene, K.I., 2007a, Stratigraphic and sedimentological evidence for late Wisconsinan sub-glacial outburst floods to Laurentian Fan: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 246, p. 101-119.

Piper, D.J.W., Mosher, D.C., and Newton, S., 2002, Ice-margin seismic stratigraphy of the central Scotian Slope, eastern Canada: Geological Survey of Canada, v. Current Research 2002-E16.

Piper, D.J.W., and Normark, W.R., 2009, Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective: Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 347-362.

Piper, D.J.W., Shaw, J., and Skene, K.I., 2007b, Stratigraphic and sedimentological evidence for late Wisconsinan sub-glacial outburst floods to Laurentian Fan: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 246, p. 101-119.

Plink-Björklund, P., and Steel, R.J., 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: Sedimentary Geology, v. 165, p. 29-52.

Plint, A., 1988, Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level: Sea-Level Changes: An Integrated Approach: SEPM, Special Publication, v. 42, p. 357-370.

Plint, A.G., and Nummedal, D., 2000, The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis: Geological Society, London, Special Publications, v. 172, p. 1-17.

Pollard, D., and Deconto, R.M., 2009, A coupled ice-sheet/ice-shelf/sediment model applied to a marine-margin flowline: forced and unforced variations: Glacial sedimentary processes and products, p. 37-52.

Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., and Bádenas, B., 2012, Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record: Earth-Science Reviews, v. 111, p. 56-81.

Ponce, J.J., and Carmona, N., 2011, Coarse-grained sediment waves in hyperpycnal clinoform systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina: Geology, v. 39, p. 763-766.

Porębski, S.J., and Steel, R.J., 2003, Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands: Earth-Science Reviews, v. 62, p. 283-326.

Porębski, S.J., and Steel, R.J., 2006, Deltas and Sea-Level Change: Journal of Sedimentary Research, v. 76, p. 390-403.

Posamentier, H., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.

Posamentier, H.W., 2001, Lowstand alluvial bypass systems: incised vs. unincised: AAPG Bulletin, v. 85, p. 1771-1793.

Posamentier, H.W., and Allen, G.P., 1999, Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications, v. 7, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Tulsa.

Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., and Tesson, M., 1992, Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance (1): AAPG Bulletin, v. 76, p. 1687-1709.

Posamentier, H.W., and Morris, W.R., 2000, Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits: Geological Society, London, Special Publications, v. 172, p. 19-46.

Posamentier, H.W., and P.R., V., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models, *in* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-level Changes - An integrated Approach, SEPM Special Publication, p. 125-154

Postma, G., 1984, Slumps and their deposits in fan delta front and slope: Geology, v. 12, p. 27-30.

Postma, G., 1995, Sea-level-related architectural trends in coarse-grained delta complexes: Sedimentary Geology, v. 98, p. 3-12.

Postma, G., Cartigny, M., and Kleverlaan, K., 2009, Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current?: Sedimentary Geology, v. 219, p. 1-6.

Postma, G., and Cartigny, M.J.B., 2014a, Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits--A synthesis: Geology, v. 42, p. 987-990.

Postma, G., and Cartigny, M.J.B., 2014b, Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits - A synthesis: Geology, v. 42, p. 987-990.

Postma, G., Kleinhans, M.G., Meijer, P.T., and Eggen-

huisen, J.T., 2008, Sediment transport in analogue flume models compared with real-world sedimentary systems: a new look at scaling evolution of sedimentary systems in a flume: Sedimentology, v. 55, p. 1541-1557.

Postma, G., Kleverlaan, K., Cartigny, M.J.B., and Mohrig, D., 2014, Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model: Sedimentology, v. 61, p. 2268-2290.

Postma, G., and Van den Berg van Saparoea, A., 2007, Flume modelling of river-delta systems at geological relevant time scales: templates for sea-level induced flux, *in* de Boer, P.L., Postma, G., van der Zvan, C.J., Burgess, P.M., and Kukla, P., eds., Analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems; from understanding to predicition, Int. Assoc. of Sedimentol. Spec. Publ., p. 191-206.

Poutanen, M., and Ivins, E.R., 2010, Upper mantle dynamics and Quaternary Climate in Cratonic Areas (DynaQlim) - understanding the Glacial Isostatic Ajustment: Journal of Geodynamics.

Powell, R., and Domack, E., 1995, Modern glaciomarine environments: Glacial environments, v. 1, p. 445-486.

Powell, R.D., 1990, Glacimarine processesat grounding line fans and their growth to ice contact deltas, *in* Dowdeswel, J.A., and Scourse, J.D.l., eds., Glacimarine Environments: Processes and Sediments, Geological Society of London, Special Publication, p. 53-73.

Powell, R.D., and Cooper, J.M., 2002, A glacial sequence stratigraphic model for temperate, glaciated continental shelves: Geological Society, London, Special Publications, v. 203, p. 215-244.

Praeg, D., d'Anglejan, B., and Syvitski, J.P., 1992, Seismostratigraphy of the middle St. Lawrence Estuary: A Late Quaternary glacial marine to estuarine Depositional/Erosional record: Géographie physique et Quaternaire, v. 46, p. 133 - 150.

Prince, G.D., and Burgess, P.M., 2013, Numerical Modeling of Falling-Stage Topset Aggradation: Implications for Distinguishing Between Forced and Unforced Regressions In the Geological Record: Journal of Sedimentary Research, v. 83, p. 767-781.

Prior, D.B., and Bornhold, B.D., 1989, Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta: Sedimentology, v. 36, p. 1053-1076.

Prior, D.B., and Bornhold, B.D., 1990, The underwater development of Holocene fan deltas *in* Colella, A., and Prior, D.B., eds., Coarse-grained deltas, Blackwell Scientific Publication, p. 75-90.

Prior, D.B., Wiseman, W.J., and Bryant, W.R., 1981a, Submarine (landslide) chutes on the slopes of fjord deltas: Nature, v. 290, p. 326-328.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., and Granjeon, D., 2005, Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 775-804.

Rahmstorf, S., 2002, Ocean circulation and climate during the past 120,000 years: Nature, v. 419, p. 207 - 214.

Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., and Dahl-Jensen, D., 2006, A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination: Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), v. 111.

Raspopov, O.M., Dergachev, V.A., Esper, J., Kozyreva, O.V., Frank, D., Ogurtsov, M., Kolström, T., and Shao, X., 2008, The influence of the de Vries (~200-year) solar cycle on climate variations: Results from the Central Asian Mountains and their global link: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 259, p. 6-16.

Rayburn, J.A., and Teller, J.T., 2007, Isostatic rebound in the northwestern part of the Lake Agassiz basin: Isobase changes and overflow: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 246, p. 23-30.

Reading, H.G., and Collinson, J.D., 1996, Clastic coasts, *in* Reading, H.G., ed., Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, Blackwell, p. 154-231.

Regard, V., Pedoja, K., and Saillard, M., 2012, Les terrasses marines, marqueurs de l'interaction entre soulèvement et oscillation du niveau de la mer: Géochronique, v. 124, p. 35-37.

Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., and Bhattacharya, J.P., 2011, Seismic geomorphology and high-resolution seismic stratigraphy of inner-shelf fluvial, estuarine, deltaic, and marine sequences, Gulf of Thailand: AAPG Bulletin, v. 95, p. 1959-1990.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., E., B., 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., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E., 2009, IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years Cal BP: Radiocarbon, v. 51, p. 1111-1150.

Reineck, H., and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding: Sedimentology, v. 11, p. 99-104.

Richard, P.J., and Occhietti, S., 2005, 14 C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in

the St. Lawrence Lowlands, Canada: Quaternary Research, v. 63, p. 353-358.

Ridente, D., Trincardi, F., Piva, A., and Asioli, A., 2009, The combined effect of sea level and supply during Milankovitch cyclicity: Evidence from shallow-marine 18O records and sequence architecture (Adriatic margin): Geology, v. 37, p. 1003-1006.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L., and Hardy, S., 2004b, THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODELING OF DELTAIC DEPOSITIONAL SEQUENCES 2: INFLUENCE OF LOCAL CONTROLS: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 221 - 238.

Ritchie, B.D., Gawthorpe, R.L., and Stuart, H., 2004a, THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODELING OF DELTAIC DEPOSITIONAL SEQUENCES 1: INFLUENCE OF THE RATE AND MAGNITUDE OF SEA-LEVEL CHANGE: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 203 - 220.

Rittenour, T.M., Blum, M.D., and Goble, R.J., 2007, Fluvial evolution of the lower Mississippi River valley during the last 100 k.y. glacial cycle: Response to glaciation and sea-level change: Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 586-608.

Roberts, W.H., Valdes, P.J., and Payne, A.J., 2014, A new constraint on the size of Heinrich Events from an iceberg/sediment model: Earth and Planetary Science Letters, v. 386, p. 1-9.

Robin, C., Rouby, D., Granjeon, D., Guillocheau, F., Allemand, P., and Raillard, S., 2005, Expression and modelling of stratigraphic sequence distortion: Sedimentary Geology, v. 178, p. 159-186.

Rocher, M., and Tremblay, A., 2001, L'éffondrement de la plate-forme du Saint-Laurent : ouverture de Iapetus ou de l'Atlantique. Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de Québec (Canada): Compte Rendus de l'Académie des Sciences, v. 333, p. 171-178.

Rohais, S., Bonnet, S., and Eschard, R., 2012, Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system: Basin Research, v. 24, p. 198-212.

Ross, M., Lajeunesse, P., and Kosar, K.G., 2011, The subglacial record of northern Hudson Bay: insights into the Hudson Strait Ice Stream catchment: Boreas, v. 40, p. 73-91.

Roy, D., Beaudoin, G., Leduc, É., Rouleau, A., Walter, J., Chesnaux, R., and Cousineau, P., 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), August 28–31.

Roy, P., Cowell, P., Ferland, M., and Thom, B., 1994, Wave-dominated coasts, *in* Carter, R., and Woodroffe, C., eds., Coastal evolution: Late quaternary shoreline morphodynamics, p. 121-186.

Russell, A.J., and Arnott, R.W.C., 2003, Hydraulic-jump and hyperconcentrated-flow deposits of a glacigenic subaqueous fan: Oak Ridges Moraine, Southern Ontario, Canada: Journal of Sedimentary Research, v. 3, p. 887-905.

Russell, A.J., and Knudsen, O., 1999, An ice-contact rhythmite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (jokulhlaup), Skeidararjokull, Iceland: Sedimentary Geology, v. 12, p. 1-10.

Russell, A.J., Roberts, M.J., Fay, H., Marren, P.M., Cassidy, N.J., Tweed, F.S., and Harris, T., 2006, Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology: Geomorphology, v. 75, p. 33-64.

Russell, H.A.J., Sharpe, D.R., and Bajc, A.F., 2009, Sedimentary signatures of the Waterloo Moraine, Ontario, Canada: Glacial Processes and Products - International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 39, p. 85-108.

Rüther, D.C., Mattingsdal, R., Andreassen, K., Forwick, M., and Husum, K., 2011, Seismic architecture and sedimentology of a major grounding zone system deposited by the Bjørnøyrenna Ice Stream during Late Weichselian deglaciation: Quaternary Science Reviews, v. 30, p. 2776-2792.

Saillard, M., Hall, S., Audin, L., Farber, D., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R., and Bondoux, F., 2009, Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from 10 Be dating: Earth and Planetary Science Letters, v. 277, p. 50-63.

Sala, M., 1991, Structure et nature des corps sédimentaires, formes et régime postglaciaire dans le domaine sous-marin du delta holocène de la Natashquan (Golfe du Saint-Laurent - Canada): Perpignan, Perpignan.

Sala, M., 2004, Underfit stream, *in* Goudie, A.S., ed., Encyclopedia of Geomorphology.

Sala, M., and Long, B., 1989, Evolution des structures deltaïques du delta de la rivière Natashquan, Québec: Géographie physique et Quaternaire, v. 43, p. 311-323.

Sanford, B.V., and Grant, A.C., 1990, Bedrock geological mapping and basin studies on the Gulf of St. Lawrence *in* Canada, G.S.o., ed., Current Rsearch Part B., p. 33-42.

Santra, M., Goff, J.A., Steel, R.J., and Austin, J.A., 2013, Forced regressive and lowstand Hudson paleo-Delta system: Latest Pliocene growth of the outer New Jersey shelf: Marine Geology, v.

339, p. 57-70.
Saucier, F.J., and Chassé, J., 2000, Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary: Atmosphere-Ocean, v. 38, p. 505-556.
Schomacker, E.R., Kjemperud, A.V., Nystuen, J.P., and Jahren, J.S., 2010, Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah: Sedimentology, v. 57, p. 1069-1087.
Schumm, S., and Khan, H., 1972, Experimental study of channel patterns: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1755-1770.
Schumm, S.A., 1986, Alluvial river response to active tectonics: Active tectonics, p. 80-94.
Schumm, S.A., 1993, River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy: Journal of Geology, v. 101, p. 279-294.
Schumm, S.A., and Brackenridge, G.R., 1987, River responses, *in* Ruddiman, W.F., and Wright, H.E.J., eds., North America and adjacent ocean during the last deglaciation: Boulder, Colorado, Geological Society of America.
Schumm, S.A., Schumm, S.A., Dumont, J.F., and Holbrook, J.M., 2002, Active tectonics and alluvial rivers, Cambridge University Press.
Schwarz, E., Spalletti, L.A., and Howell, J.A., 2006, Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina: Sedimentology, v. 53, p. 55-81.
Sella, G.F., Stein, S., Dixon, T.H., Craymer, M., James, T.S., Mazzotti, S., and Dokka, R.K., 2007, Observation of glacial isostatic adjustment in "stable" North America with GPS: Geophysical Research Letters, v. 34.
Sequeiros, O.E., Spinewine, B., Garcia, M.H., Beaubouef, R.T., Sun, T., and Parker, G., 2009, Experiments on Wedge-Shaped Deep Sea Sedimentary Deposits in Minibasins and/or on Channel Levees Emplaced by Turbidity Currents. Part I. Documentation of the Flow: Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 593-607.
Shanmugam, G., 2003, Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 471-491.
Sharpe, D.R., Dyke, L.D., Hinton, M.J., Pullan, S.E., Russell, A.A.J., Brennand, T.A., Barnett, P.J., and Pugin, A., 1996, Groundwater prospects in the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario: application of regional geological models: Current Research, p. 181-190.
Shaw, J., 2005, Geomorphic Evidence of Postglacial Terrestrial Environments on Atlantic Canadian Continental Shelves: Géographie physique et Quaternaire, v. 59, p. 141-154.
Shaw, J., Fader, G.B., and Taylor, R.B., 2009, Submerged early Holocene coastal and terrestrial landforms on the inner shelves of Atlantic Canada: Quaternary International, v. 206, p. 24-34.
Shaw, J., and Forbes, D.L., 1992, Barriers, barriers platform and spillover deposits in St George's Bay, Newfoundland: Paraglcial sedimentation on the flanks of a deep coastal basin: Marine Geology, v. 105, p. 119-140.
Shaw, J., and Forbes, D.L., 1995, The postglacial relative sea-level lowstand in Newfoundland: Marine Geology, v. 143, p. 125-135.
Shaw, J., Gareau, P., and Courtney, R.C., 2002, Palaeogeography of Atlantic Canada 13-0kyr: Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 1861-1878.
Shaw, J., Grant, D.R., Guilbault, J.P., Anderson, T.W., and Parrott, D.R., 2008, Submarine and onshore end moraines in southern Newfoundland: implications for the history of late Wisconsinan ice retreat: Boreas, v. 29, p. 295-314.
Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Bell, T., Batterson, M.J., and Liverman, D.G.E., 2006, A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada: Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 2059-2081.
Shen, Z., Tornqvist, T.E., Autin, W.J., Mateo, Z.R.P., Straub, K.M., and Mauz, B., 2012, Rapid and widespread response of the Lower Mississippi River to eustatic forcing during the last glacial-interglacial cycle: Geological Society of America Bulletin, v. 124, p. 690-704.
Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D.A., 2003, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle: Nature, v. 423, p. 853-858.
Simard, Y., Lavoie, D., and Saucier, F.J., 2002, Channel head dynamics: capelin (Mallotus villosus) aggregation in the tidally driven upwelling system of the Saguenay-St. Lawrence Marine Park's whale feeding ground: Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 59, p. 197-210.
Slaymaker, O., 2011, Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments: Quaestiones Geographicae, v. 30, p. 85-94.
Sloss, L., Krumbein, W.C., and Dapples, E.C., 1949, Integrated facies analysis, *in* Longwell, C.R., ed., Sedimentary facies in geologic history, Geological Society of America Memoir, p. 91-124.
Smith, D.P., Kvitek, R., Iampietro, P.J., and Wong, K., 2007, Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005): Marine Geology, v. 236, p. 79-94.
Smith, D.P., Ruiz, G., Kvitek, R., and Iampietro, P.J., 2005, Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry: Geological Society of America Bulletin, v. 117, p. 1123.
Smith, N.D., Phillips, A.C., and Powell, R.D., 1990,

Tidal drawdown: A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas: Geology, v. 18, p. 10-13.

Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., and Martinsen, O.J., 2013, Quantitative aspects of stratigraphic onshore-offshore relationships along the western margin of southern Norway: implications for Late Mesozoic and Cenozoic topographic evolution: Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening, v. 93.

Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jacard, S.L., McManus, J.F., and Tessier, B., 2012, Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamicsin coastal sedimentary archives: Nature Geosciences Letters, v. 5.

Spinewine, B., Sequeiros, O.E., Garcia, M.H., Beaubouef, R.T., Sun, T., Savoye, B., and Parker, G., 2009, Experiments on Wedge-Shaped Deep Sea Sedimentary Deposits in Minibasins and/or on Channel Levees Emplaced by Turbidity Currents. Part II. Morphodynamic Evolution of the Wedge and of the Associated Bedforms: Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 608-628.

St-Onge, G., Lajeunesse, P., Duchesne, M.J., and Gagné, H., 2008, Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada): Quaternary Science Reviews, v. 27, p. 2390-2400.

Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizalde, M., and Lester, A.J., 2011, Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records: Global and Planetary Change, v. 79, p. 193-203.

Starkel, L., 1995, Palaeohydrology of the temperate zone, *in* Gregory, K.J., Starkel, L., and Baker, V.R., eds., Global Continental Palaeohydrology: Chichester, Wiley, p. 233-258.

Stewart, I.S., Sauber, J., and Rose, J., 2000, Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity: Quaternary Science Reviews, v. 19, p. 1367-1389.

Stocchi, P., Escutia, C., Houben, A.J.P., Vermeersen, B.L.A., Bijl, P.K., Brinkhuis, H., DeConto, R., Galeotti, S., Passchier, S., Pollard, D., and scientists, I.E., 2013, Relative sea-level rise around East Antarctica during Oligocene glaciation: Nature Geoscience, v. 6, p. 380-384.

Stokes, C.R., Spagnolo, M., Clark, C.D., Ó Cofaigh, C., Lian, O.B., and Dunstone, R.B., 2013, Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset: Quaternary Science Reviews, v. 77, p. 190-209.

Stokes, C.R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T.M., Fisher, T.G., Gyllencreutz, R., Hättestrand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R.C.A., Hughes, A.L.C., Jakobsson, M., Kirchner, N., Livingstone, S.J., Margold, M., Murton, J.B., Noormets, R., Peltier, W.R., Peteet, D.M., Piper, D.J.W., Preusser, F., Renssen, H., Roberts, D.H., Roche, D.M., Saint-Ange, F., Stroeven, A.P., and Teller, J.T., 2015, On the reconstruction of palaeo-ice sheets: Recent advances and future challenges: Quaternary Science Reviews, v. 125, p. 15-49.

Storms, J.E.A., de Winter, I.L., Overeem, I., Drijkoningen, G.G., and Lykke-Andersen, H., 2012, The Holocene sedimentary history of the Kangerlussuaq Fjord-valley fill, West Greenland: Quaternary Science Reviews, v. 35, p. 29-50.

Storrar, R.D., Stokes, C.R., and Evans, D.J.A., 2014, Increased channelization of subglacial drainage during deglaciation of the Laurentide Ice Sheet: Geology, v. 42, p. 239-242.

Strong, N., and Paola, C., 2008, Valleys That Never Were: Time Surfaces Versus Stratigraphic Surfaces: Journal of Sedimentary Research, v. 78, p. 579-593.

Sumner, E.J., and Paull, C.K., 2014, Swept away by a turbidity current in Mendocino submarine canyon, California: Geophysical Research Letters, v. 41, p. 7611-7618.

Sumner, E.J., Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Stevenson, C.J., and Frenz, M., 2012, Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes: Sedimentology, v. 59, p. 1850-1887.

Swenson, J.B., and Muto, T., 2007, Response of coastal plain rivers to falling relative sea-level: allogenic controls on the aggradational phase: Sedimentology, v. 54, p. 207-221.

Swenson, J.B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V.R., and Murray, A.B., 2005, Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modelling of compound-clinoform development: Journal of Geophysical Research, v. 110, p. 1-16.

Swift, D.J.P., Parsons, B.S., Foyle, A., and Oertel, G.F., 2003, Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA: Sedimentology, v. 50, p. 81-111.

Swithinbank, C., 1954, Ice streams: Polar Record, v. 7, p. 185-186.

Sylvia, D., and Galloway, B., 2001, Response of the Brazos River (Texas USA) to latest Pleistocene climatic and eustatic change: Seventh International Conference on Fluvial Sedimentology, Lincoln, August, p. 6-10.

Syvitski, J.P., and Farrow, G.E., 1983, Structures and processes in bayhead deltas: Knight and Bute Inlet, British Columbia: Sedimentary Geology, v. 36, p. 217-244.

Syvitski, J.P., Smith, J.N., Calabrese, E., and Boudreau, B., 1988, Basin sedimentation and the growth of prograding deltas: Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), v. 93, p. 6895-6908.

Syvitski, J.P.M., 1989, On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls: Marine Geology, v. 85, p. 301-329.

Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C., and Skei, J.M., 1987, Fjords: Processes and Products: New York, Springer-Verlag, 379 p.

Syvitski, J.P.M., and Hein, F.J., 1991, Sedimentology of an arctic basin: Itirbilung Fiord, Baffin Island, Northwestern Territories, 66 p.

Syvitski, J.P.M., and Praeg, D.B., 1989, Quaternary Sedimentation in the St. Lawrence Estuary and Adjoining Areas, Eastern Canada: An Overview Based on High-Resolution Seismo-Stratigraphy: Géographie physique et Quaternaire, v. 43, p. 291.

Talling, P.J., 2014, On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings: Marine Geology, v. 352, p. 155-182.

Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J., and Robinson, M., 2004, Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments.: Sedimentology, v. 51, p. 163-194.

Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., and Malgesini, G., 2012, Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types: Sedimentology, v. 59, p. 1937-2003.

Tarasov, L., Dyke, A.S., Neal, R.M., and Peltier, W.R., 2012, A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling: Earth and Planetary Science Letters, v. 315-316, p. 30-40.

Tarasov, L., and Peltier, W.R., 2005, Arctic freshwater forcing of the Younger Dryas cold reversal: Nature, v. 435, p. 662-665.

Teller, J.T., 2001, Formation of large beaches in an area of rapid differential isostatic rebound: the three-outlet control of Lake Agassiz: Quaternary Science Reviews, v. 20, p. 1649-1659.

Teller, J.T., 2013, Lake Agassiz during the Younger Dryas: Quaternary Research, v. 80, p. 361-369.

Teller, J.T., and Yang, Z., 2014, Mapping and measuring Lake Agassiz strandlines in North Dakota and Manitoba using LiDAR DEM data: Comparing techniques, revising correlations, and interpreting anomalous isostatic rebound gradients: Geological Society of America Bulletin, v. 127, p. 608-620.

Tesson, M., Posamentier, H.W., and Gensous, B., 2000, Stratigraphic Organization of Late Pleistocene deposits of the western part of the Golfe du Lion shelf (Languedoc Shelf), Western Mediterranean Sea, Using high-resolution seismis and core data American Assocaition of Petroleum Geologist Bulletin, v. 54, p. 119-150.

Tooth, S., Brandt, D., Hancox, P.J., and McCarthy, T.S., 2004, Geological controls on alluvial river behaviour: a comparative study of three rivers on the South African Highveld: Journal of African Earth Sciences, v. 38, p. 79-97.

Tooth, S., and McCarthy, T.S., 2004, Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa: Geomorphology, v. 57, p. 235-262.

Törnqvist, T.E., and Hijma, M.P., 2012, Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change: Nature Geoscience, v. 5, p. 601-606.

Törnqvist, T.E., Wortman, S.R., Mateo, Z.R.P., Milne, G.A., and Swenson, J.B., 2006, Did the last sea level lowstand always lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux?: Journal of Geophysical Research, v. 111.

Tremblay, A., Long, B., and Massé, M., 2003, Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec: kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data: Tectonophysics, v. 369, p. 231-252.

Tremblay, A., Roden-Tice, M.K., Brandt, J.A., and Megan, T.W., 2013, Mesozoic fault reactivation along the St. Lawrence rift system, eastern Canada: Thermochronologic evidence from apatite fission-track dating: Geological Society of America Bulletin, v. 125, p. 794-810.

Tremblay, A., Ruffet, G., and Bédard, J.H., 2011, Obduction of Tethyan-type ophiolites—A case-study from the Thetford-Mines ophiolitic Complex, Quebec Appalachians, Canada: Lithos, v. 125, p. 10-26.

Trenhaile, A.S., 2001, Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves: Earth Surface Processes and Landforms, v. 26, p. 1103-1128.

Tucker, G.E., 2004, Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: Implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds: Earth Surface Processes and Landforms, v. 29, p. 185-205.

Tucker, G.E., and Slingerland, R.L., 1994, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 12229.

Turmel, D., Locat, J., Cauchon-Voyer, G., Lavoie, C., Simpkin, P., Parker, G., and Lauzière, P., 2010, Morphodynamic and Slope Instabilities Observations at Wabush Lake, Labrador, *in* Mosher, D.C., ed., Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and

Technological Hazards Research, Springer.

Turmel, D., Locat, J., and Parker, G., 2012, Upstream Migration of Knickpoints: Geotechnical Considerations, p. 123-132.

Turmel, D., Locat, J., and Parker, G., 2015, Morphological evolution of a well-constrained, subaerial-subaqueous source to sink system: Wabush Lake: Sedimentology, p. n/a-n/a.

Vail, P.R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure.

Vail, P.R., and Todd, R.G., 1981, Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy, Petroleum geology of the continental shelf of northwest Europe, Heyden London, p. 216-235.

Van Den Berg, J.H., Van Gelder, A., and Mastbergen, D.R., 2004, The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand: Sedimentology, v. 49, p. 81-95.

Van Heijst, M., and Postma, G., 2001, Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach.: Basin Research, v. 13, p. 269-292.

Van Heijst, M.W.I.M., Postma, G., Meijer, X.D., Snow, J.N., and Anderson, J.B., 2001, Quantitative analogue flume-model study of river-shelf systems: principles and verification exemplified by the Late Quaternary Colorado river-delta evolution: Basin Research, v. 13, p. 243-268.

Van Kranendonk, M.J., and Mazumder, R., 2015, Two Paleoproterozoic glacio-eustatic cycles in the Turee Creek Group, Western Australia: Geological Society of America Bulletin, v. 127, p. 596-607.

Van Wagoner, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.

Van Wagoner, J., Mitchum Jr, R., Posamentier, H., and Vail, P., 1987, Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy: Part 2: Key Definitions of Sequence Stratigraphy.

Van Wagoner, J.C., 1995, Sequence stratigraphy and marine to nonmarine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, USA.

Vandenberghe, J., 2002, The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary: Quaternary International, v. 91, p. 17-23.

Vandenberghe, J., 2003, Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas: Quaternary Science Reviews, v. 22, p. 2053-2060.

Vaughn Barrie, J., and Conway, W., 2012, Palaeogeographic reconstruction of Hecate Strait British Columbia: changing sea levels and sedimentary processes reshape a glaciated shelf: International Association of Sedimentologist Special Publication, v. 44, p. 29-46.

Veillette, J., 1994, Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway: Quaternary Science Reviews, v. 13, p. 945-971.

Ventra, D., Cartigny, M.J.B., Bijkerk, J.F., and Acikalin, S., 2015, Supercritical-flow structures on a Late Carboniferous delta front: Sedimentologic and paleoclimatic significance: Geology, v. 43, p. 731-734.

Vermeer, M., and Rahmstorf, S., 2009, Global sea level linked to global temperature: Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 106, p. 21527-21532.

Verville, J.-F., Filion, L., and Lajeunesse, P., 2014, Evidence for Changes in Paleoenvironments along the Lower Cap-Rouge River, Québec (Canada), in Relation to a High Water Stand during the Mid-Holocene Laurentian Transgression: Journal of Coastal Research, v. 295, p. 465-473.

Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., and van Balen, R.T., 2014, Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation: Geomorphology, v. 210, p. 119-135.

Waelbrock, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M., 2002, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records: Quaternary Science Reviews, v. 21, p. 295-305.

Wanner, H., Beer, J., Buetikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flueckiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., and Kaplan, J.O., 2008, Mid-to Late Holocene climate change: an overview: Quaternary Science Reviews, v. 27, p. 1791-1828.

Watts, A.B., 2009, Crust and lithosphere dynamics: Oxford, 610 p.

Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U., and Mitrovica, J.X., 2003, Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval: Science, v. 299, p. 1709-1713.

Weidick, A., Bennike, O., Citterio, M., and Nørgaard-Pedersen, N., 2012, Neoglacial and historical glacier changes around Kangersuneq Fjord in southern West Greenland, Geological Survey of Denmark and Greenland.

Wigley, T.M., and Raper, S., 1987, Thermal expansion of sea water associated with global warming: Nature, v. 330, p. 127-131.

Winsborrow, M.C.M., Clark, C.D., and Stokes, C.R., 2010, What controls the location of ice streams?: Earth-Science Reviews, v. 103, p. 45-59.

Winsemann, J., Brandes, C., and Polom, U., 2011, Response of a proglacial delta to rapid high-amplitude lake-level change: an integration of outcrop data and high-resolution shear wave seismics: Basin Research, v. 23, p. 22-52.

Winsemann, J., Hornung, J.J., Meinsen, J., Asprion, U., Polom, U., Brandes, C., BussMann, M., and Weber, C., 2009, Anatomy of a subaqueous

ice-contact fan and delta complex, Middle Pleistocene, North-west Germany: Sedimentology, v. 56, p. 1041-1076.

Witak, M., Wachnicka, A., Kuijpers, A., Troelstra, S., Prins, M.A., and Witkowski, A., 2005, Holocene North Atlantic surface circulation and climatic variability: evidence from diatom records: The Holocene, v. 15, p. 85-96.

Woodworth, P.L., Gehrels, W.R., and Nerem, R.S., 2011, Nineteenth and twentieth century changes in sea level: Oceanography, v. 24, p. 80-93.

Woolfe, K.J., Larcombe, P., Naish, T.R., and Purdon, R.G., 1998, Lowstand rivers need not incise the shelf: An exemple from the Great Barrier Reef, Australia, with implications for sequence stratigraphic models: Geology, v. 26, p. 75-78.

Wright, L.D., and Friedrichs, C.T., 2006, Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report: Continental Shelf Research, v. 26, p. 2092-2107.

Yang, Z., and Teller, J.T., 2012, Using LiDAR Digital Elevation Model data to map Lake Agassiz beaches, measure their isostatically-induced gradients, and estimate their ages: Quaternary International, v. 260, p. 32-42.

Zagorevski, A., and Van Staal, C., 2011, The record of Ordovician arc–arc and arc–continent collisions in the Canadian Appalachians during the closure of Iapetus, Arc-Continent Collision, Springer, p. 341-371.

Zámolyi, A., Székely, B., Draganits, E., and Timár, G., 2010, Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain: Geomorphology, v. 122, p. 231-243.

Zavala, C., Arcuri, M., and Di Meglio, M., 2010, A Genetic Facies Tract for the Analysis of Sustained Hyperpycnal Flow Deposits, *in* Slatt, R.M., and Zavala, C., eds., Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system, AAPG Studies in Geology, p. 1-21.

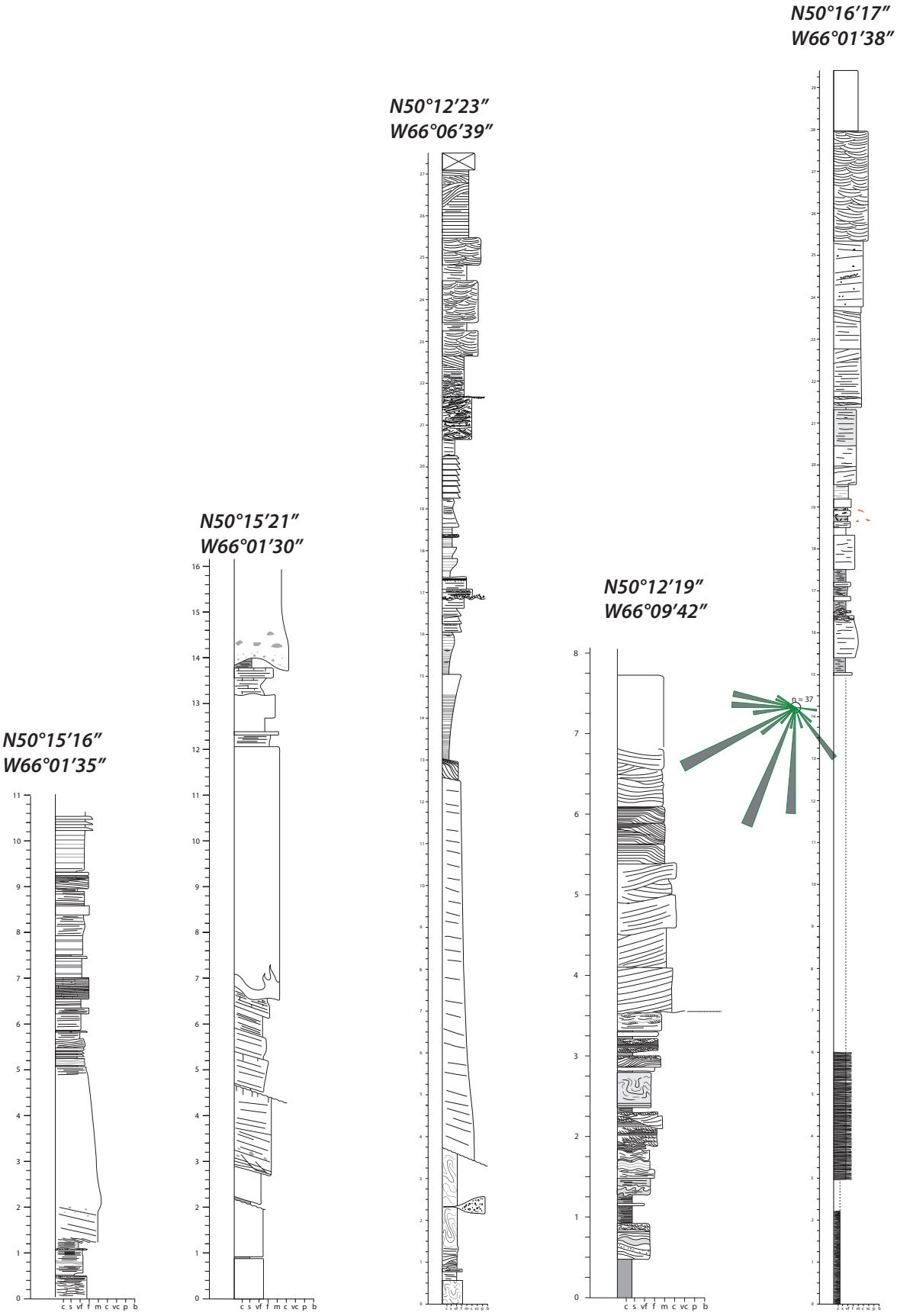
Zecchin, M., 2007, The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors: Earth-Science Reviews, v. 84, p. 21-55.

Zecchin, M., and Catuneanu, O., 2013, High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces: Marine and Petroleum Geology, v. 39, p. 1-25.

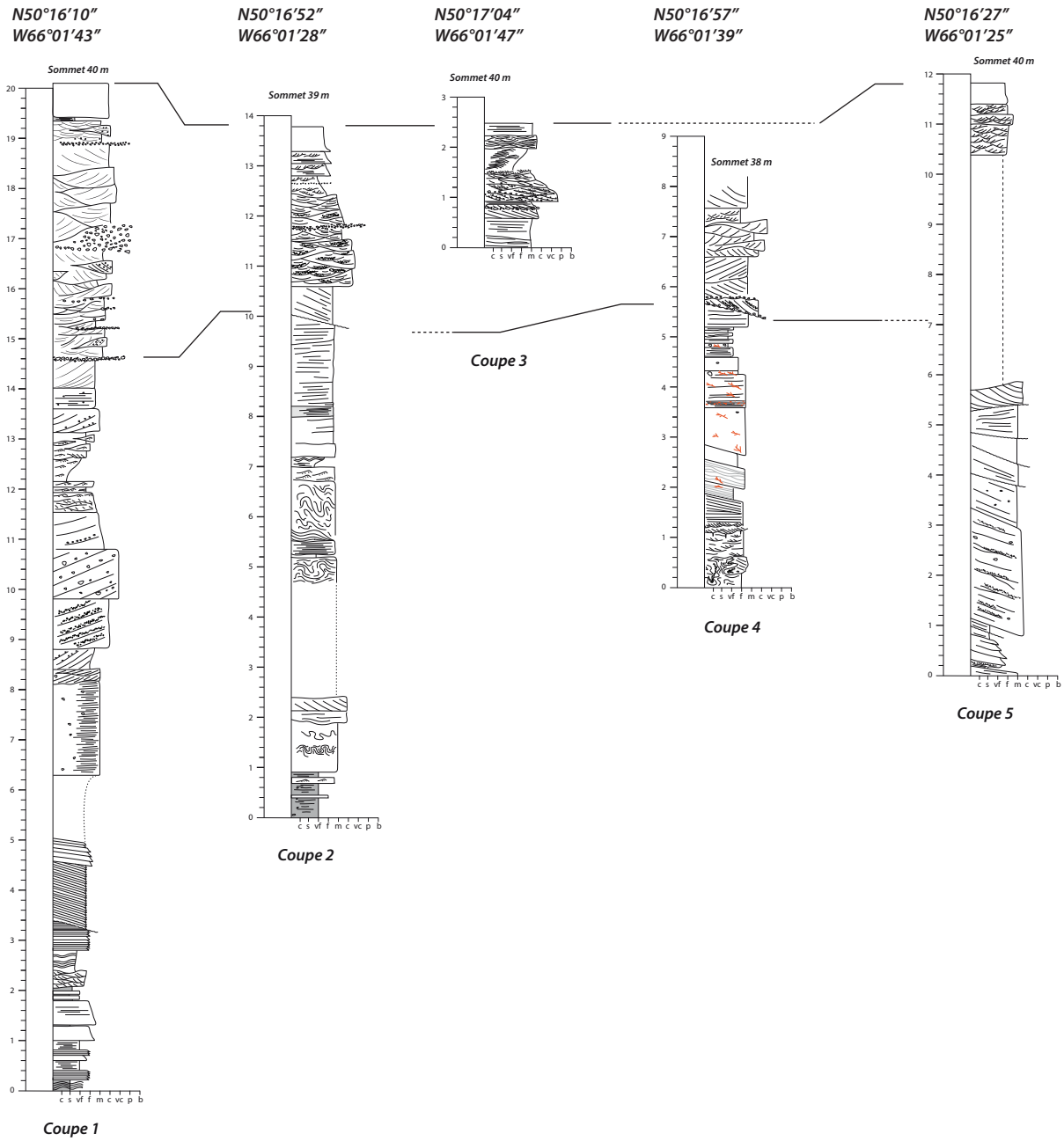
Zecchin, M., Catuneanu, O., and Rebesco, M., 2015, High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves IV: high-latitude settings: Marine and Petroleum Geology.

Zhong, G., Cartigny, M.J.B., Kuang, Z., and Wang, L., 2015, Cyclic steps along the South Taiwan Shoal and West Penghu submarine canyons on the northeastern continental slope of the South China Sea: Geological Society of America Bulletin.

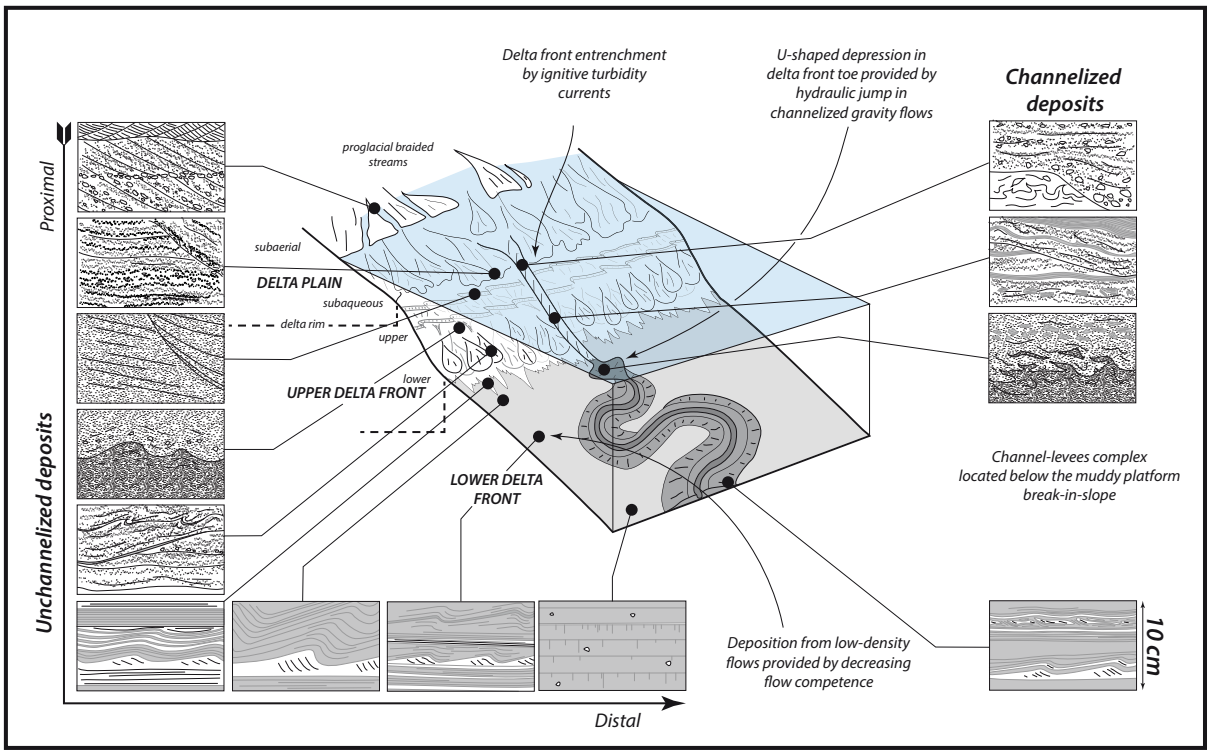
ANNEXES



Annexe 1: *Coupes sédimentologiques additionnelles du complexe deltaïque de Sept-Îles (Chap. II)*



Annexe 1 : *Suite*

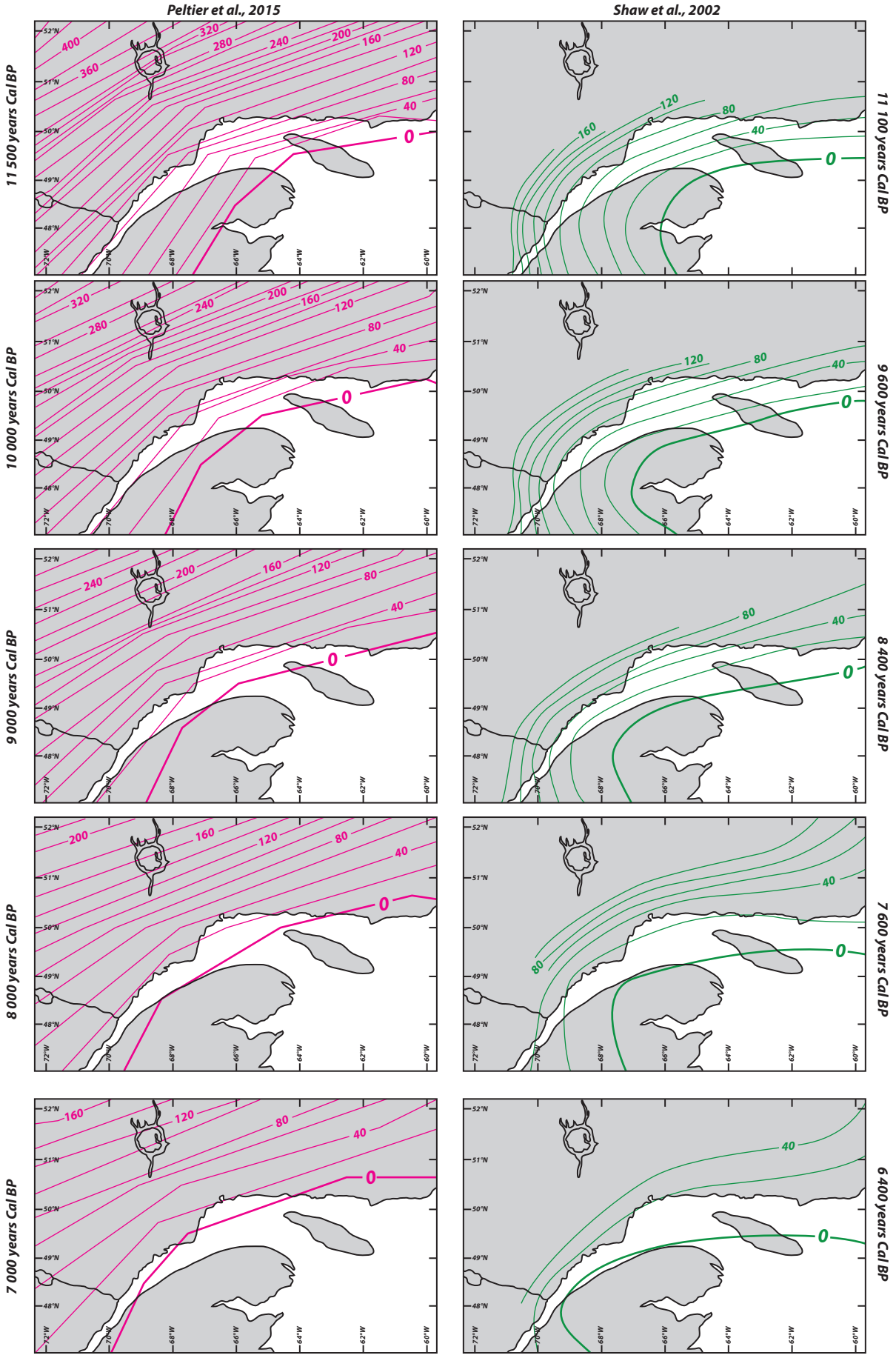


Annexe 2: *Modèle de dépôts du delta proglaciaire de Portneuf-Forestville*

Annexe 3: *Photographies panoramiques (GigaPan) des falaises côtières formées de sédiments deltaïques. Portneuf-Forestville et St. Jean.*

Annexe 4: *Planche photographique illustrant les structures du socle grenvillien dans la région de Portneuf-Forestville. (A) Rocher profilé (moutonné) montrant des stries et cannelures glaciaires. Le sens d'écoulement de la glace se faisait du lecteur vers l'arrière de la photographie, c'est-à-dire vers l'axe de l'Estuaire du St. Laurent ; (B) Broutures ; (C) Seuil de socle sur le tracé de la rivière Sault-au-Cochon. Noter au premier plan la présence de formes d'érosions dans le socle imitant le motif de rides sédimentaires ; (D) Marmite de géant (pothole) circulaire de plusieurs mètres de profondeur et d'un mètre de diamètre, vraisemblablement résultant de l'écoulement sous-glaciaire des eaux de fonte sous pression. Seuil de socle sur le tracé de la rivière Sault-au-Cochon ; (E) Roche striée et moutonnée sur le rivage de l'Estuaire du St. Laurent. (F) Vallée structurale de la rivière Sault-au-Cochon montrant des flancs rocheux abrupts à sub-verticaux (à l'arrière-plan) de plusieurs dizaines à centaines de mètres de haut, ici 210 m. Le fond de la vallée structurale dans lequel coule aujourd'hui la rivière se trouve sous la limite marine (hauteur maximale atteinte par la mer postglaciaire de Goldthwait) et formait donc un fjord lors de la déglaciation.*

Annexe 5: *Comparaison entre les courbes d'isobases dérivées du modèle numérique de Peltier et al. (2015) et les courbes de Shaw et al. (2002), basées sur des évidences sédimentologiques*


Peltier et al., 2015
Shaw et al., 2002
11 500 years Cal BP
11 100 years Cal BP
10 000 years Cal BP
9 600 years Cal BP
9 000 years Cal BP
8 400 years Cal BP
8 000 years Cal BP
7 600 years Cal BP
7 000 years Cal BP
6 400 years Cal BP

Geophysical Research Abstracts
Vol. 17, EGU2015-**PREVIEW**, 2015
EGU General Assembly 2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.

Cyclic steps in proglacial delta fronts: New insights from Upper Pleistocene-Holocene successions, St. Lawrence Estuary and Gulf, Québec, Canada

Pierre Dietrich (1), Jean-François Ghienne (1), Alexandre Normandeau (2), and Patrick Lajeunesse (2)

(1) Institut de Physique du Globe de Strasbourg UMR 7516, CNRS/Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, FRANCE (pdietrich@unistra.fr), (2) Département de Géographie, Université Laval, 2405 Rue de la Terrasse, Québec G1V 0A6, Québec, CANADA

Proglacial delta fronts in both present-day systems and in the sedimentary record frequently include sand-sized, upstream-migrating bedforms. Although several studies have recently monitored their sediment dynamics, their formative processes are still matter to debate. Here we report on two Pleistocene-Holocene proglacial deltaic successions located on the North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf, Québec, Canada. Owing to a well-constrained pattern of glacio-isostatic rebound, these now-emerged successions are characterized by accurate palaeo-bathymetric reconstructions. In our case study, we describe backstepping (upstream-migrating) cross strata lying on delta foresets at shallow bathymetries ranging from 10 m to deeper part, reaching in places 50 m.

Cross strata, interpreted as being deposited by Froude-supercritical cyclic steps, are characterized by steep mean dips (up to 13°) and short-wavelength (10-20 m) undulations. They form backstepping assemblages of massive to faintly laminated sand bounded on either side by downslope-dipping erosive surfaces on which strata onlap and are truncated upslope and downslope respectively. Graded sand beds, sheared flamed mud layers, matrix- to clasts-supported pebbles or sand intraclasts occasionally occur.

In a first case study located in the St. Lawrence Estuary (Portneuf), cyclic steps are borne by gently-sloped (2-3°) foresets deposits at depositional depth less than 50 m. Related sand includes graded beds, thin (5-10 mm) muddy interbeds and terrestrial organic debris. In a second delta located in the Gulf of St. Lawrence (Moisie River), backstepping, faintly laminated gravelly sand beds are directly overlain by pebbly topsets constituted by the subaqueous termination of a sandur. They are in addition either sharply truncated or are passing gradually downslope to regular, steep-sloped gilbert-like delta foresets. Scour infills with backsets are commonly associated with these strata that were deposited at very shallow bathymetries (10 m) as inferred from the stratigraphic architecture.

These features suggest that river outflow directly derived from proglacial distributary channel(s) on the delta plain is responsible for the genesis of cyclic steps on delta foresets. The outflow maintained its inherited supercritical state without experiencing a hydraulic jump while entering the sea. This scenario is an alternative to depositional models linking cyclic steps generation and mass-wasting processes related to mouth bars oversteepening. We argue that either meltwater outburst flows issuing from a nearby ice-margin or spring low tide condition, or a combination of both, can produce adequate flow conditions, in terms of water and sediment discharge, for creating supercritical flow and related depositional structures in delta front settings.

Geophysical Research Abstracts
Vol. 17, EGU2015-**PREVIEW**, 2015
EGU General Assembly 2015
© Author(s) 2015. CC Attribution 3.0 License.

Stratigraphic architecture and morphostructures of a recent glacio-isostatically forced-regressive delta: implications in terms of proglacial fluvial dynamics, North Shore of the St-Lawrence Estuary, Québec, Canada

Pierre Dietrich (1), Jean-François Ghienne (1), Mathieu Schuster (1), Patrick Lajeunesse (2), Rémy Deschamps (3), Alexis Nutz (1), Claude Roquin (1), and Philippe Duringer (1)

(1) Institut de Physique du Globe de Strasbourg UMR 7516, CNRS/Université de Strasbourg, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, FRANCE (pdietrich@unistra.fr), (2) Département de Géographie, Université Laval, 2405 Rue de la Terrasse, Québec G1V 0A6, Québec, CANADA, (3) IFP-EN, 1-4 Av. de Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison Cedex, FRANCE

Proglacial deltaic systems provide information about ice margins evolution, related glacio-isostatic rebound and proglacial fluvial dynamic during ice-sheet retreat. Here, we document a case study based on the North Shore of the St-Lawrence Estuary, Québec, Canada, recording the recession of the Laurentide Ice Sheet after the Last Glacial Maximum (Upper Wisconsinian-Holocene). The entire deltaic succession is exposed throughout coastal cliffs and river-cut terraces. Field investigations involve sedimentary logs, 14C dating and the characterization of morphosedimentary structures in the hinterlands.

The delta initiates around 11 kyr Cal BP during an ice-front stabilization. Marine invasion on isostatically flexured lowlands led to the development of the Goldthwait Sea that reached a marine limit at the present-day 140 m elevation. At this time, ice contact and glaciomarine sediments were emplaced at the mouth of the major structural valleys. The subsequent glacial retreat farther inland turned the structural valleys into fjords into which deltas develop. The rapid fulfilling of these depocenters by glaciogenic sediments led to the emergence and coalescence of the deltas on the open sea. Lower delta front deposits are made up of mud while sand-sized, turbiditic deposits including facies related to supercritical flows (chutes, cyclic steps) prevail in the upper reaches. The delta plain is composed of gravelly facies deposited by braided streams. The progradation of the proglacial deltaic complex was about 10 km (thickness > 100 m) in only 1000 years in the open coast setting while the sea-level fall due to the glacio-isostatic rebound was up to 10 cm/yrs. This system remains active until the melting of the ice margins out of the catchment area at 10 kyr Cal BP. Sedimentary suites associated with the later paraglacial evolution comprise nearshore sand wedge (spit platform) and foreshore complexes.

Throughout the entire proglacial deltaic development, no major fluvial incision occurred in spite of significant rates of sea-level fall (50m/1000 yrs). This owes to a fluvial equilibrium profile steeper than the descending regressive shoreline trajectory mainly due to an important glaciogenic sediment supply. Alternatively, fluvial entrenchment actively arose as soon as the ice margins retreated out of the catchment area in a context enduring lesser rates of sea-level fall. Fluvial entrenchment processes are explored, including buffer/buttress incision processes and the key role of bedrock thresholds, rate of sea level-fall and the drawdown of the glaciogenic/paraglacial sediment supply.

Sedimentological evolution & stratigraphical architecture of a glacio-isostatic induced forced regressive delta development beyond a retreating ice-margin: the example of the Portneuf-Forestville delta, North Shore of the St-Lawrence estuary, Quebec, Canada.

Dietrich P., Ghienne J.F., Schuster M., Deschamps R., Lajeunesse P., Nutz A., Roquin C., Duringer P.

The North Shore of the St-Lawrence estuary is characterized by numerous protruding deltas whose progradation was initiated at the time of Laurentide Ice Sheet (LIS) retreating during the Wisconsinian. These deltas, fed in sediment & meltwater by the retreating and melting LIS, have developed in a context of Relative Sea-Level (RSL) fall due to glacio-isostatic uplift despite a global eustatic rise. This rebound is responsible of emersion of deltaic progradational sequences deposited at the time of post-glacial marine invasion (following ice-retreat) by the Goldthwait Sea and during subsequent RSL-fall: the marine limit (maximal altitude where marine sediment are found) lies at 140 m.a.s.l. while deep deltaic counterpart are themselves emerged.

The Portneuf peninsula, located 250 km North-East from Quebec City displays an active (retreating) & uninterrupted coastal cliff reaching 85 m high on more than 7 km long that deeply dissects deltaic members. This cliff allows detailed architectural, sedimentological and sequential studies of an Upper Pleistocene to Holocene deltaic complex built in forced-regressive and proglacial context. The study mixes “classical” sedimentological logs (on coastal cliff and outcropping river banks), geomorphology (DEM, aerial photography) and 14C dating on shells debris and peat.

The Portneuf-Forestville delta building begins with stabilization of retreating ice-margin on Canadian Shield (topographic highs) and related post-glacial sea invasion (11.5 ka Cal BP). Two major structural valleys drain subglacial flow and allow development of morainic complex (dynamic outwash fan made by turbiditic sand lobe and channel-levees) at valleys mouth that rapidly emerges (outwash plain dominated by fluvioglacial processes with scattered ice wedge) and thus separates open-sea from ice-margin. Laterally, glaciomarine mud with huge amount of IRD (Ice Rafted Debris) reflect the meltwater plume entering the sea associated with iceberg calving. The subsequent ice retreat and marine invasion far inland lead to a fjord environment in the Portneuf valley while the Forestville one is dammed by the now-abandoned outwash fan. Proglacial streams (sandar) that carried huge amount of glaciogenic sediment and meltwater fed both a fjord-head & moraine-dammed lacustrine deltas. The fast progradation of these two systems allows filling of the entire accommodation space: they outstrip beyond the valleys, protrude the St-Lawrence estuary and being coalescent. These proglacial deltas (which then merge into one) display a well-defined tripartite architecture composed of delta plain (braided streams, sandar), delta front (mouth lobe deposited in normal sedimentation and muddy channel-levees, turbiditic sand lobes, debrites & slump during glacier outburst) and bottomsets (mainly deposited by settling from a buoyant meltwater plume but also by small-scale sandy turbidites and current ripples with possible tidal influence). The proglacial deltaic progradation on the estuary has made nearly 10 km only in 1000 years while mean RSL-fall rate reaches, at this time, 5-10 cm/y. This proglacial dynamic is still active until the drawdown of the retreating ice-margin out of the Portneuf & Forestville Rivers watersheds, around 10.5 ka Cal BP.

Présentation orale, congrès *ASF*, Chambéry, 2015

La dynamique fluviatile comme marqueur de l'évolution sédimentaire d'une séquence de déglaciation (Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, Québec, Canada)

DIETRICH Pierre, GHIENNE Jean-François & SCHUSTER Mathieu

Les deltas de la Côte Nord du St. Laurent se sont mis en place lors de la dernière déglaciation en contexte de chute du niveau marin relatif, aux alentours de la transition Pléistocène – Holocène. Ils montrent une histoire complexe d'évolution sédimentaire, intimement liée au retrait des marges glaciaires de l'inlandsis laurentidien. La dynamique fluviale en amont, dont l'influence sur l'édification des deltas fut majeure, est investiguée ici par une analyse géométrique des morpho-structures sédimentaires (photos aériennes et images satellites) et des datations radiocarbone.

Lors de la déglaciation de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent, le retrait glaciaire initial s'accompagne d'une invasion par les mers postglaciaires (Goldthwait, Laflamme et Champlain) des terres glacio-isostatiquement flexurées. Ceci conduit à un niveau marin relatif haut, atteignant 140 m au-dessus du niveau actuel. Dans un tel contexte, les sédiments glaciogéniques, issus des marges glaciaires, ont transités via des systèmes fluviatiles en tresse alimentant les complexes deltaïques. Ces ensembles fluvio-deltaïques, initialement confinés dans des vallées structurales, ont débouché dans un deuxième temps sur la plate-forme ouverte du St. Laurent. Malgré un contexte de régression forcée glacio-isostatique à fort taux de chute, le système fluviatile proglaciaire était à cette date non érosif, voire même localement aggradant. Une telle évolution résultait d'apports sédimentaires très importants forçant une importante accrétion deltaïque et une trajectoire de ligne de rivage peu pentée, dont l'angle était inférieur aux profils longitudinaux d'équilibre des rivières en tresse.

Dans un troisième temps, à partir de la sortie des marges glaciaires des bassins versants, le système fluviatile a rapidement évolué. La signature morphologique montre qu'après cette date, les rivières étaient méandriformes et progressivement incisées dans les anciens dépôts deltaïques. Des corps sédimentaires fluvio-tidaux, mis en place lors des premiers stades d'une telle dynamique, marquent la transition entre les systèmes fluviaux en tresse et méandriforme. Les méandres aujourd'hui abandonnés sont étagés dans les corps deltaïques, depuis des altitudes de près de 100 m jusqu'au niveau marin actuel. Ceci démontre une dynamique principalement érosive, en contexte de chute de niveau marin relatif, dont les taux étaient pourtant moindre que lors de la déglaciation. Ce phénomène est mis en relation avec une réduction drastique des apports sédimentaires. Actuellement, les systèmes fluviatiles de la Côte Nord de l'Estuaire du St. Laurent sont toujours méandriformes avec un niveau marin relatif en voie de stabilisation entrainant un retrait localement marqué des lignes de côtes.

Les modalités de l'aggradation fluviatile proglaciaire, les interactions entre systèmes méandriformes et pointements de socle formant des seuils sur le tracé des rivières, ou encore les relations avec les processus littoraux et marins (recul de la ligne de côte et captures de méandres) seront explorées.

Des moraines sous-marines au complexe deltaïque en régression forcée: la séquence de déglaciation de Sept-Îles (Golfe du St. Laurent, Québec)

DIETRICH Pierre, GHIENNE Jean-François, LAJEUNESSE Patrick & NORMANDEAU Alexandre

La Côte Nord du Golfe du St. Laurent est caractérisée par une série de complexes deltaïques soulevés, mis en place lors de la dernière déglaciation à partir de 11-13 ka Cal BP. L'étude sédimentaire et morphostructurale (Modèle Numérique de Terrain et bathymétrie) du complexe deltaïque de Sept-Îles (Côte Nord du St. Laurent) révèle la présence de plusieurs moraines sous-marines marquant des lignes d'ancrage successives. La plus ancienne, située dans le golfe actuel à des profondeurs de 100-150 m, marque une stabilisation précoce de la glace à l'approche du bouclier canadien. Un complexe juxtaglaciaire plus récent est situé à terre, à 140 m d'altitude, sur les contreforts du socle igné. Il constitue un cône d'épandage de type Gilbert delta (topsets & foresets), à l'accrétion duquel ont participé des courants transcritiques issus d'une plaine fluvio-tidale proglaciaire. Ce cône d'épandage, qui marque la dernière stabilisation glaciaire sur la zone avant le retrait définitif, s'aligne sur la limite marine (altitude maximale atteinte par la mer postglaciaire dans le secteur). La dynamique sédimentaire se poursuit ensuite avec la formation de deux lobes deltaïques étagés de 70 à 35 m au-dessus du niveau actuel de la mer dans le Golfe ; le plus ancien se trouvant le plus haut topographiquement. Ces deux lobes se composent de sédiments glaciogéniques issus de la marge glaciaire en retrait rapide à l'intérieur des terres. Ayant transités par la vallée structurale, ils se déposent à son embouchure. Enfin, plus récemment, des plages soulevées et des paléo-falaises côtières, étagées depuis 35 m d'altitude jusqu'au niveau actuel, reflète une dynamique sédimentaire très proche de celle du système littoral actuel. Ce dernier, sous forme d'une plate-forme sédimentaire en domaine de shoreface, alimente des chenaux et lobes turbiditiques progradant sur les anciennes moraines. Ce système sédimentaire est alimenté par le remaniement des dépôts deltaïques par les processus littoraux dominés-vague.

Cette étude montre que durant les premiers stades de la déglaciation, les moraines sous-marines forment différents corps s'étageant les uns par rapport aux autres, de plus en plus jeune vers l'amont du système. La dernière moraine, associée au cône d'épandage, marque le passage d'un front glaciomarin à un front continental. Par la suite, la sédimentation fluvio-deltaïque proglaciaire permet la mise en place de lobes deltaïques cette fois étagés successivement du haut vers le bas. Cette dichotomie dans le motif d'empilement montre l'influence prédominante de la marge glaciomarine sur la mise en place des sédiments lors de la déglaciation précoce. Le passage à un front continental laisse ensuite le niveau marin relatif contrôler l'étagement des corps sédimentaires deltaïques en régression forcée ; la dynamique littorale (accrétion ou incision) l'emportant sur la dynamique fluviale dès la sortie des marges glaciaires hors du bassin versant.

Projet ANR SeqStrat-Ice

Présentation poster, congrès *ASF*, Paris, 2013

LE DELTA HOLOCENE DE PORTNEUF (CÔTE NORD DU ST-LAURENT, QUEBEC) : ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE D'UN SYSTEME EN REGRESSION FORCEE PAR LE REBOND GLACIO-ISOSTATIQUE.

DIETRICH Pierre, GHIENNE Jean-François, SCHUSTER Mathieu, NUTZ Alexis, ROQUIN Claude & DURINGER Philippe

La Côte Nord de l'estuaire moyen du St-Laurent est caractérisée par des deltas dont la progradation, initiée dès le retrait de l'inlandsis laurentien (Wisconsinien), s'effectue dans un contexte de régression forcée glacio-isostatique. Les effets de ce rebond glacio-isostatique, réponse lithosphérique au retrait de l'inlandsis, sont partiellement atténués par la montée glacio-eustatique. Ce rebond est cependant à l'origine de la surrection des séquences de progradation (prodelta/front de delta/littoral) ; la limite marine (invasion de la mer au moment du retrait glaciaire) se trouve aujourd'hui à des altitudes proches de 140 mètres.

Dans la péninsule de Portneuf, située à 250 km au Nord-Est de la ville de Québec, une falaise côtière atteignant 85 m de hauteur et un développement de plus de 7 km permet l'étude sédimentologique, architecturale et séquentielle d'une succession deltaïque d'âge Pléistocène terminal à Holocène, mise en place dans ce contexte de régression forcée. Les données combinent coupes de terrain (falaise côtière, berges fluviales), géomorphologie (MNT, photographies aériennes) et datations 14C (coquilles, tourbes).

L'édification du delta de la rivière Portneuf débute avec la déglaciation et l'invasion marine sur flexure glacio-isostatique (12,7 ka BP Cal). A ce stade se déposent des argiles glaciomarines (laminites, galets lâchés). Les taux de surrection atteignent alors plusieurs cm/an. Le retrait des fronts glaciaires dans un contexte d'apports sédimentaires importants permet ensuite l'édification d'un delta fluvio-glaciaire au front d'un sandur (turbidites sableuses, débrites, chenaux-levées argileux). Ce système reste actif jusqu'à ce que l'inlandsis se retire hors du bassin versant de la rivière Portneuf, entrainant la diminution drastique des apports. Le remaniement par les vagues du stock sédimentaire en place entraine la formation généralisée de cordons littoraux (sables et galets d'avant-plage et sable d'arrière-plage). La rivière s'encaisse progressivement sous la forme de méandres, focalisant l'écoulement fluviatile. La progradation du système combine maintenant quelques dépôts d'embouchure (sables à rides, influence tidale) et la construction d'un important complexe de flèches littorales (clinoformes sableux à mégarides, avalanches). Celui-ci est alimenté par l'érosion littorale dans l'estuaire du St-Laurent qui recycle les dépôts de l'ancien delta fluvio-glaciaire. Le rebond isostatique étant toujours actif, les méandres fluviatiles et cordons littoraux successivement abandonnés s'étagent de 90 m d'altitude au niveau marin actuel.

Le rebond glacio-isostatique n'est aujourd'hui plus actif. Les faibles apports sédimentaires ne permettent plus l'accrétion sédimentaire à l'embouchure de la rivière Portneuf. Une rétrogradation générale de la ligne de rivage est ainsi observée, celle-là même qui est à l'origine de la falaise côtière de Portneuf.

ENREGISTREMENT GLACIAIRE A LA MARGE DE L'INLANDSIS HIRNANTIEN (ORDOVICIEN SUPERIEUR) DANS L'ANTI-ATLAS CENTRAL

DIETRICH Pierre & GHIENNE Jean-François

La marge de l'inlandsis hirnantien a atteint les zones les plus distales de la plate-forme continentale nord-gondwanienne (Méséta marocaine, Ibérie). A l'amont, à quelques centaines de kilomètres plus au sud, l'Anti-Atlas représente un domaine intermédiaire entre ce domaine périphérique et les centres de glaciation (bassin de Taoudéni, pourtour du Hoggar). La sédimentation y était contrôlée soit simplement par glacio-eustatisme lors de phases glaciaires mineures, soit par l'action directe de la glace lors des phases d'englacement maximum. La signature d'un éventuel rebond isostatique post-glaciaire est discutée.

L'enregistrement hirnantien (groupe du 2nd Bani) a été étudié à l'affleurement dans l'Anti-Atlas central autour de Tazzarine. Ce secteur représente un domaine interfluve relativement aux systèmes de vallées-tunnel adjacents. Les érosions glaciaires y ont été minimales, préservant une succession hirnantienne anté-glaciaire quasi-complète (Fm. inférieure du 2nd Bani) terminant avec des faciès de platier tidal. La sédimentation glaciaire (Formation supérieure du 2nd Bani) comprend 3 unités glaciaires. L'unité 1 débute par un complexe sous-glaciaire (tillites et tilloïdes, chenaux tunnels, fluvioglaciaire de haute énergie, planchers glaciaires) surmonté d'une progradation glaciomarine/front de delta/fluvioglaciaire. L'unité 2 repose sur une surface glaciaire tronquant en partie l'unité 1. Cette surface est remaniée en domaine sous-marin (courant de fond ?) puis scellée par des faciès argileux d'offshore localement à influence glaciomarine, surmontés avec un contact abrupt ou en rapide transition par des faciès gréseux (turbidites sableuses et/ou plaine deltaïque sous-aquatique ?). L'unité 2 est impliquée dans une déformation glacio-tectonique en plis et chevauchements marquant la position du front glaciaire lors d'une troisième phase d'avancée glaciaire. Cette déformation est scellée par l'unité 3 constituée de grès deltaïques à fluviatiles montrant dans leur partie supérieure des structures périglaciaires (lithalsas).

Cette archive, qui commence par enregistrer le maximum glaciaire régional (base de l'unité 1), représente dans sa globalité une séquence de déglaciation, le complexe glacio-tectonique marquant seulement l'ultime ré-avancée glaciaire dans cette zone. La présence de faciès d'offshore (unité 2) à un niveau stratigraphique caractérisé par les faciès intertidaux préglaciaires reflète une flexure glacio-isostatique, ce que vient confirmer le contact abrupt avec les faciès deltaïques sus-jacents suggérant quant à lui un rebond postglaciaire. La situation paléogéographique de l'Anti-Atlas central, comparable à la plate-forme de Terre Neuve au Dernier Maximum Glaciaire, laisse penser que la transgression glacio-eustatique dans ce secteur a du l'emporter sur la dynamique de surrection. Elle est probablement à l'origine de l'aggradation de l'unité 3 qui intervient dans un contexte proglaciaire. La ré-avancée limitée de l'inlandsis n'a pas eu de conséquence notable sur le glacio-eustatisme mais est responsable d'un flux sédimentaire encore important. L'ennoiement de la plate-forme sera plus tardif et peu affecté par les effets de la glacio-isostasie.

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre

Pierre DIETRICH

Faciès, architectures stratigraphiques et dynamiques sédimentaires en contexte de régression forcée glacio-isostatique

la réponse pro- à paraglaciaire des complexes deltaïques de la Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du Saint-Laurent (Québec, Canada)

Résumé : La Côte Nord de l'Estuaire et du Golfe du St. Laurent (Québec, Canada) est caractérisée par une série de complexes deltaïques mis en place en contexte de chute de Niveau Marin Relatif (NMR) forcée par le rebond glacio-isostatique, lors du retrait des marges de l'Inlandsis Laurentidien.
L'étude de trois complexes deltaïques montre qu'un motif d'évolution morphostratigraphique contrôlé par le retrait des marges glaciaires prévalait au premier ordre. Le premier stade de sédimentation se caractérise par la mise en place de cônes d'épandage juxtaglaciaires sous-aquatiques. Leur localisation au front de la marge glaciaire fait que la répartition spatiale des corps sédimentaires montre localement un empilement en rétrogradation. Dès l'émergence d'un front glaciaire continental, des deltas proglaciaires se développent en contexte de chute de NMR, formant des lobes dont l'altitude décroît vers le bassin. Ces derniers sont initialement associés à un système fluviatile en tresse alimenté en sédiments glaciogéniques par les marges glaciaires en retrait. Malgré des taux de chute de NMR de plusieurs cm/an, aucune incision fluviatile n'est observée à ce stade et la dynamique de transfert est prédominante du fait des forts taux d'apports sédimentaires. Plus tard, à la suite du retrait des marges glaciaires hors des bassins versants, le remaniement paraglaciaire se développe du fait de la réduction drastique des apports en eaux et sédiments. Le système fluviatile, devenu méandriforme, s'encaisse dans les anciens dépôts deltaïques maintenant inactifs et les bordures de deltas sont remaniées par les processus littoraux (plages soulevées, terrasses marines). Cette étude révèle que la majorité du volume de ces complexes deltaïques (10-20 km^3) est mis en place en quelques milliers d'années seulement, immédiatement après la déglaciation ; le remaniement paraglaciaire n'ayant contribué à l'accrétion deltaïque que très marginalement. La modélisation numérique (*Dionisos)* valide les différents forçages identifiés par l'analyse morphosédimentaire.
Une synthèse des complexes deltaïques à l'échelle de toute la Côte Nord du St. Laurent a permis de catégoriser 21 complexes deltaïques en 4 scénarios d'évolution morphosédimentaire, directement liés à la dynamique de retrait de la marge glaciaire. Leur décryptage offre une clef de lecture originale pour l'historique du retrait des marges glaciaires de l'Inlandsis Laurentidien sur la période 12-7.5 ka cal BP.

Mots-clés : déglaciation, delta, épandage juxtaglaciaire, plages soulevées, rebond glacio-isostatique, cortège de régression forcée, Côte Nord du St. Laurent, Inlandsis Laurentidien

Abstract: The North Shore of the St. Lawrence Estuary and Gulf is characterized by the presence of deltaic complexes that were emplaced under falling Relative Sea Level (RSL) forced by the glacio-isostatic rebound, immediately after the retreat of the Laurentide Ice Sheet (LIS) margin.
The study of three deltaic complexes reveals that a common morphostratigraphic evolution forced by the retreat of the LIS prevailed for the edification of these structures, reflecting the retreat of the LIS margin. The emplacement of subaqueous outwash fans beyond the retreating or stillstanding glaciomarine margin constitutes the first stage of this evolution. As tied to the ice-margin position, these fans are characterized in places by a backstepping stacking pattern, in spite of the forced regressive setting. From the emergence of a continental ice front, the proglacial deltaic system develops and forms lobes staged accordingly to the RSL fall. These deltaic systems actively prograde at that time because they are fed in glaciogenics by the retreating LIS margin through braided meltwater streams. In spite of the RSL fall reaching several centimeters per years, no fluvial entrenchment occurs mainly owing to the significant amount of sediment supply. Later, when the LIS margin retreats from the drainage basins of feeding rivers, fluvial systems experience a drastic drop in sediment supply that forced the interruption of the deltaic progradation and the onset of paraglacial reworking. The paraglacial reworking consists in the entrenchment of a meandering fluvial system within former deltaic deposits and shows the prevalence of shallow-marine processes (waves, tides) at the delta rim (raised beaches, marine terraces). This study reveals that the bulk of the deltaic volume (*c.a.* 10-20 km^3) for each complex was emplaced in only a few thousands of years following the LIS margin retreat when the latter was still located in the drainage basin. The paraglacial reworking had a minor influence on the deltaic accretion. A forward stratigraphic model (*Dionisos*) is used to validate the variety of forcing as understood from the sedimentary analysis.
A synthesis including 21 deltaic complexes of the St. Lawrence North Shore allowed the establishment of a fourfold categorization. This scheme of deltaic evolution was used in order to refine the position of the LIS margin retreating upland for a period ranging from 12 to 7.5 ka cal BP.

Keywords: deglaciation, delta, outwash fan, raised beaches, glacio-isostatic rebound, Falling-Stage System Tract, St. Lawrence North Shore, Laurentide Ice Sheet