



**HAL**  
open science

# Débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent sur la bordure nord du moyen estuaire pendant le Bølling-Allerød et réponse de la marge de l'Inlandsis laurentidien à la Période froide intra-Allerød au sud du Québec, Canada

Serge Occhietti, Najat Bhiry, Jean-Marie Dubois, Étienne Govare, Pierre J H Richard, Francine Robert

## ► To cite this version:

Serge Occhietti, Najat Bhiry, Jean-Marie Dubois, Étienne Govare, Pierre J H Richard, et al.. Débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent sur la bordure nord du moyen estuaire pendant le Bølling-Allerød et réponse de la marge de l'Inlandsis laurentidien à la Période froide intra-Allerød au sud du Québec, Canada. Quaternaire, 2022. hal-03787062

**HAL Id: hal-03787062**

**<https://hal.science/hal-03787062>**

Submitted on 23 Sep 2022

**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.

Copyright

# DÉBORDEMENT DU COURANT GLACIAIRE DU SAINT-LAURENT SUR LA BORDURE NORD DU MOYEN ESTUAIRE PENDANT LE BØLLING-ALLERØD ET RÉPONSE DE LA MARGE DE L'INLANDSIS LAURENTIDIEN À LA PÉRIODE FROIDE INTRA-ALLERØD AU SUD DU QUÉBEC, CANADA

Serge OCCHIETTI<sup>1</sup>, Najat BHIRY<sup>2</sup>, Jean-Marie DUBOIS<sup>3</sup>, Étienne GOVARE<sup>4</sup>, Pierre J.H. RICHARD<sup>5</sup> & Francine ROBERT<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Département de géographie, UQAM, CP8888 Centre-ville, Montréal QC, H3C 3P8 Canada. *Emails:* [serge.occhietti@gmail.com](mailto:serge.occhietti@gmail.com) ; [moradin99@gmail.com](mailto:moradin99@gmail.com)

<sup>2</sup> Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, QC, G1V 0A6, Canada. *Email:* [Najat.bhiry@cen.ulaval.ca](mailto:Najat.bhiry@cen.ulaval.ca)

<sup>3</sup> Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, QC, J1K 2R1 Canada. *Email:* [jean-marie.dubois@USherbrooke.ca](mailto:jean-marie.dubois@USherbrooke.ca)

<sup>4</sup> 115, rang St François - Saint-Urbain-de-Charlevoix, QC, G0A 4K0 Canada. *Email:* [e.govare@gmail.com](mailto:e.govare@gmail.com)

<sup>5</sup> Département de géographie, Université de Montréal, Complexe des sciences, Montréal, QC, H2V 0B3, Canada. *Email:* [pierre.richard@umontreal.ca](mailto:pierre.richard@umontreal.ca)

## RÉSUMÉ

La région de l'estuaire moyen et supérieur du Saint-Laurent comprend les reliefs des Laurentides au nord, et le piémont et les hautes terres des Appalaches au sud. En synthétisant la littérature, la dynamique glaciaire dans cette région résulte des facteurs suivants, dans le contexte de réchauffement climatique : 1) la position changeante d'un centre de dispersion des glaces du dôme du Québec-Labrador ; 2) le retrait vers l'amont d'une baie de vêlage, du golfe du Saint-Laurent vers l'estuaire moyen, à l'origine de l'extension rapide vers l'intérieur du continent du Courant glaciaire du Saint-Laurent (CGStL) de l'Inlandsis laurentidien (LIS); 3) la séparation progressive des glaces des Appalaches du LIS ; et 4) un contrôle topographique croissant lié à l'amincissement des glaces. Pendant le Dernier Maximum Glaciaire ou peu après, la glace de l'Inlandsis laurentidien s'est écoulée sur la région vers le sud-est indépendamment de la topographie structurale. Ensuite, en tenant compte des nouvelles données, le CGStL a atteint la partie inférieure de l'estuaire moyen en tant que tête de convergence du courant glaciaire remontant vers l'intérieur des terres. Cette déviation de l'écoulement de la glace a accéléré l'ablation régionale des deux côtés de l'estuaire pendant l'optimum du Bølling. Un amincissement généralisé dans l'estuaire moyen a favorisé l'inversion de l'écoulement vers le nord, à partir de la ligne de partage des glaces des Appalaches. D'après cette étude, cette



inversion a entraîné un flux vers le nord (Débordement sud-nord) sur la marge des Laurentides, jusqu'à plus de 750 à 950 m d'altitude dans le Bassin de Beaupré, probablement entre la fin du Bølling et le début de l'Allerød. La marge nord du moyen estuaire enregistre une séquence détaillée d'écoulements et de retraits glaciaires pendant le Tardiglaciaire. Dans le Bassin de Beaupré, le Débordement sud-nord est suivi d'un amincissement d'au moins 100 m de la glace de débordement (phase plus chaude de l'Allerød). Les moraines du Groupe de Beaupré et la Moraine Savane dans les Laurentides témoignent ensuite d'un ralentissement important du retrait glaciaire. Ces moraines sont attribuées à la Période Froide Intra-Allerød (*Intra-Allerød Cold Period*, IACP) entre environ 13,250 et 13,050 cal ka BP, sur la base de leur position plus ancienne par rapport à 1) la Moraine de Saint-Narcisse du début du Dryas récent, 2) la déglaciation d'un bassin lacustre dont les sédiments basaux sont datés à 12,750 cal ka BP et 3) l'invasion marine locale (Mer de Goldthwait) avant 13-12,9 ± 0,1 cal ka BP. Latéralement à ces moraines, les mégalinéations glaciaires du massif de Montmorency et de la vallée du Gouffre représentent un écoulement glaciaire majeur vers le SSE du dôme du Québec-Labrador. Cet écoulement de l'inlandsis est rapidement suivi d'une réactivation du Courant glaciaire du Saint-Laurent qui a débordé dans les petites vallées et les basses terres de la rive nord de l'estuaire moyen et supérieur, de la région de Québec jusqu'à la vallée de la Malbaie (stries glaciaires et moraines de l'Escarpement et des Éboulements-Sud). L'épisode d'écoulement majeur vers le SSE du LIS a probablement débuté au début de l'IACP. Au moins deux ceintures de moraines (Cherry River-Mégantic et Mont Ham) sont probablement associées à l'IACP au sud du Québec et auraient ainsi une origine climatique.

Ces nouveaux résultats confirment que la séquence des événements glaciaires tardifs dans la région a une durée plus courte que ce qui était proposé dans les modèles antérieurs, et qu'il y a une continuité entre le CGStL précoce dans le Golfe et le CGStL tardif de l'Estuaire moyen. Le ralentissement du retrait glaciaire pendant l'IACP ouvre la possibilité de corrélations à l'échelle de la marge sud-est du LIS.

**Mots-clés :** Courant glaciaire du Saint-Laurent, Bølling-Allerød, IACP, flux glaciaires

## **ABSTRACT**

### **St. Lawrence Ice Stream overflow on the northern edge of the middle Estuary during the Bølling-Allerød and response of the Laurentide Ice Sheet margin to the Intra Allerød Cold Period in southern Québec, Canada**

The middle and upper Estuary regions of the St. Lawrence River include the Laurentian highlands to the north and the Appalachian piedmont and uplands to the south. From a synthesis of the literature, the glacial dynamics of these regions are the result of: 1) the changing position of an ice dispersion centre in the Québec-Labrador Dome; 2) the upstream retreat of a calving bay from the Gulf of St. Lawrence to the middle Estuary at the origin of the rapid inland

extension of the St. Lawrence Ice Stream (StLIS) of the Laurentide Ice Sheet (LIS); 3) the progressive separation of Appalachian ices from the LIS; and 4) an increasing topographic control on ice flows. The LIS ice flowed southeastward over the area independently of structural topography during the Late Glacial Maximum or closely thereafter. From published and original data, the StLIS eventually reached the lower part of the middle estuary as a moving-inland head of ice flow convergence. The ice diversion accelerated the regional-scale ablation on both sides of the estuary likely under the warmer Bølling climate. A generalized thinning in the middle estuary is inferred to cause the northward ice-flow reversal of the Appalachian ice divide to expand into the studied region, consequently initiating the Northward Ice Overflow (NIO) on the Laurentian margin, up to elevations of 750 to 950 m in the Beaupré Basin. This likely took place between the end of the Bølling and the early Allerød.

Based on this study, the northern part of the region records a detailed Late Glacial sequence of ice flows and retreat events. After the initiation of the NIO, the overflow ice in the Beaupré Basin thinned by at least 100 m during part of the Allerød. The Beaupré Group of Moraines and the Savane Moraine in the Laurentians provide evidence of a significant subsequent slowdown in the glacial retreat. These moraines are attributed to the Intra-Allerød Cold Period (IACP) between approximately 13.250 and 13.050 cal ka BP, based on their older age position relative to: 1) the Saint-Narcisse Moraine of early Younger Dryas; 2) the deglaciation of a lake basin whose basal sediments are dated at 12.750 cal ka BP; and 3) the local marine invasion (Goldthwait Sea) prior to 13-12.9 ± 0.1 cal ka BP. Laterally to these moraines, the glacial megalineations of the Montmorency massif and Gouffre Valley represent a major glacial flow toward the SSE from the Québec-Labrador Dome, which did not override the Beaupré Basin. This LIS flow is closely followed by a reactivated StLIS which flowed into small valleys and lowlands of the north shore of the middle and upper estuary from the Québec City region to the Malbaie Valley (glacial striations and the Escarpment and South-Éboulements moraines). The LIS flow episode toward the SSE probably began at the start of the IACP. At least two moraine belts (Cherry River–Mégantic and Mount Ham) are tentatively associated with the IACP in southern Québec and thus would have a climatic origin.

These new findings confirm a much shorter duration for the sequence of late glacial events in the region than was proposed in previous models as well as continuity between the early StLIS in the Gulf (the Laurentian Channel Ice Stream) and the late StLIS of the middle estuary. The IACP slowdown of the glacial retreat opens the possibility of correlation at the scale of the southeastern margin of the LIS.

**Keywords:** St. Lawrence Ice Stream, Bølling-Allerød, IACP moraines, ice flows

# 1 - INTRODUCTION

Les basses terres de l'estuaire moyen saumâtre (*brackish estuary*) (fig. 1) et du haut estuaire fluvial (*tidal estuary*) (fig. 2) du Saint-Laurent représentent au Pléistocène le seuil de l'axe principal de drainage du bassin hydrographique intracontinental des Grands Lacs vers l'Océan Atlantique. C'est également le seuil des invasions en contexte d'enfoncement glacio-isostatique des mers épicontinentales du Wisconsinien final (Mers de Champlain et de Goldthwait), du Wisconsinien inférieur (Occhietti *et al.*, 1996) et de l'Interglaciaire Sangamonien (Occhietti *et al.*, 1995). Pendant les phases transitionnelles d'englaciation et de déglaciation de l'Inlandsis laurentidien (LIS), des lacs glaciaires sont retenus du côté sud-ouest dans la vallée centrale du Saint-Laurent et les bassins du lac Ontario et du lac Champlain, tandis que vers l'aval, vers le NE, des masses de glace dans le corridor structural contrôlent l'extension des eaux océaniques. Le seuil et les reliefs adjacents, localisés à la rencontre de trois domaines géologiques, Bouclier canadien, Plateforme sédimentaire du Saint-Laurent et Appalaches, forment un territoire dont les contrastes topographiques sont à l'origine d'une dynamique glaciaire complexe et régionalisée.

Au Tardiglaciaire, essentiellement pendant l'Allerød, les étapes de la déglaciation (fig. 2) sur la rive sud du moyen estuaire sont connues sur le piémont appalachien (Martineau, 1977; LaSalle *et al.*, 1977; Rappol, 1993; Veillette *et al.*, 2017), dans la région de la vallée de la Rivière Chaudière (la Beauce) (Shilts, 1981; Blais, 1989; Occhietti *et al.*, 2001a; Shilts *et al.*, 2007; Normandeau, 2010) et sur les reliefs appalachiens du Québec méridional (McDonald, 1969; McDonald & Shilts, 1971; Shilts, 1981; Prichonnet *et al.*, 1982; Parent, 1987; Parent et Occhietti, 1988, 1999; LaRocque *et al.*, 2003; Turgeon *et al.*, 2003). Elles sont partiellement connues dans les basses terres du Saint-Laurent aux environs de la ville de Québec (LaSalle, 1978, 1984; Lamarche, 2011). Sur la rive Nord de l'estuaire moyen, les Moraines de Saint-Narcisse et de Mars-Batiscan, associées au Dryas récent sont bien identifiées (Govare, 1994; Bolduc, 1995; Simard *et al.*, 2003; Occhietti, 2007), tandis que l'étude des étapes antérieures de la déglaciation reste fragmentaire (Rondot, 1974, 1989; Govare, 1994; Occhietti, 2007; Brouard *et al.*, 2016; Légaré-Couture & Parent, 2017; Légaré-Couture, 2021). L'influence du Courant de glace du Saint-Laurent (CGStL) est attestée sur les deux rives et les îles de l'estuaire (Dionne, 1972; Rappol, 1993; Govare, 1994; Parent et Occhietti, 1999; Occhietti *et al.*, 2001a; Veillette *et al.*, 2017; Brouard *et al.*, 2016). Le Courant de glace du Saint-Laurent (CGStL) représente l'extension intracontinentale tardive du Courant de glace du Chenal Laurentien dans le golfe et le bas estuaire maritime (Margold *et al.*, 2015).

Des modèles de reconstitution diachronique des phases d'écoulement et de retrait glaciaire, et de l'invasion par les eaux atlantiques dans le moyen estuaire, ont été proposés par LaSalle *et al.*, 1977; Thomas, 1977; Parent *et al.*, 1985; LaSalle et Chapdelaine, 1990; Parent et Occhietti, 1988, 1999; Bhiry *et al.*, 2001; Occhietti *et al.*, 2001a. L'imprécision chronologique ou les données disponibles fragmentaires limitent l'apport de ces synthèses inter-régionales. Les synthèses à l'échelle du Québec (Occhietti *et al.*, 2011) et de l'Amérique du Nord (Dyke *et al.*,

2003; Dyke, 2004; Dalton *et al.*, 2020), avec un pas de temps long, en général de 500 ans (années <sup>14</sup>C ou cal), ne peuvent intégrer les étapes significatives de durée séculaire.

Un événement, ayant un impact global, sert de repère chronologique au Québec méridional : le déversement du Lac Candona vers la mer et l'invasion de la Mer de Champlain dans la vallée fluviale du Saint-Laurent et les basses terres périphériques. L'âge précis de cet événement, appelé le déversement Candona/Mer de Champlain dans le texte, est situé dans la fourchette d'âge 13-12,9 ± 0,1 ka en tenant compte des données terrestres et datations publiées (Ridge *et al.*, 2001 ; Occhietti & Richard, 2003 ; Richard & Occhietti, 2005; Rayburn *et al.*, 2007; Occhietti, 2007; Cronin *et al.*, 2008, 2012). Le Lac Candona (Parent & Occhietti, 1988,1999 ; Lake St Lawrence, Pair & Rodrigues, 1993; Lake Vermont, Rayburn *et al.*, 2011) a duré plus de 100 ans (Parent et Occhietti, 1999) et représente la confluence du Lac Iroquois phase Frontenac dans le bassin du lac Ontario, avec le Lac Vermont - phase Fort Ann dans le bassin du lac Champlain, et des eaux glaciolacustres inondant progressivement les basses terres du Saint-Laurent, de l'Outaouais et les vallées du piémont appalachien (Parent et Occhietti, 1988, 1999; Occhietti *et al.* 2001a)([fig. 2](#)). Nous retenons le nom de Lac Candona qui exprime l'évolution spatiale de ce lac majeur, sa caractérisation paléontologique et son extension internationale. Il faut noter que cette transition inclut des fluctuations eau douce/eaux salées observées à la base de sondages dans l'État de New-York (Cronin *et al.* , 2012).

L'invasion de la Mer de Champlain succède à l'ouverture diachronique de l'estuaire maritime en aval, datée sur la côte nord de la Gaspésie (Richard *et al.*, 1997; Héту, 1998; Héту et Gray, 2000; Veillette *et al.*, 2017), puis de l'ouverture du moyen estuaire, objet de cette étude. Elle précède l'accumulation des Dépôts glaciomarins de la Gabelle, au nord du fleuve (Occhietti, 2007), à 70 km au nord de l'emplacement du seuil de déversement du Lac Candona le long du piémont appalachien. Ces dépôts marquent le début de l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse attribué au début du Dryas récent (YD) et qui servira de repère dans cette étude.

Dans l'état des connaissances sur la déglaciation du cadre naturel de la voie maritime du Saint-Laurent au cours de l'Allerød, plusieurs questions restent posées, en particulier: - comment renforcer le cadre chronologique et les corrélations à l'échelle de ce territoire?, - les moraines sont-elles en réponse à des fluctuations climatiques ou à des variations des propriétés et de la dynamique de la marge de l'inlandsis?, - quelles sont les modalités de l'ouverture aux eaux marines dans le moyen estuaire, avant le flux des eaux du Lac Candona vers l'Atlantique, et que sait-on sur l'origine et la durée du Courant glaciaire du Saint-Laurent? Ces questions concernent les événements d'un secteur clé de la marge SE du LIS et leur impact sur des phénomènes globaux tel que l'influx des eaux de fonte glaciaire dans l'Atlantique Nord.

Un petit bassin structural des Laurentides et son prolongement sur des hautes terres latérales, sur la rive nord du moyen estuaire du Saint-Laurent, offre une diversité exceptionnelle de données sur le retrait glaciaire et le Courant glaciaire du Saint-Laurent. Ce bassin comprend la basse vallée de la rivière Sainte-Anne-du-Nord et de ses affluents, dans la partie aval de la région de la Côte-de-Beaupré, et les premiers reliefs du Charlevoix. L'objectif de cet article est d'apporter, à partir de l'étude détaillée de cette région, appelée dans le texte Bassin de Beaupré,

une réponse partielle à chacune de ces questions et de réajuster plusieurs éléments du paradigme appliqué au Québec méridional.

Les premiers chapitres décrivent les principaux types d'indicateurs associés à la déglaciation: stries et linéations, paléochenaux, moraines, deltas lacustres et épandages fluvioglaciaires, limite marine, et finalement données chronologiques. Une interprétation partielle termine chaque chapitre. Ces données conduisent à un nouveau paradigme de déglaciation au nord de l'estuaire, avec d'importants flux glaciaires, un groupe de moraines attribuées à l'oscillation climatique froide Intra-Allerød (*Intra-Allerød Cold Period*, IACP dans le texte), le maintien tardif du Courant glaciaire du Saint-Laurent et un cadre chronologique révisé.

## Région à l'étude

Le territoire étudié en détail est compris entre 47°00'00" et 47°30'00" de latitude nord et 70°30'00" et 71°00'00" de longitude ouest. Il inclut l'extrémité est de la Côte de Beaupré (fig. 1). Il est bordé au sud-est par le moyen estuaire du Saint-Laurent, à l'est par la vallée du Gouffre, à l'ouest et au nord-ouest par les reliefs du massif de Montmorency et la Côte de Beaupré, et au nord par les hauts reliefs à plus de 1000 m d'altitude du massif du lac des Neiges. Il s'agit du secteur de transition entre la région de Québec et l'Astroblème de Charlevoix. Le nom de Charlevoix occidental est utilisé pour le territoire incluant le Bassin de Beaupré et les hauts reliefs des Laurentides au nord. L'interprétation des modèles numériques de terrain issus du Lidar (MNT) est élargie à l'ouest (massif de Montmorency) et à l'est (Astroblème de Charlevoix), en tenant compte de la littérature, pour la mise en contexte des données complexes observées dans le Bassin de Beaupré (fig. 1).

## Géologie du socle et subdivisions physiographiques

Le Bassin de Beaupré se trouve à un point de rencontre des trois principaux ensembles géologiques du Québec: le Bouclier Canadien, les Basses-Terres du Saint-Laurent et les Appalaches. Les roches de la Province de Grenville du Bouclier Précambrien constituent la majeure partie de l'assise rocheuse du territoire, le reste étant constitué de roches ordoviciennes appartenant aux Basses-Terres. Les îles de l'estuaire font partie des Appalaches.

Le Bouclier Canadien régional est représenté par les Laurentides que l'on peut subdiviser en plusieurs ensembles physiographiques (fig. 1): les Hautes Terres de Ligouri entre l'estuaire et la vallée de la rivière Sainte-Anne (Govare, 1994), subdivisées topographiquement en chaînon de Ligouri qui longe l'estuaire par un escarpement, le plateau central incliné et un petit chaînon ouest qui domine la vallée de la Sainte-Anne ; 2) les Basses Terres de Ferréol (Govare, 1994; Fournier, 1998), incluant les basses vallées des rivières Sainte-Anne, Jean-Larose, du Mont-Saint-Étienne, Brûlée et, vers l'est, le bassin de Saint-Tite et la vallée de la Lombrette ; 3) les hauts reliefs des Laurentides, à l'ouest et au nord des deux premiers ensembles, forment un massif régional majeur avec de nombreux sommets au-delà de 1000 m d'altitude. La région

étudiée domine à l'est la vallée du Gouffre qui fait partie de la dépression semi-circulaire de l'Astroblème dévonien de Charlevoix (Rondot, 1989).

Les calcaires et shales ordoviciens de la Plateforme sédimentaire du Saint-Laurent forment le substrat d'une haute terrasse à près de 100 m d'altitude et de la basse terrasse Micmac/Mitis à 6 m d'altitude (Goldthwait, 1911; Dionne, 1963) qui bordent le moyen estuaire (fig. 1). Des lambeaux sédimentaires affleurent au sud-ouest du bassin de Ferréol (fig. 1). Dominée par l'escarpement des monts Ligouri (fig. 1), l'étroite basse terrasse de Maillard, est constituée d'épais dépôts du Quaternaire sur le substrat ordovicien (Dionne, 1996; Clet-Pellerin & Occhietti, 2000).

L'unité physiographique des Basses Terres de Ferréol se situe à une altitude moyenne de 375 m avec de rares sommets atteignant près de 450 m. Les Hautes Terres de Ligouri forment en grande partie un plan incliné entre 625 et 450 m d'altitude, avec quelques petits sommets latéraux à plus de 775 m. Ce plan incliné se termine vers le sud-est par le petit bassin de Saint-Tite coalescent aux Basses Terres de Ferréol. Au nord, les reliefs des Laurentides culminent à 1166 m au mont Raoul Blanchard (fig. 1c). À l'ouest des Basses Terres de Ferréol, le mont Sainte-Anne culmine à 803 m. La majeure partie de la région étudiée en détail est drainée par la rivière Sainte-Anne et ses affluents.

## Travaux antérieurs

Cet article intègre des travaux récents originaux et l'ensemble des documents publiés et non publiés sur la Côte de Beaupré et le Charlevoix. Le premier auteur a participé dès 1968 aux premières explorations de la région. Plusieurs données d'une thèse (Govare, 1994), de mémoires de maîtrise (Lanoie, 1995 ; Fournier, 1998; Laliberté, 2005), de rapports d'étudiants encadrés par S. Occhietti et N. Bhiry et de guides d'excursion sur le Quaternaire de la région ont déjà été intégrées dans les articles synthétiques sur le Quaternaire de la bordure appalachienne du Québec de Occhietti *et al.* (2001a) et du Charlevoix de Brouard *et al.* (2016). L'analyse des MNT et les levés de terrain de 2017 à 2019 remettent en question plusieurs modèles implicites ou explicites de déglaciation proposés jusqu'à cette étude par LaSalle *et al.*, 1977; Occhietti, 1989; Govare, 1994 ; Occhietti *et al.*, 2001a; Occhietti *et al.*, 2011 ; Brouard *et al.*, 2016.

Dans le but de présenter une synthèse claire, les données non publiées sont associées aux nouvelles données originales de l'article en créditant leurs auteurs. Les interprétations antérieures sont citées, qu'elles soient confirmées ou contredites.

## Méthodologie

Les modalités de déglaciation du Bassin de Beaupré ont été établies par l'analyse détaillée des dépôts meubles et leur stratigraphie, la recherche de marques d'écoulement glaciaire, la cartographie et l'étude de l'agencement des diverses formes construites identifiées initialement par l'analyse stéréoscopique de photos aériennes. Récemment, l'accès libre aux Modèles Numériques de Terrain dérivés de levés Lidar (MNT dans la suite du texte) édités par le Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs du Québec, a permis d'intégrer les données



antérieures et de découvrir des formes de relief non détectables par les autres méthodes. Les MNT ne donnent que des indices morphologiques. Une vérification sur le terrain reste nécessaire en raison de la convergence de formes apparemment identiques mais de nature différente. Les MNT ombrés à résolution de 2 m peuvent donner une vue trompeuse de certaines formes ; il a donc été nécessaire de reprendre l'analyse avec des MNT à haute résolution (1 m). De plus, les MNT-1 m permettent de mesurer les altitudes avec une très bonne précision ( $\pm 1$  m), vérifiées sur les cartes topographiques au 1 : 20 000. Une analyse préliminaire des MNT a été étendue aux secteurs des Laurentides voisins du Bassin de Beaupré (fig. 2) pour comprendre le contexte régional. L'ensemble de cette analyse originale a été ensuite comparée aux données de terrain de Lanoie (1995), Fournier (1998), Laliberté (2005), aux documents non publiés de Govare, aux études originales de Occhietti et Bhiry et aux données publiques de Rondot (1974), Cousineau *et al.* (2014) et Brouard *et al.* (2016).

Compte tenu de la multiplicité des écoulements glaciaires observés (Lanoie, 1995 ; Fournier, 1998 ; Occhietti *et al.*, 2001a), il est essentiel d'établir la position de la glace par rapport aux constructions de marge glaciaire en retrait. Les indices suivants sont pris en compte pour établir la polarité des moraines :

- dissymétrie transversale du bourrelet, avec le bord proximal, du côté de la glace, plus abrupt que le bord distal,
- amas préférentiel de gros blocs sur le bord proximal par rapport au rebord distal composé de matériel plus sableux,
- convexité du bourrelet dans les vallées,
- contournement des reliefs qui se trouvent vers l'avant du front glaciaire,
- chenaux de marge glaciaire parallèles ou perpendiculaires au front glaciaire,
- dans le cas de coupes axiales, pendage dominant des dépôts juxtaglaciaires vers l'avant du front.

Selon les publications et les laboratoires d'où ils proviennent, les âges cités ou reportés dans cet article sont soit en années conventionnelles  $^{14}\text{C}$  BP (BP), soit en ka calibrées BP (ka) ou en années calibrées avant 2000 (ka b2k). Les âges de coquilles marines sont calculés en années  $^{14}\text{C}$  avec  $\delta^{13}\text{C} = 0$  ‰, et non normalisés à  $\delta^{13}\text{C} = -25$  ‰. Le cadre de référence chronologique retenu se réfère à la courbe *Time scale GIC C05 of 20-year average values of  $\delta^{18}\text{O}$*  de Rasmussen *et al.* (2014), en ka b2k, et à la *INTIMATE event stratigraphy* en ka du Groenland reprise de Björck *et al.* (1998), Rasmussen *et al.* (2008) et Lowe *et al.* (2008). La reconstitution des phases glaciaires tardives se heurte souvent au manque d'âges précis, alors que pendant l'Allerød les événements glaciaires, lacustres ou de transition du Québec méridional ont souvent des durées courtes pluriannuelles ou pluridécennales, rarement séculaires. Pour cette raison, la séquence d'événements proposée dans cet article est basée sur des données permettant de reconstituer les enchaînements des phénomènes, en chronologie relative et parfois absolue.

Dans le texte, toutes les altitudes indiquées sont les altitudes actuelles au-dessus du niveau de la mer (a.n.m.), dans l'état actuel de compensation glacio-isostatique.



## 2 - DONNÉES SUR LE SENS D'ÉCOULEMENT DES FLUX GLACIAIRES: LES MICROFORMES D'ÉROSION GLACIAIRE, LES DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET LES LINÉATIONS

### Les microformes d'érosion glaciaire : flux glaciaire de débordement vers le nord du Bassin de Ferréol

En Charlevoix occidental, les 200 microformes d'érosion glaciaire orientées relevées par Rondot (1989), Lanoie (1995), Fournier (1998), Occhietti *et al.* (2001a) et dans cette étude (fig. 3) forment des groupes directionnels inégalement répartis. Les stries de même orientation ne sont pas nécessairement synchrones. Elles sont orientées vers le secteur sud ( $168^{\circ}$ - $217^{\circ}$ ), les secteurs SE ( $124^{\circ}$ - $165^{\circ}$ ) et ESE-E ( $081^{\circ}$ - $120^{\circ}$ ). Les microformes d'érosion vers le nord, l'ENE-NE ( $040^{\circ}$ - $074^{\circ}$ ) et le NNE ( $014^{\circ}$ - $034^{\circ}$ ) sont limitées aux basses terres régionales et aux Hautes Terres de Ligouri et leur périphérie. Dans ce dernier secteur, le sens NNE attribué à plusieurs stries est l'inverse de celui indiqué sur des cartes antérieures. Les stries peuvent enregistrer des flux glaciaires fugaces, mais cette sensibilité rend leur orientation très sensible au contexte topographique local. Elles peuvent également enregistrer à des endroits différents le même sens d'écoulement mais attribuable à des flux d'âges différents.

Les recoupements de stries et cannelures donnent des éléments de chronologie relative des écoulements glaciaires (fig. 3). Sur les Laurentides, quelques stries O-E associées au flux enregistré jusqu'aux Appalaches (Rappol, 1993 ; Lowell *et al.*, 1990 ; Veillette *et al.*, 2017) sont recoupées par les stries NNO-SSE du flux majeur de massif de Montmorency. Dans les Basses Terres de Beaupré, le flux localement majeur vers le nord est postérieur au flux O-E et difflue latéralement vers le NNE sur les Hautes Terres de Ligouri où les stries recoupent celles d'un écoulement vers le NE.

Dans la région de la ville de Québec, des stries vers le nord sont limitées aux premiers contreforts des Laurentides (Paradis & Bolduc, 1999). Nous postulons qu'elles sont pénécotemporaines de celles du débordement glaciaire du Bassin de Beaupré, car elles succèdent au flux principal vers l'est et l'ENE et à plusieurs flux postérieurs orientés entre le NE et le SE (fig. 3). Nos observations dans cette région confirment la présence de cannelures de direction ouest-est ou orientées vers l'est, recoupées par des stries orientées vers le SE et l'ESE. Le long de la Côte de Beaupré, des stries tardives parallèles à l'estuaires sont postérieures aux stries vers le nord.

### Indices lithostratigraphiques du flux glaciaire vers le nord dans les Basses Terres de Ferréol et les Hautes Terres de Ligouri

Dans le Bassin de Beaupré, la séquence stratigraphique du Quaternaire (fig. 1 & 4a) inclut au moins une unité de rythmites et un till carbonaté (Formation de Saint-Tite) antérieurs à l'unité tourbeuse interstadienne des Lits de la Lombrette d'âge  $^{14}\text{C} > 50\ 800$  BP (ULA-8033 ; Fournier,

1998 ; Bhiry *et al.*, 2001). La présence d'un lac glaciaire bloqué par un courant de glace dans l'estuaire et l'invasion par un flux glaciaire vers le nord est donc récurrente dans le Bassin de Ferréol. Sur la rive droite de la Sainte-Anne, à la carrière Martineau (fig. 1 & 4d), des dépôts juxtaglaciaires d'au moins 3,5 m d'épaisseur, contenant des blocs, galets et fragments de grès et de calcaire ordoviciens, sont sous-jacents à des dépôts deltaïques sommitaux épais de 60 m et de pendage nord-sud. Ce dépôt juxtaglaciaire grossier est la preuve d'un apport glaciaire vers le nord, à 10 km au-delà de la limite du Bouclier et antérieur à la construction du delta de lac finiglaciaire. À la faveur d'excavations, des blocs et cailloux de calcaire, de grès et de shale ont été identifiés dans les dépôts de surface jusqu'à 13 km au nord de la limite de l'Ordovicien (Fournier, 1998 et cette étude).

### **Les formes fuselées et mégalinéations d'origine glaciaire *Megascale glacial lineations***

Afin d'intégrer les données du Bassin de Beaupré dans leur contexte, l'analyse des MNT issus du Lidar a été étendue à la plus grande partie du territoire de la bordure nord du moyen estuaire du Saint-Laurent, de la vallée de la Jacques Cartier en amont, à la limite de la Moraine de Saint-Narcisse vers la Malbaie, en aval (fig. 3). Les formes fuselées, ou linéations, imprimées dans la couverture de débris sous-glaciaires sont clairement identifiables sur presque tout le territoire. Ces formes à dissymétrie axiale sont parfois de véritables drumlinoïdes, en arrière de reliefs rocheux. Leur dimension varie de l'ordre de 100 m à plus d'un km de longueur et de quelques dizaines à 250 m de largeur. Dans la majorité des cas, elles forment des champs de formes fuselées unidirectionnelles. Ces champs sont attribués à des flux rapides correspondant à de véritables courants de glace tardifs (Spagnolo *et al.*, 2014) au sein de la marge de l'Inlandsis laurentidien, tels que reconstitués en Charlevoix central (Brouard *et al.*, 2016) et en Ontario (Eyles & Doughty, 2016).

Les linéations correspondent à la dernière phase glaciaire dynamique et impliquent des matériaux sous-glaciaires saturés en eau. Le territoire peut être subdivisé en secteurs caractéristiques (fig. 3), localisés au sud du complexe de Saint-Narcisse :

- dans le Bassin de Beaupré, le secteur des Basses Terres de Saint-Ferréol et leur prolongement sur les Hautes Terres de Ligouri, avec des linéations vers le nord et le NNE. Ce groupe de linéations est attribué à un débordement glaciaire vers le nord lors d'une phase du Courant glaciaire du Saint-Laurent, nommé Débordement sud-nord ou Débordement vers le nord de l'estuaire moyen. Il correspond aux stries glaciaires orientées sud-nord.

- à la limite du Bassin de Beaupré en Charlevoix occidental, le secteur très restreint de vallées sur le rebord estuarien des Hautes Terres de Ligouri, avec des linéations courtes vers l'ouest-nord-ouest. Ces dernières sont associées à la phase tardive du Courant glaciaire du Saint-Laurent.

- à l'ouest, sur le massif de Montmorency, de nombreuses linéations et formes moulurées dissymétriques orientées NNO-SSE sont attribuées à un flux très rapide et tardif, au centre et au

nord du massif. Ce flux de Montmorency est majeur et une partie des stries glaciaires nord-sud lui sont associées. Le nord-ouest du secteur est coupé par la Moraine de Saint-Narcisse, ce qui est attesté par des palimpsestes sous les dépôts du complexe morainique (fig. 5). Au nord, les hauts reliefs du massif du Lac à la Neige sont dénués de linéations, sauf vers l'extrémité nord-est coupée par un champ de linéations nord-ouest--sud-est (fig. 3).

- à l'ouest des monts Ferréol (fig. 1 & 3), au-delà de la marge du Bassin de Beaupré, des linéations ouest-est représentent un secteur peu étendu et isolé, tronqué à l'ouest par le Flux de Montmorency et à l'est par le Débordement vers le nord. Quelques stries glaciaires hors de ce secteur indiquent que l'aire initiale de ce flux ouest-est a été beaucoup plus étendue avant l'expansion du Flux de Montmorency.

-au nord-est du Bassin de Beaupré, les Hautes Terres de Ligouri sont limitées par la vallée de la rivière du Gouffre. Cette vallée de l'Astroblème de Charlevoix est bordée de chaque côté par quelques linéations orientées NNO-SSE qui marquent la phase tardive du sous lobe glaciaire du Gouffre identifié par Govare (1994). Au nord-ouest du Charlevoix occidental, les linéations et les stries montrent une inflexion de convergence de l'écoulement glaciaire provenant des hauts reliefs laurentidiens. Des palimpsestes de linéations orientées selon l'axe principal nord-sud sont observables au nord du secteur et sur la bordure ouest du massif des Éboulements (fig. 3). Les linéations initiales ont été chevauchées par le Flux majeur ouest-est Jean-Noël.

-dans la région de l'Astroblème de Charlevoix, Rondot (1974) a démontré que la Moraine de Saint-Narcisse correspond à une réavancée sécante par rapport à un écoulement glaciaire antérieur identifié par un champ de stries, de linéations (nommées *crag and tails*) et de traînées lithiques orientés globalement ouest-est. Govare (1994) nomme ce flux Lobe de Jean-Noël, terme repris par Brouard *et al.* (2016) qui y associent de nombreuses linéations. L'inventaire des linéations montre que ce secteur est étendu, commence en contrebas de hauts reliefs laurentidiens et longe le rebord nord du massif des Éboulements. Le nord du secteur est clairement tronqué par le Lobe du Charlevoix (notamment par les sous-lobes du Gouffre et de la Malbaie) (Govare, 1994) de la réavancée de Saint-Narcisse. Les linéations de la terminaison orientale du secteur, vers la Malbaie, ne rejoignent pas l'estuaire (Govare, 1994; Brouard *et al.*, 2016): il est possible que la terminaison du Flux Jean-Noël ait fusionné avec les glaces de l'estuaire, ou plus probablement qu'une réactivation du Courant glaciaire de l'estuaire ait chevauché l'aire du Flux Jean-Noël.

-sur la marge sud-est du massif des Éboulements, le champ de linéations SSO-NNE déjà identifié en grande partie par Brouard *et al.* (2016) et des stries orientées 030° Nord, près de Saint-Joseph-de-la-Rive, confirment le débordement vers le nord et le nord-est du Courant glaciaire du Saint-Laurent. De rares linéations d'est en ouest dans la vallée de la Jean-Noël évoquent un débordement tardif de la glace estuarienne.

## Conclusion partielle

D'après l'ensemble des témoins directionnels, deux flux caractérisent le Bassin de Beaupré : le Débordement majeur vers le nord et le nord-est du Courant glaciaire du Saint-Laurent dans les Basses Terres de Ferréol et sur les Hautes Terres de Ligouri, nommé Débordement sud-nord (*Northward Ice Overflow*, NIO de la version en anglais) du moyen estuaire, et le maintien du flux majeur du Courant glaciaire du Saint-Laurent, dans l'axe SO-NE de l'estuaire, auquel sont associés des débordements locaux dans les petites vallées latérales du rebord du chaînon de Ligouri et, plus en aval, sur la bordure sud du massif des Éboulements. Le débordement glaciaire vers le nord a été mis en évidence par Lanoie (1994) et Fournier (1998) et présenté publiquement (Bhiry *et al.*, 2001 ; Occhietti *et al.* 2001a).

En dehors du Bassin de Beaupré, un flux ouest-est, représenté par un groupe limité de linéations et des stries glaciaires plus largement réparties précède l'ensemble des autres flux.

Un écoulement majeur NNO-SSE, globalement nord-sud, a flué tardivement sur le massif de Montmorency et dans la vallée du Gouffre, et laissé de nombreuses linéations. Apparemment, cette phase dynamique de la marge de l'inlandsis a épargné le Bassin de Beaupré. À part quelques palimpsestes, les traces de cet écoulement n'ont pas été observées sur la marge nord du massif des Éboulements.

Le Flux Jean-Noël est un flux majeur tardif, issu d'une zone des Laurentides hors de la région étudiée. La glace a flué par dessus les hauts reliefs et a été canalisée dans des corridors (fig. 3) avant la réavancée de Saint-Narcisse du Dryas récent.

## 3 - LES PALÉOCHENAUX D'ÉROSION: INDICES D'ÉCOULEMENT ET DE GRADIENT DES EAUX DE FONTE SUR LES MARGES GLACIAIRES

Sous l'appellation paléochenaux d'érosion, identifiables sur les MNT (fig. 6), nous avons répertorié les paléochenaux au front de marges glaciaires, les chenaux d'eau de fonte latéraux sous-glaciaires et submarginiaux, les anciens moulins, les seuils de débordement lacustres ou d'eaux latérales aux marges glaciaires, et des chenaux sous-glaciaires incisés dans la couverture de dépôts meubles. À l'exception de vallées sèches ou disproportionnées également répertoriées, ces chenaux marquent des limites temporaires de la glace.

### Les paléochenaux au front des marges glaciaires

Sur le plan incliné des Hautes Terres de Ligouri (fig. 6), plusieurs chenaux et ruisseaux actuels sont orientés vers l'est ou vers l'ouest, perpendiculairement à la pente générale. Ces chenaux, parallèles aux moraines, marquent des étapes du retrait glaciaire. Des chenaux perpendiculaires aux anciennes marges glaciaires indiquent soit un drainage vers l'extérieur du front glaciaire, soit la vidange, parfois sous la glace marginale, de lacs frontaux temporaires.

## **Les formes d'érosion latérales de la bordure de la glace sur les versants rocheux à pente forte: paléochenaux latéraux à la glace ou ravinelles et moulins**

Sur les versants des hauts reliefs qui entourent le Bassin de Beaupré, des chenaux subhorizontaux en forme d'encoche ou de méandre perché encastés sur les versants, entre 950 et 350 m d'altitude, sont les témoins d'une érosion latérale par les eaux de fonte, entre la glace et le roc. Ces chenaux peuvent être de deux types, des chenaux d'eau de fonte latéraux sous-glaciaires ou submarginaux (Benn & Evans, 1998 ; Bennett & Glasser , 2009). Ils ont été décrits dans le Montana (Capps, 2004) et sous des formes moins encastées dans les Alpes (*lateral meltwater ravines* de Beaudevin, 2000). Ces formes d'érosion bordières ne donnent pas nécessairement l'altitude de la marge glaciaire ; lorsqu'elles correspondent à des paléochenaux sous-glaciaires, ces derniers circulaient jusqu'à 150 m sous la surface de la glace (Reynaud, 1989), au-dessus de la surface imperméable intraglacière (Beaudevin & Pisano, <http://www.geoglaciaire.net/>). Nous proposons d'appeler ravinelle ce type de ravin encasté et perché, que l'on observe également sur le versant dominant l'estuaire des Hautes Terres de Ligouri et du massif des Éboulements. Sur la marge ouest des Basses Terres de Ferréol, des ravinelles sont intercalées entre les hautes moraines bordières des monts Ferréol et Sainte-Anne (fig. 6 & 7), ce qui témoigne de la circulation d'eaux de fonte entre les versants et le glacier, dans un contexte de gradient d'écoulement vers le nord, de l'estuaire vers les Laurentides.

Des déversoirs subverticaux entaillés dans les versants rocheux confirment l'existence d'anciens moulins d'eaux de fonte en bordure de la glace. Selon Reynaud (1989), la base des moulins verticaux actifs peut atteindre la profondeur de 70 m sous la surface de la glace.

### **Chenaux de seuil et de déversement sur les hauts reliefs**

Sur les hauts reliefs des Laurentides, notamment près de la limite nord du Débordement du Courant de glace de l'estuaire, des chenaux incisés perpendiculairement à des seuils (fig. 6) indiquent que les eaux de fonte latérales à la glace d'une vallée ont débordé vers des vallées latérales. Ces chenaux de débordement d'eau de fonte, du type des *edge ravines* ou *lateral furrows* de Beaudevin (2000) témoignent de la fonte progressive de la glace, notamment sur les versants au sud du mont Raoul Blanchard.

Le versant oriental de la haute vallée du ruisseau du Sot est raviné par une série de chenaux de débordement vers l'ouest, en contrebas de seuils du chaînon de Ligouri à 756 et 730 m d'altitude (fig. 8). Ces déversements vers l'ouest d'eau de fonte issues des glaces de l'estuaire indiquent que la haute vallée du Sot était nécessairement déglacée, au moins partiellement. Ainsi, la déglaciation partielle de la partie centrale des Hautes Terres de Ligouri précède ou est contemporaine d'une phase de réactivation du Courant de glace du Saint-Laurent.



## **Un cas particulier : les chenaux associés au Cône à débris polyphasé de Larose**

En contrebas du mont Sainte-Anne, d'importants paléochenaux de 500 à 350 m d'altitude sont associés à un vaste complexe d'épandage de débris polyphasé, localisé dans le haut bassin de la rivière Jean-Larose (fig. 9). Un premier épandage peu étendu a été construit entre 500 et 450 m d'altitude, bordé par des paléochenaux orientés vers le nord. Cette partie haute du complexe a été construite entre le mont Sainte-Anne du côté ouest et la glace du Débordement du côté est. Les chenaux sud-nord sont associés à la vidange d'un lac à la marge du massif de Montmorency et aux eaux latérales à la glace. Un deuxième épandage de débris en contrebas s'étale sur 6 km de long entre 450 et 350 m d'altitude, vers le nord-est. Une ravinelle en forme de méandre, de 450 à 445 m d'altitude, encastrée dans le versant du mont Sainte-Anne (fig. 9), marque la tête de cet épandage majeur. Ce dernier, profondément incisé par des paléochenaux, indique la dispersion, vers le nord et le nord-nord-est, d'afflux successifs de débris incluant des clastes de roches sédimentaires qui se sont étalés à la bordure latérale de la glace du débordement. Ces déversements sud-nord de débris, un type de jokulhaup, implique la présence d'une importante masse d'eau ou de glace fondante retenue et circulant entre le contrefort du massif de Montmorency et le Courant glaciaire du Saint-Laurent

Fournier (1998) a relevé le pendage de nombreux sédiments dans le Bassin de Beaupré (fig. 6), ce qui a permis de découvrir l'écoulement d'eaux de fonte vers le secteur nord dans des dépôts stratifiés. Des cailloux d'origine sédimentaire de dépôts situés au-delà de la limite de la Plateforme sédimentaire, corroborent l'écoulement vers le nord d'eaux de fonte issues du Courant glaciaire du Saint-Laurent.

### **Conclusion partielle**

Les seuils, les ravinelles et les encoches du Charlevoix occidental ont été reportés avec leur altitude sur une projection d'axe méridien (fig. 10). Les ravinelles représentent un marqueur de bordure de glacier dans les reliefs, dans un contexte de morphologie alpine. Elles permettent d'établir les limites atteintes par le Débordement sud-nord du Moyen Estuaire jusqu'à une altitude minimale de 800 m au nord du Bassin de Beaupré. Les paléochenaux associés aux moraines constituent un marqueur de polarité des marges glaciaires, par leur tracé et leur orientation. Ils indiquent également des débordements d'eaux de fonte qui permettent de donner des âges relatifs aux épisodes de la déglaciation locale et régionale.

Les paléochenaux, en partie repris par le réseau actuel, mettent également en évidence un gradient des eaux de fonte vers le nord dans le Bassin de Beaupré, qui implique la présence continue pendant la déglaciation d'un courant de glace dans le moyen estuaire et de lacs glaciaires temporaires dans le bassin latéral. Le cône polyphasé de Larose représente l'afflux à haute énergie de débris glaciaires de la bordure du Courant de glace du Saint-Laurent portés vers un bassin latéral et en cours de déglaciation.

#### 4 - LES MORAINES ET CONSTRUCTIONS DE MARGE GLACIAIRE

L'analyse systématique des MNT révèle différents types de constructions de marge glaciaire en Charlevoix occidental (tab. 1 & fig. 11) et permet de réinterpréter les données des autres secteurs au nord du moyen estuaire (fig. 3). Des moraines de bordure caractéristiques sont construites sur les versants du mont Blanchard (fig. 10 & 11). Localement, des amas morainiques de décrépitude, à 950 m d'altitude, correspondent à la convergence du flux sud-nord et du flux du Gouffre. Sur les Hautes Terres de Ligouri, les bourrelets sont distants de 50 à 200 m et constitués de till d'ablation sableux à blocs. Des bourrelets concaves marquent des haltes glaciaires à la tête de plusieurs vallées. Les quelques bourrelets quasi-rectilignes (fig. 7) construits entre des masses de glace active ou passive sont des moraines de convergence de courants de glace (Eyles & Doughty, 2016) plutôt que des moraines interlobaires *sensu stricto*. Les moraines de bordure incluent des formes mixtes de type moraine latérale et des replats étroits incluant des chenaux latéraux et des berges de lac de bordure. Dans la partie nord des Basses Terres de Ferréol, les premières moraines transversales semblent avoir subi un fort remaniement par la vidange du lac étendu au nord. Elles sont suivies par une série de petits bourrelets parallèles de hauteur métrique, probablement des moraines de De Geer, mises en place à la marge du lac inondant les territoires déglacés. Dans l'ensemble du Bassin de Beaupré et sa périphérie, la disposition des moraines est fortement dépendante du contexte topographique et de la position par rapport au Courant de glace du Saint-Laurent. Les moraines forment un réseau exceptionnellement dense qui répond de façon amplifiée à la contrainte climatique.



Tab. 1 : Dépôts de marge glaciaire et moraines du Bassin de Beaupré et du Charlevoix, sur la marge nord de l'estuaire moyen du Saint-Laurent  
 Tab.1 : Ice margin deposits and moraines in the Beaupré Basin and Charlevoix, north of the St Lawrence middle Estuary

**BASSIN DE BEAUPRÉ**

**Bordure des Laurentides à la limite nord du bassin de Beaupré**

*Moraines bordières et autres formes, entre 950 et 650 m d'altitude*

**Bassin de Beaupré**

*Moraines de retrait et autres formes associées à un ralentissement prolongé du retrait glaciaire-Groupe des Moraines de Beaupré de l'IACP*

**reliefs à l'ouest (monts Ste-Anne, Ferréol) Basses Terres de Ferréol vallée de la Ste-Anne Hautes Terres de Ligouri et bassin de St-Tite versant estuarien des Hautes Terres de Ligouri**

Moraines des Monts Moraines des Basses Terres de Ferréol drainage à travers des dépôts transversaux à la vallée moraines latérales mineures de la rive droite replats étagés ( 650 to 470 m) de la rive gauche Groupe des Moraines de Ligouri avec 3 ensembles( clusters) Moraines de la Flippe Moraines des Chenaux Moraine Brulée Moraines de l'Escarpe ment formes discontinues étagées entre 700 et 270m d'altitude

*Moraines de retrait et autres formes associées à une halte mineure du retrait glaciaire*

Moraine des Roches

Moraine Joachim

**LAURENTIDES & VALLÉE DU GOUFFRE**

*Moraines de retrait et autres formes associées à un ralentissement du retrait glaciaire*

**Hauts reliefs au nord**

Moraines du Lac Louis  
 Moraine Savane: ensemble de formes de retrait glaciaire

**vallée de la Ste-Anne**

Moraine de la Sainte-Anne: formes transversales à la vallée

**versants latéraux de la vallée du Gouffre**

Moraines du Gouffre: moraines latérales de vallée glaciaire

*segments de la Moraine de Saint-Narcisse du Dryas Récent*

Lobe des Grands Jardins de la réavancée de St-Narcisse

Lobe du Gouffre de la Moraine de St-Narcisse

**ASTROBLÈME DU CHARLEVOIX**

**Versant sud du massif des Éboulements**

Moraines des Éboulements-Sud: formes discontinues et diachroniques associées au Courant glaciaire du St-Laurent

**Versant nord du massif des Éboulements**

Moraine de Rochette et formes marginales associées au Flux Jean-Noël

**vallée de la Malbaie & versant sud du massif des Grands Fonds**

Moraines des Grands Fonds et formes de marge glaciaire à 580 -660 m associées à un flux glaciaire vers le nord

**versant nord du massif des Grands Fonds**

*segments de la Moraine de Saint-Narcisse du Dryas récent*

Lobe du Gouffre de la réavancée de St-Narcisse

Lobe de la Malbaie de la réavancée de St-Narcisse

Lobe de la Noire de la réavancée de St-Narcisse

NB Sauf exception, le nom de moraine est attribué dans ce texte à des ensembles de bourrelets sub-parallèles ou concentriques et à des formes plus ou moins continues de marge glaciaire

## Un cas de convergence : le complexe morainique de Saint-Cassien

Les Hautes Terres de Ligouri sont traversées par une dépression orientée ENE-OSO qui aboutit vers l'est à l'estuaire du Saint-Laurent et vers l'ouest à la vallée du Bras Nord-Ouest. Dans ce contexte (fig. 11), le complexe morainique de Saint-Cassien est disposé transversalement et latéralement à la dépression, à des altitudes de l'ordre de 460 m. C'est un complexe de moraines tardives de convergence des glaces de Débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent dans la basse vallée du Sot, avec les glaces du Lobe du Gouffre des côtés nord et est, et les glaces du Débordement sud-nord du côté sud. En descendant la vallée du Bras Nord-Ouest, des amas de marge glaciaire, de 477 m à 390 m d'altitude, marquent des haltes latérales au Lobe du Gouffre en cours d'ablation (Govare & Gangloff, 1991 ; Govare, 1994).

## Retrait glaciaire dans la vallée de la Sainte-Anne

Dans la partie haute de cette vallée majeure, les flux d'eau de fonte ont remanié les moraines transversale. Des "terrasses" irrégulières bordent le lit actuel et correspondent à plusieurs types de formations, incluant des deltas issus de vallées adjacentes, des bourrelets morainiques, des épandages de marge glaciaire et fluvioglaciaires distaux, ainsi que des glaciers rocheux (fig. 11 ; Lanoie, 1995 ; Hydro-Québec, 1980). La vallée de la Sainte-Anne est restée tardivement englacée pendant que les hauts reliefs adjacents étaient rapidement déglacés à l'exception des

dépressions sommitales. La vallée représente une rupture de continuité entre les Moraines de Ligouri et celles des Basses Terres de Ferréol. Les deux clusters sont cependant en majeure partie contemporains.

### **Retrait glaciaire sur les Laurentides jusqu'à la Moraine de Saint-Narcisse**

La déglaciation des Laurentides, au nord de la limite du Débordement sud-nord, est fortement dépendante du contexte topographique (fig. 3 & 11). Au NO, sur le massif du lac des Neiges, l'absence de moraines frontales évoque une déglaciation rapide par amincissement de la glace puis par fonte de la glace stagnante dans les dépressions et les vallées. Au nord, le retrait glaciaire est ponctué (fig. 11, 12 & tab. 1) par les bourrelets du lac Louis et l'ensemble de moraines et d'épandages du secteur du lac Savane. Des eskers (fig. 3) confirment la présence de langues de glace tardive dans les principales vallées. Le complexe morainique de Saint-Narcisse, à 60 km du littoral du Saint-Laurent et environ 20 km de la Moraine Savane, est sécant par rapport aux champs de linéations ouest-est.

### **Inventaire préliminaire des accumulations de marge glaciaire sur la partie sud du massif de Montmorency**

L'analyse des MNT révèle, sur la marge sud du massif de Montmorency, la présence de différents types d'accumulations marginales, bourrelets transversaux aux vallées, bourrelets arqués en tête de petites vallées, épandages avec kettles (fig. 3). Ces accumulations confirment le Débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent dans certaines vallées et une plus grande fréquence des dépôts de contact glaciaire dans la moitié sud du massif en relation ou non avec l'IACP. L'ensemble reste à étudier.

### **Réexamen des moraines de l'Astroblème de Charlevoix et de la périphérie**

L'examen des MNT et des levés de terrain ont mis en évidence de nouvelles données dans la région de l'astroblème. Des moraines, en grande partie déjà identifiées par Govare (1994), bordent la vallée du Gouffre (fig. 11) et marquent les étapes tardives de la dissipation du Flux du Gouffre, avec des étapes d'abaissement de l'épaisseur de la glace et du niveau des franges lacustres vers 360, 260 et 230 m. Des formes construites au sud du massif des Éboulements (fig. 3), au-delà du champ de linéations cartographié par Brouard *et al.* (2016), et des stries confirment le Débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent (fig. 3). Ces formes sont distinctes de la Moraine de Rochette qui est limitée aux dépôts de marge glaciaire du versant nord du massif des Éboulements, en accord avec les travaux de Rondot (1974). Une partie de ces dépôts bordent la marge sud du flux Jean Noël, mais une origine polygénique des amas plaqués contre les reliefs du massif ne peut être écartée.

Sur le versant sud du massif du Mont Grands Fonds, à l'extrémité NE de la région cartographiée (fig. 1 & 2), un groupe de moraines indique un retrait glaciaire du nord vers le sud (fig. 13). Les moraines d'altitude inférieure à 450 m peuvent faire partie du sous-lobe de la Malbaie (Govare, 1994) de la Moraine de Saint-Narcisse, qui a débordé sur la rive droite de la

rivière Malbaie, vers le sud, jusqu'à 450 m d'altitude. Les plus hautes moraines bordières, à des altitudes de 660 m et 580 m, semblent cependant trop élevées par rapport à ce lobe et pourraient par conséquent être antérieures à la réavancée de Saint-Narcisse. Elles sont un indice de débordement majeur vers le nord qui reste à interpréter.

## **Conclusion partielle**

En Charlevoix occidental, des moraines avaient été partiellement cartographiées par Rondot (1989), Govare (1994), Fournier (1998) et Brouard *et al.* (2016). Elles étaient intuitivement associées à un retrait allant du sud vers le nord, contrairement aux conclusions de cette étude. D'après la pente forte des vallées secondaires qui surplombent l'estuaire du Saint-Laurent, on pensait également que la glace fluait de ces vallées vers l'estuaire. Cette étude montre au contraire que le front glaciaire se retire du nord vers le sud et que la glace a flué de l'estuaire vers l'intérieur des vallées secondaires du chaînon de Ligouri.

Également en Charlevoix occidental, un ensemble de moraines bordières d'altitude élevée, entre 950 et 650 m, associées parfois à des ravinelles, ceinturent le domaine du Débordement glaciaire sud-nord et marquent la limite atteinte par ce dernier. Un déversoir, à 850 m d'altitude, indique que les hauts reliefs des Laurentides au nord du Débordement étaient partiellement déglacés.

Les glaces du Débordement glaciaire sud-nord constituent une entité glaciaire dynamiquement déconnectée du dôme du Québec-Labrador mais qui reste alimentée par le Courant glaciaire du Saint-Laurent. Le retrait de ces glaces se fait par étapes, en fonction principalement des variations climatiques.

Après une première phase de diminution de l'épaisseur des glaces de débordement, les Moraines de Ligouri, des Basses Terres de Ferréol et des Monts forment un seul ensemble de témoins de la même phase de retrait glaciaire, le Groupe des Moraines de Beaupré. Dans le contexte particulier du Bassin de Beaupré, ce Groupe enregistre en détail un ralentissement du retrait glaciaire. Une déglaciation plus rapide se poursuit ensuite, interrompue par la halte mineure des Moraines des Roches et Joachim, avant l'invasion marine.

Sur le rebord structural qui domine l'estuaire, pendant la phase de ralentissement, le groupe des petites moraines discontinues de l'Escarpement représente des débordements locaux tardifs du Courant glaciaire du Saint-Laurent. Sur les reliefs des Laurentides, les Moraines du Lac Louis et Savane marquent un ralentissement du retrait de la marge du LIS. Une boutonnière déglacée s'élargit entre ces moraines et le Groupe des Moraines de Beaupré. La déglaciation est ensuite rapide sur les reliefs, avec un flux glaciaire vers l'est tardif avant la réavancée de Saint-Narcisse.

Les phases majeures du Charlevoix occidental s'appliquent à toute la marge au nord de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. Le Débordement sud-nord, avec des amplitudes variables,

est avéré, du secteur de la ville de Québec jusqu'à la rivière Malbaie, par des stries glaciaires, des linéations, des ravinelles et des accumulations de marge glaciaire.

Dans la région de l'astroblème, les éléments discontinus des Moraines des Éboulements-Sud sont associés à un champ de linéations déjà attribué au Courant glaciaire du Saint-Laurent. Ces éléments sont équivalents de la Moraines de l'Escarpement, mais distincts de la Moraine de Rochette disposée le long du bord nord du massif des Éboulements.

Entre le Lobe de la Malbaie et le Lobe de la Noire de la Moraine de Saint-Narcisse, des moraines bordières à 660 et 580 m d'altitude du massif des Grands Fonds sont l'indice à vérifier d'un débordement glaciaire majeur vers le nord.

## **5 - LACS GLACIAIRES D'OBTURATION, DELTAS, ÉPANDAGES DE VALLÉE, PALÉOBERGES GLACIOLACUSTRES, REMPLISSAGES DE FONDS DE DÉPRESSION**

En Charlevoix occidental, la présence de lacs d'obturation glaciaire temporaires est attestée (tab. 2; fig. 6) par des cônes deltas à pente forte, des deltas perchés latéraux aux grandes vallées, des deltas latéraux emboîtés, des épandages deltaïques de fond de vallée et, dans la vallée de la Sainte-Anne, par les terrasses d'un épandage fluvio-glaciaire distal à terminaison deltaïque et des replats érosifs étagés et horizontaux (fig. 14). Ces replats étroits sont associés aux paléoberges d'un plan d'eau lacustre retenu entre la langue de glace résiduelle de la vallée et le versant occidental des Hautes Terres de Ligouri. Des replats étagés, discontinus et nettement plus irréguliers que ceux de la vallée de la Sainte-Anne, longent le versant des monts Sainte-Anne et Ferréol. Ce sont des formes érosives et construites composées de chenaux latéraux, replats de bord de lac et moraines latérales (fig. 7 & 9).

Tab. 2 : Paléodeltas, terrasses, paléoberges & paléochenaux dans le Bassin de Beaupré et la vallée du Gouffre, rive nord du moyen estuaire du Saint-Laurent  
 Tab. 2: Paleodeltas, terraces, strandlines & channels in the Beaupré Basin and Gouffre Valley, north side of the St Lawrence middle Estuary

<i>distance de l'estuaire</i>	<i>nom</i>	<i>type</i>	<i>altitude</i>	<i>caractéristiques</i>
<b>vallée de la Sainte-Anne-du-Nord</b>				
43 à 33 km		pseudo-terrasses irrégulières	550 à 500 m	dépôts de marge glaciaire et épandages, latéraux, transversaux et dans l'axe de la vallée
37 km	lac Louis	cône-delta latéral	800 à 740 m	épandage latéral dans un lac sur le bord de la langue glaciaire de la vallée
34 km		cône-delta en contrebas	680 à 655 m	id
30 à 17 km		delta latéral	680 à 660 m	id
		11 replats (paliers) étagés	661 à 480 m	berges d'érosion d'un lac de bord de langue glaciaire
		berges horizontales transitoires		
		replat majeur	586 m	
		replat majeur	534 m	
30 km to 14 km		longue terrasse avec cônes-delta latéraux	480 à 340 m	épandage fluvioglaciaire distal de vallée
		delta axial de St. Léon	365 m	
<b>vallée de la rivière Brûlée</b>				
22 km	lac Janot	cône-delta latéral	596 à 515 m	épandage latéral, eaux de fonte issues du massif de Montmorency
22 à 16 km		épandage deltaïque axial	635 à 454 m	apport du nord de la vallée
		seuil vers la vallée de la Sainte-Anne	420 m	
<b>vallée de la rivière Mont-Saint-Etienne</b>				
		épandage deltaïque axial	596 à 494 m	eaux de fonte issues du massif de Montmorency
<b>rivière des Roches</b>				
		petit delta latéral	520 m	eaux de fonte issues du massif de Montmorency
<b>rivière Jean-Larose</b>				
		delta latéral	503 à 485 m	eaux de fonte issues du massif de Montmorency
<b>versant des monts Ferréol et Sainte-Anne</b>				
25 à 3.5 km		principaux replats discontinus étagés	560 à 527 m	replats composites: berge latérale, chenal latéral
3 km à l'ouest		replat de 3,5 km de long	373 à 369 m	berge lacustre contemporaine au delta de St-Léon
<b>Bras Nord-Ouest de la rivière du Gouffre</b>				
		delta raviné	560 à 530 m	eaux de fonte vers la rivière du Gouffre
<b>plateau en pente des Hautes Terres de Ligouri</b>				
	limite tardive de la M. Brulée	surfaces horizontales ou à pente douce	515 m	lac proglaciaire temporaire
	lac St- Joachim		420 m	lac proglaciaire temporaire
	ruisseau MacLean	chenal et épandage	580 à 514 m	chenal de marge glaciaire et épandage dans un lac proglaciaire
		chenaux divergents vers l'est et vers l'ouest	380 à 367 m	chenaux parallèles au front glaciaire
		chenaux vers l'ouest	360 à 334 m	chenaux parallèles au front glaciaire

Ces nouvelles données (tab. 2), associées aux moraines et paléochenaux, précisent les étapes de déglaciation en rapport avec les lacs glaciaires:

- les premiers cônes deltas et deltas latéraux, de 800 à 660 m d'altitude, indiquent la déglaciation rapide et continue des hauts reliefs, et la présence de lacs d'obturation en bordure des principales vallées encore englacées. Une langue glaciaire a persisté en particulier dans la vallée de la Sainte-Anne alimentée à la fois par le Courant glaciaire du Saint-Laurent et par l'inlandsis.

- une stabilisation relative, vers 650 m, du niveau des lacs de bord de marge glaciaire est associée aux premières moraines du groupe de Ligouri et de l'Escarpement.

- une phase de stabilisation lacustre, entre 580 et 500 m d'altitude, indique que la glace du Débordement sud-nord a fondu à sa périphérie et est déconnectée de l'inlandsis, sauf dans la

vallée de la Sainte-Anne (fig. 15). Des eaux de fonte issues du massif de Montmorency en cours de déglaciation sont drainées vers les basses terres déglacées du Bassin de Beaupré pour former un lac aux limites changeantes, le Lac Beaupré.

- le chenal encastré à 460 m d'altitude du cône polyphasé de Larose marque le début d'une suite de flux de débris glaciaires provenant de la bordure du Courant glaciaire du Saint-Laurent au sud. Ces flux de débris impliquent que les vallées de la marge sud du massif de Montmorency, en amont du Bassin de Beaupré, étaient encore englacées jusque vers cette altitude. La phase lacustre de 460 m est concomitante de l'édification des derniers bourrelets de la Moraine Brûlée et des monts Ferréol.

- la terminaison deltaïque à Saint-Léon de l'épandage fluvioglaciaire de la Sainte-Anne dans le paléolac Beaupré, vers l'altitude actuelle de 370 m, est corrélative du replat sur le versant sud du mont Sainte-Anne, de 373 à 369 m d'altitude, et aux petites moraines de Rivière des Roches et de Joachim. Au cours de cette dernière halte significative des glaces de débordement, il est possible que de la glace résiduelle ait été enfouie sous les sables deltaïques de la vallée de la Sainte-Anne.

La déglaciation du plan incliné des Hautes Terres de Ligouri relève de modalités particulières, avec des lacs très éphémères (fig. 15) :

- plusieurs lacs actuels indiquent l'absence de comblement des dépressions au front du glacier attribuable à la fois à la présence de glace stagnante, à la faiblesse des influx d'eau de fonte et à la brièveté des épisodes.
- à la tête du Bras du Nord-Ouest, des lambeaux de delta entre 560 et 530 m d'altitude indiquent une vidange d'eaux de fonte dans cette vallée ouverte vers le lobe glaciaire du Gouffre en cours d'amincissement.
- des plans subhorizontaux de comblement, à 515 m d'altitude à la limite sud de la Moraine Brûlée et à 420 m d'altitude près du lac actuel de Saint-Joachim, ainsi que des plans inclinés de comblement (fig. 14) confirment la présence de plans d'eau sur les terrains en contrepente au front de la marge glaciaire temporaire. Ces épandages ont été cartographiés par Govare (1994) sous le nom de surfaces de remblaiement lacustre avec obturation par des glaces situées au sud des dépressions.

Dans le Bassin de Beaupré, malgré la preuve d'épisodes lacustres, l'absence de dépôts fins dans les dépressions et vallées est surprenante. Elle est attribuée avant tout au caractère éphémère des plans d'eau et à la forte énergie des eaux de fonte. L'érosion post-glaciaire très intense dans les vallées ne peut expliquer seule cette absence.

Sur la rive nord de l'estuaire, en amont et en aval du Bassin de Beaupré, la présence de lacs d'obturation latéralement au lobe du Courant glaciaire du Saint-Laurent est attestée par des deltas, des épandages de marge glaciaire à kettles situés entre 350 et 230 m d'altitude et des

dépôts juxtaglaciaires. Ainsi, au sud du massif de Montmorency (fig. 3), Lamarche (2011) a identifié deux deltas à 335 m d'altitude, respectivement dans les vallées de la Montmorency et de la rivière Petit-Pré, ainsi que des petits deltas plus bas mais au-dessus de la limite marine. Elle a identifié des dépôts glaciolacustres sous les sables deltaïques. Notre analyse des MNT met en évidence, plus en aval, la présence d'autres indices du maintien d'un lobe de glace dans le moyen estuaire pendant le retrait des glaces sur les Laurentides (fig. 3). Des petits cônes deltaïques sont fortement ravinés dans la partie supérieure de la rivière Cazaux et de ses tributaires, entre 340 et 310 m et au-dessous. Dans la vallée de la rivière Sault à la Puce, deux épandages de marge glaciaire avec kettles, à 350 et 325 m, sont attribués à des flux d'eau de fonte provenant du massif englacé de Montmorency, à l'origine de dépôts accumulés au-dessus de la glace stagnante de la bordure du lobe glaciaire du Saint-Laurent. Plus en aval, la rivière traverse un delta à 270 m. À la confluence de la rivière des Chiens et de ses principaux tributaires, des amas de dépôts de marge glaciaire, entre 360 et 330 m d'altitude, sont apparemment associés à une halte tardive de la glace des Laurentides et recouvrent une séquence complexe de till, d'argile stratifiée et de dépôts juxtaglaciaires. Au sud du massif des Éboulements, à la tête de quelques vallées, des dépôts de marge glaciaire en surplomb ont un pendage vers l'estuaire, à des altitudes de l'ordre de 350 m (Govare, 1994 ; Occhietti & Dionne, 2008).

## Conclusion partielle

Un lac glaciaire, reconstitué à partir d'un delta perché à Saint-Léon et de cônes d'épandage, était déjà attribué à la présence du Courant glaciaire du Saint-Laurent au sud du Bassin de Beaupré (Fournier, 1995; Bhiry *et al.*, 2001, Brouard, 2016). Les nouvelles observations changent partiellement la signification du delta de Saint-Léon. Les buttes en aval du delta sont sableuses et ne sont pas des moraines mais le prolongement fortement raviné du delta. Le delta de Saint-Léon représente une partie de la terminaison deltaïque des dépôts fluvioglaciaires distaux de la vallée de la Sainte-Anne dans le lac glaciaire marginal (fig. 6).

L'ensemble des moraines, paléochenaux et paléodeltas du Bassin de Beaupré indiquent la déconnexion progressive de la glace du Débordement sud-nord par rapport à la marge de l'inlandsis sur les Laurentides, tout en restant une expansion du Courant glaciaire du Saint-Laurent. Des eaux de fonte du massif de Montmorency ont convergé avec celles des basses terres déglacées pour former un lac diachronique qui s'étend vers le sud, le Lac Beaupré, et dont le niveau est déterminé par le Courant glaciaire du Saint-Laurent.

Dans le Bassin de Beaupré, trois épisodes de niveau lacustre vers 550 m, 460 m et 370 m, sont associés à des ralentissements du retrait glaciaire et des phases du Courant glaciaire du Saint-Laurent. Le long de la rive nord, en amont et en aval du bassin, plusieurs dépôts de marge glaciaire et de deltas situés vers 350 m, et parfois près de 230 m indiquent des niveaux de drainage des eaux de fonte le long du Courant de glace du Saint-Laurent (et du lobe tardif), qui pourraient être associés à des niveaux marins relatifs contemporains en aval dans le bas estuaire. Ces données ouvrent la question des modalités d'évacuation des eaux de fonte de la marge de l'inlandsis via le moyen estuaire vers le bas estuaire et le golfe du Saint-Laurent.



## 6 - LA MER DE GOLDTHWAIT

### Limite marine

Actuellement à Beaupré, l'estuaire du Saint-Laurent est soumis à des marées d'une amplitude de 5 m. A partir des MNT (fig. 6), la limite marine post-glaciaire peut être maintenant établie sur les paléo-falaises de la côte structurale orientée Est Ouest (faille du Cap Tourmente), entre le delta marin de la Sainte-Anne et le Cap Tourmente. Vers le haut de la paléo-falaise, une bande quasi horizontale et discontinue, située entre 205 et 180 m a.n.m., est caractérisée par des affleurements rocheux abrupts. Les lambeaux du petit cône deltaïque perché du ruisseau de la Friponne (fig. 6 & 10) culminent à 198 m. Au pied du mont Sainte-Anne, la rivière Jean-Larose est encaissée dans un cône delta étalé entre 250 et 217 m d'altitude. La terminaison du delta est tronquée, avec des replats de 200 à 196 m et de 192 à 189 m qui peuvent être associés au début de l'invasion marine. À la sortie du ruisseau du Sot (fig. 8), un lambeau de cône delta, entre 200 et 197 m, donne une limite marine maximale locale. De toutes ces données morphologiques, la limite marine post-glaciaire semble atteindre 198 m, avec des remaniements de hautes eaux marine (marées exceptionnelles, tempêtes) jusqu'à 205 m. L'hypothèse d'une baisse rapide de niveau de 205 à 198 m, au cours d'une phase ultime du Lac glaciaire Beaupré, ne peut être exclue (fig. 10).

### Début de l'invasion locale de la Mer de Goldthwait

Le début de la transgression marine représente un repère chronologique local. Les données de terrain indiquent une diminution continue de l'épaisseur du Courant de glace dans cette partie du moyen estuaire, avant la transgression marine. Ceci est en faveur d'un modèle d'invasion par les eaux marines le long d'un bras de mer parallèle à la côte plutôt que de l'ouverture instantanée de tout l'estuaire par baie de vêlage. Ce modèle est en accord avec celui de la rive sud de l'estuaire où le Lac Chaudière-Etchemin précède l'arrivée des eaux marines (Occhietti *et al.*, 2001a; Normandeau, 2010).

### Construction par la rivière Sainte-Anne du delta marin de Beaupré

En amont du delta marin de la Sainte-Anne (Laliberté, 2005; fig. 6) qui culmine à 181 m, sous la limite marine, la rivière traverse un canyon encaissé dans un seuil de 230 m d'altitude coiffé de blocs sub-métriques et incisé par des chenaux d'érosion. Le delta sableux inclut latéralement vers l'est une large structure emboîtée, à dépôts grossiers à blocs, encaissée dans les sables deltaïques. Cette structure, en contrebas d'un important ravin localisé sur le versant rocheux dominant le delta, est d'origine locale et tardive par rapport au delta sableux. En aval du delta (coupe du Barrage, fig. 6), l'unité sableuse inférieure sous des argiles marines surmontées de silt puis de sable est considérée comme prodeltaïque (Bhiry *et al.*, 2001; Laliberté, 2005). La vallée actuellement en canyon était obstruée par les dépôts de marge glaciaire du Courant de glace du Saint-Laurent résiduel, jusqu'à une altitude supérieure à 230 m. Les eaux issues de la Sainte-Anne pendant la phase ultime du Lac Beaupré sont à l'origine des chenaux incisés dans

ce seuil et des sables prodeltaïques déposés en aval sous les argiles marines. Le chenal principal de la Sainte-Anne s'est ensuite encaissé dans le seuil sur une longueur de 5 km pour s'ajuster au niveau relatif de la mer.

## Datations $^{14}\text{C}$ de coquilles marines

Les âges  $^{14}\text{C}$  calculés avec  $\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$ , non normalisés en âges conventionnels, de fragments de coquilles marines en position basale dans les argilo-silts sous les dépôts du delta marin de la Sainte-Anne (Laliberté, 2005); **tab. 3**), sont respectivement de  $12\,200 \pm 100$  ans BP (TO-10930) à la coupe du Barrage (**fig. 4b**),  $11\,940 \pm 70$  ans BP (Beta-180457) à la coupe à la base du mont Sainte-Anne (**fig. 4c**), et  $11\,890 \pm 90$  ans BP (TO-10929) à la coupe Jean-Larose. En années calendaires étalonnées avec Calib 8.2 (Stuiver *et al.*, 2021), ces âges de coquilles marines sont compris entre 14,25 et 12,92 ka. Ils sont plus vieux que les âges maximaux connus sur la rive nord de la vallée centrale du Saint-Laurent qui varient entre 11 600 et 11 300 ans BP (Occhietti, 2007). En années calibrées, ces âges-coquilles marines sont compris entre 14,37 et 13,43 ka. Des âges plus jeunes de coquilles en position stratigraphique plus récente valident la valeur relative de ces âges (**tab. 3**). Dans le Bassin de Beaupré, ces âges suggèrent, en première lecture, que la pénétration des eaux marines par un bras local nord de la Mer de Goldthwait, précède de plusieurs siècles l'invasion marine généralisée plus en amont de la vallée centrale du Saint-Laurent vers  $13 \pm 0,1$  ka. Dans les faits, cet écart reste théorique, compte tenu des marges d'erreur, de la forte variabilité de l'effet réservoir total observé dans les eaux marines épicontinentales des basses terres du Saint-Laurent et des nombreuses variables qui en sont la cause (Hillaire-Marcel, 1981; Rodrigues, 1988 & 1992, Occhietti & Richard, 2003, Richard & Occhietti, 2005).

Tab. 3 : Ages radiocarbone de coquilles marines du Bassin de Beaupré et de débris à la base des sédiments des lacs Clinton et Dubuc du Québec méridional.

Un  $\Delta R$  régional de + 175 ans est appliqué aux coquilles marines en utilisant la série MARINE20. Comme développé dans Richard & Occhietti(2005), sans datation croisée avec des débris organiques, ces âges Cal ne sont qu'indicatifs.

Tab. 3: Radiocarbon ages of marine shells sampled in the Beaupré Basin and of the basal organic debris from bottom sediments of lakes Clinton and Dubuc in southern Québec.

Tab. 3 : Ages radiocarbone de	Age calculé BP	Age conventionel BP	*CALIB 8.2 âge cal. ka BP		Laboratoire	Matériel daté	Référence	Sédiment
	$\delta^{13}\text{C} = 0 \text{ ‰}$	$\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$	minimum	maximum				
Mt Sainte-Anne (cf fig. 4c)	$11,630 \pm 60$	$12,040 \pm 60$	13.35	13.6	Beta-180458	fragments coquilles	*Stuiver <i>et al.</i> 2021	lits basaux, argile marine
	$11,940 \pm 70$	$12,350 \pm 70$	13.73	14.02	Beta-180457	<i>Portlandia</i> sp	Laliberté, 2005	id
Jean-Larose	$11,140 \pm 50$	$11,550 \pm 50$	12.92	13.12	Beta-180455	fragments coquilles	id	id
	$11,340 \pm 50$	$11,750 \pm 50$	13.16	13.31	Beta-180454	id	id	id
	$11,890 \pm 90$	$12,300 \pm 90$	13.58	13.89	TO-10929	id	id	id
Barrage (cf fig. 4b)	$12,220 \pm 100$	$12,630 \pm 100$	13.81	14.54	TO-10930	id	id	id
Saint-Joachim 1	$10,530 \pm 50$	$10,940 \pm 50$	12.46	12.69	Beta-180456	id	id	lits argileux post-delta
Saint-Joachim 2	$10,510 \pm 120$	$10,900 \pm 120$	12	12.72	GSC-5851	<i>Hiatella arctica</i>	Lanoie, 1995	id
Lac Clinton	$11,640 \pm 35$	$11,640 \pm 35$	13.43	13.53	ULA-906	débris végétaux	Elkadi, 2013 (IntCal20)	matière organique basale
Lac Dubuc	$11,530 \pm 35$	$11,530 \pm 35$	13.32	13.47	ULA-821	débris végétaux	Elkadi, 2013 (IntCal20)	id

## 7 - ÉLÉMENTS DE CHRONOLOGIE : DONNÉES ET INTERPRÉTATION

Antérieurement à l'invasion marine, le Tardiglaciaire du Charlevoix occidental est encadré par plusieurs autres repères chronologiques et climatiques, présentés ci-dessous dans leur ordre chronologique.

### 7.1 Relation du Débordement glaciaire vers le nord de l'estuaire avec l'inversion des glaces appalachiennes du Québec et de la Nouvelle-Angleterre pendant le Bølling-Allerød

Le flux vers le nord est un événement catastrophique de la marge de l'Inlandsis laurentidien dans l'axe du Saint-Laurent. Il a été associé (Occhietti *et al.*, 2001a) à l'inversion d'écoulement des glaces appalachiennes le long de la ligne de partage des glaces du Québec (*Québec Ice Divide* de Shilts, 1981), après l'amincissement du courant de glace dans l'axe du Saint-Laurent. Cette inversion est identifiée par notamment Lamarche (1971, 1974), Lortie (1975, 1976), Dionne (1972), Martineau (1977), Rappol (1993), Lortie et Martineau (1987) et Blais (1989) et dans le Maine par Lowell (1985). L'ensemble des données publiées montre que l'inversion des glaces appalachiennes est diachronique. À partir des données du Maine et de modèles de dynamique d'inlandsis, Lowell *et al.* (1990) suggèrent que cette inversion appalachienne soit antérieure d'au moins 1000 ans à l'invasion marine des basses terres du moyen estuaire, soit entre la fin du Bølling et le début de l'Allerød (fig. 16 & 17). Elle était corrélée avec le Dryas I, avant le Bølling (Occhietti *et al.*, 2001a), ce qui semble maintenant nettement trop ancien.

### 7.2 Signification climatique du Groupe des moraines de Beaupré: corrélation avec l'épisode de Killarney du Nouveau-Brunswick et l'Épisode froid intra-Allerød (*Intra-Allerød Cold Period, IACP*)

Dans la logique du modèle antérieur de déglaciation du sud vers le nord, la distance de 80 km entre l'estuaire et la Moraine de Saint-Narcisse impliquait une longue durée de retrait, de plus de 800 ans; la corrélation de la Moraine Brûlée avec le Dryas II avait été proposée (voir Occhietti *in* Bhiry *et al.*, 2001). Le modèle de déglaciation reconnu dans la présente étude, avec une déglaciation du nord vers le sud des glaces de débordement, et une déglaciation du sud vers le nord des glaces laurentidiennes, permet de concevoir un retrait glaciaire sur une période plus courte.

Dans le contexte de déglaciation rapide de l'Allerød, les moraines du Charlevoix occidental (Moraines de Beaupré et de Savane) marquent un ralentissement prononcé du retrait des fronts glaciaires, tandis que le Courant glaciaire du Saint-Laurent reste très actif (Moraines de l'Escarpement). Ce ralentissement succède à un amincissement de la glace adossée aux reliefs, de 950-750 à 650 m (fig. 12), et précède le retrait rapide antérieur à l'invasion marine (fig. 10). Faiblement antérieur à l'invasion marine et à la réavancée glaciaire du début du Dryas récent, nous mettons en relation l'épisode des moraines du Charlevoix occidental avec l'oscillation de Killarney définie au Nouveau-Brunswick et corrélée avec l'Épisode froid intra-Allerød (IACP) (Levesque *et al.*, 1993; Levesque *et al.*, 1994; Yu & Eicher, 1998; Yu & Wright, 2001).

L'IACP est reconnu à l'intérieur (Yu & Wright, 2001) et au NE (Yu, 2007) des USA. En Europe (Suisse et Allemagne) il est corrélé à l'Oscillation Gerzensee 3 (Lotter *et al.* 1992; Merkt & Muller, 1999; van Raden *et al.*, 2013), observée également au lac Ammersee (von Grafenstein *et al.*, 1999). Il correspond au stadial GL-1b de l'Inlandsis du Groenland selon la chronologie  $^{18}\text{O}$  du NGRIP Greenland Ice Core (GIC CO5) (Rasmussen *et al.*, 2014) et du groupe INTIMATE (Lowe *et al.*, 2008) (fig. 16 & 17).

L'IACP est attribué à une perturbation de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord (Donnelly *et al.*, 2005; Thornalley *et al.*, 2010), observée aussi en Mer de Norvège (Karpuz & Jansen, 1992) et dans le bassin de Cariaco, au nord du Venezuela (Yu & Eicher, 2001). La diminution de la circulation thermohaline à l'origine du refroidissement est attribuée au déversement catastrophique dans l'Atlantique des eaux du Lac glaciaire Iroquois, via la vallée de l'Hudson (Donnelly *et al.*, 2005). Le niveau du Lac Iroquois qui inondait le bassin du lac Ontario s'est abaissé de 100 m entre le niveau Frontenac et le niveau Belleville, pour drainer les eaux correspondantes vers l'Hudson via le Lac glaciaire Vermont (Pair & Rodrigues, 1993).

La durée de l'oscillation est de l'ordre de 2 à 3 siècles. Le groupe INTIMATE (Lowe *et al.*, 2008) a synchronisé les limites chronologiques de l'IACP entre 13331 et 13099 années b2k, soit entre 13261 et 13049 années Cal BP. Van Raden *et al.* (2013) ont réajusté ces âges entre 13274 et 12989 années Cal BP. Pour tenir compte de l'étalement temporel de la réponse glaciaire, constaté par exemple lors de l'étude des moraines associées au Dryas II (*Older Dryas*) du New Hampshire (Thompson *et al.*, 2017), les limites chronologiques arbitraires de 13,3-13 ka sont retenues (fig. 16 et 17). Par son ampleur amphiatlantique et sa durée, l'IACP est donc une oscillation majeure qui devrait être exprimée pendant la déglaciation de la marge SE de l'Inlandsis laurentidien. Selon les courbes de reconstitution de température moyenne annuelle établies à partir des carottes de glace du Groenland (Rasmussen *et al.*, 2006) et du groupe INTIMATE (Lowe *et al.*, 2008), la durée et l'ampleur du refroidissement sont plus grands que ceux du Dryas ancien, dans un contexte de l'Allerød plus frais que celui du Bølling. Ces caractéristiques expliqueraient l'étalement des crêtes morainiques sur 11 km des Moraines de Ligouri en Charlevoix occidental.

L'IACP est suivie, à la fin de l'Allerød, par un bref retour aux températures plus douces du GI-1a avant le Dryas récent (fig. 16). À l'échelle locale du Charlevoix occidental, l'oscillation de Killarney est antérieure à la déglaciation du secteur du Petit lac à l'Ange (voir ci-dessous) et ne peut donc pas être enregistrée dans le diagramme pollinique de ce site. Au centre de l'Astroblème de Charlevoix, certains éléments de la Moraine de Rochette limitée aux dépôts sur le rebord nord du massif des Éboulements, sont antérieurs au Flux Jean-Noël et sont très probablement associés à une partie de l'IACP.

### 7.3 Succession végétale postglaciaire : la carotte de sédiments du Petit lac à l'Ange et âge minimal des moraines du Charlevoix occidental

Le Petit lac à l'Ange est localisé à 20 km au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Il est en position latérale à l'ENE de la Moraine Savane, la déglaciation de ce lieu est donc postérieure à la mise en place de cette moraine. Le diagramme pollinique d'une carotte de 5 cm de diamètre totalisant 5,67 m de longueur, prélevée au fond du lac, révèle une succession végétale postglaciaire complète et représentative des régions de la bordure sud des Laurentides (Labelle & Richard, 1981; Fréchette *et al.*, 2020). Les sédiments sont limono-sableux entre 567 et 555 cm de profondeur et passent à de l'argile silteuse entre 555 et 512 cm (fig. 18). Une gyttja silteuse de plus en plus organique les surmonte jusque vers 485 cm, après quoi la fraction inorganique détritique est négligeable jusqu'à l'interface eau-sédiment. La perte au feu passe de 1 à 2% à la base, à environ 30% de la masse sèche au-dessus du niveau 500 cm. La transition s'effectue entre 515 et 500 cm de profondeur, segment au sein duquel se trouve des lits très manifestes de diatomées (de 512 à 509 cm de profondeur).

Les assemblages polliniques inférieurs du diagramme (niveaux 567 à 503 cm) attestent de l'installation progressive d'une végétation herbacée puis arbustive basse en milieu dénudé, d'où les apports détritiques grossiers par érosion pelliculaire autour du bassin lacustre (fig. 18). Ces assemblages polliniques traduisent le passage d'une végétation de toundra désertique (Td, sous-zones 1a et 1b) à une toundra dominée par les herbacées (Th, sous-zone 1c à Poacées et Cypéracées, Rosacées, Fabacées, Caryophyllacées, Renonculacées, Composées, Éricacées) riche grains de pollen de plantes aujourd'hui trouvées dans la zone arctique ou dans l'étage alpin (*Salix herbacea*, *Oxyria digyna*, *Saxifraga oppositifolia*, *Koenigia islandica*, *Oxytropis maydelliana*, *Armeria labradorica*, *Polygonum viviparum* et *Dryas iintegrifolia*). Une toundra arbustive à saules et bouleaux nains admettant quelques trembles (Ta, sous-zone 1d) s'installe par la suite. L'implantation puis le développement des populations d'arbres, essentiellement le peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides* Michx.), marque le début de la phase d'afforestation (sous-zone 2a).

Le Petit lac à l'Ange étant situé à 20 km au sud de la position de la Moraine de Saint-Narcisse, il a pu être témoin des conditions qui régnaient avant et durant la réavancée glaciaire. Une date de  $10\,710 \pm 215$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (12 590 ans cal BP) fut obtenue à 503 cm de profondeur moyenne, pour le début de l'afforestation (tab. 4 & fig. 18). Cette date correspondrait presque au tout début du Dryas récent. Bien que cette détermination chronologique soit la plus ancienne livrée par la datation  $^{14}\text{C}$  des sédiments du Petit lac à l'Ange, elle apparaît beaucoup trop vieille puisqu'elle date l'afforestation, un phénomène peu compatible avec le début de la chronozone froide du Dryas récent. Elle devrait plutôt correspondre à la fin de cet épisode froid.

Manifestement, la chronologie sédimentaire du Petit lac à l'Ange doit être réexaminée. Par ailleurs, une durée inconnue est représentée par les 64 cm de sédiments situés sous le niveau 503 cm, durant la période de développement de la toundra. Cette durée doit être évaluée.

**Tab. 4 : Dates <sup>14</sup>C conventionnelles et âges étalonnés du site ANGE (Petit Lac à l'Ange)**

**Tab. 4 : Conventional <sup>14</sup>C datations and calibrated ages of Petit Lac à l'Ange (acronym ANGE)**

Informations tirées de l'Annexe 6 de Fréchette *et al.* (2020) et de Labelle & Richard (1981)..

**Petit lac à l'Ange : 47° 28' 54" Nord; 70° 41' 05" Ouest; altitude 640 mètres.**

Superficie : 50 ha, 3 mètres de profondeur d'eau; 5,67 m de sédiments dont 55 cm inorganiques, à la base, avec lamines de 0,5 à 3 mm d'épaisseur.

Analyses très serrées (43 échantillons) entre 487 et 567 cm de profondeur; les sédiments (volume frais 1 cc) y furent prélevés à l'aiguille tous les ± 1,7 cm.

Profondeur moyenne  (cm)	Épaisseur échantillon  (cm)	GEOCHRON  Numéro lab	Matériel daté	Date <sup>14</sup> C BP conventionnelle	Âge cal BP  médián	Âges étalonnés AA = cal BP				
						Calib 7.0 (IntCal13)		Probabilité	CLAM 2.2 (IntCal13)	
						Gamme à 2 <i>sigma</i>			Gamme à p=95%	% Probabilité
95,0	10	GX-5321	En vrac	885 ± 160	827	551 1089	0,978	624 1091	88,9	
195,0	10	GX-5322	En vrac	2575 ± 165	2636	2305 3069	0,988	2308 3072	94,7	
295,0	10	GX-5323	En vrac	4365 ± 170	4986	4518 5333	0,957	4522 5332	91,3	
395,0	10	GX-5324	En vrac	6410 ± 215	7294	6825 7671	0,992	6846 7675	94,5	
<b>488,5</b>	7	GX-5326	En vrac	<b>9605 ± 350</b>	<b>10 971</b>	10 117 12 123	0,985	10 153 12 159	94,6	
495,0	10	GX-5325	En vrac	9855 ± 305	11 364	10 495 12 399	0,999	10 549 12 392	94,8	
<b>495,5</b>	7	GX-5327	En vrac	<b>9560 ± 245</b>	<b>10 883</b>	10 229 11 617	1	10 241 11 508	93,1	
503,0	8	GX-5328	En vrac	10 710 ± 215	12 589	12 011 13 063	1	12 053 13 057	95,0	
567,0	-	<b>Extrapolation</b>	par le	pollen >>>	<b>12 750</b>	<b>Gamme MiniMax fondée sur le pollen : 12 500 à 13 000 ans AA</b>				



Les dates utilisées à l'époque par Labelle & Richard (1981) sont des dates  $^{14}\text{C}$  conventionnelles BP et leur étalonnage en années calendaires. BP n'était pas disponible à l'époque. Elles furent déterminées sur des sédiments d'une épaisseur allant de 7 à 10 cm afin d'obtenir suffisamment de carbone pour la datation par compteur proportionnel, la seule méthode alors disponible. Les sédiments entre 567 et 503 cm de profondeur, largement inorganiques, n'ont donc alors pas pu être datés. En l'absence de nouvelles datations par spectrométrie de masse à l'accélérateur de particules (SMA) de macrorestes de plantes terricoles, nous avons repris les données chronologiques de Labelle & Richard (1981) et nous les avons étalonnées de manière à obtenir des âges en années de durée uniforme de 365,25 jours (tab. 5). On notera aussi le grand écart-type des déterminations ( $\pm 160$  à  $\pm 350$  ans  $^{14}\text{C}$ ) ce qui, après étalonnage, entraîne de larges gammes d'âge à une probabilité élevée. On notera aussi que la date centrée sur 495,5 cm livre un résultat sensiblement pareil à celui de la date centrée sur 488,5 cm, 7 cm plus haut. À 495,0 cm de profondeur moyenne, une date plus vieille s'interpose. L'inversion chronologique engendrée par la date à 495,5 cm est sans doute causée par un prélèvement pour datation sur deux ou trois carottes parallèles corrélées par leur sédimentologie. Cette date à 495,0 cm peut donc être rejetée.

Nous avons tracé une courbe de l'âge des sédiments selon la profondeur en utilisant les dates en années étalonnées BP, puis nous avons examiné les résultats à la lumière de la sédimentologie et de la palynostratigraphie (fig. 18). Les 64 cm de sédiments inorganiques non datés de la base de la carotte représentent une durée inconnue mais qui peut être estimée à l'aide des concentrations polliniques mesurées dans les sédiments (Richard *et al.*, 1992). Il suffit de diviser les concentrations polliniques de chaque sous-zone pollinique par des valeurs d'influx appropriées et d'appliquer les quotients à l'ensemble de l'intervalle sédimentaire correspondant. La somme des durées ainsi obtenues pour chaque sous-zone pollinique des sédiments inorganiques non datés est alors ajoutée à la plus ancienne date retenue afin d'obtenir un âge du début de la sédimentation, à la base de la carotte (Richard *et al.*, 1992). Les valeurs d'influx pollinique de chaque sous-zone pollinique de la phase de végétation non-arboréenne (zone pollinique 1 : fig. 18), furent estimées à la lumière des connaissances disponibles dans la littérature (mesures des influx polliniques actuels en toundra ainsi qu'en toundra forestière, modalités d'enregistrement des grains de pollen dans les lacs (input pollinique) selon leur taille, leur morphométrie, et la présence ou non d'affluents).

L'opération nous permet d'abord d'évaluer la date basale centrée sur 503 cm et de confirmer son inadéquation pour rendre compte du début de la phase d'afforestation (sous-zone 2a). Elle nous permet ensuite de proposer un modèle chronologique probable pour les sédiments sous-jacents.

Les données de concentration pollinique (CP : nombre de grains de pollen par  $\text{cm}^3$  de sédiment frais) des niveaux sédimentaires du Petit lac à l'Ange analysés par Claude Labelle (Labelle & Richard, 1981) furent reprises et leur moyenne fut estimée pour chaque zone ou sous-zone d'assemblage pollinique (1a, 1b, 1c, 1d, 2a, 2b et 3). Ces valeurs de CP sont les suivantes : 1a et 1b : 3000; 1c : 35 000; 1d : 47 000; 2a : 75 000; 2b : 250 000 et la zone 3 : 400 000 grains



Tab. 5 : Extrapolation de durée des sédiments inorganiques sous-jacents aux sous-zones 2a et 2b du Petit lac à l'Ange basée sur les influx polliniques (cf fig. 18)

Table 5. Pollen-based extrapolated chronology for inorganic sediments under pollen sub-zones 2a and 2b at Petit lac à l'Ange (see fig. 18)

ANGE CHRONO Extrapolations de durées: A) sous la sous-ZAP 2a; B) sous la sous-ZAP 2b

Zone et Sous-zone	CP moyenne	ÉPAISSEUR			Chronologie étalonnée AA				TAP moyen de la sous-zone	
		ProfINF cm	ProfSUP cm	E cm	mesures sur la courbe ÂgeProf étalonnée AA(àl BP )					
					Âge base années étalonnées	Âge sommet années étalonnées	Durée totale	TAS cm/an	Temps an/cm	grains / cm2/an étal.
3	400 000	472	0	472	10 150	0	10 150	0,047	22	18 601
2b	250 000	491	472	19	11 150	10 150	1 000	0,019	53	4 750
2a	75 000	502	491	11	12 400	11 150	1 250	0,009	114	660
1d	47 000	511	502	9						
1c	35 000	548	511	37						
1b	3 000	557	548	9						
1a	3 000	567	557	10						

Scénario 1		Scénario 2	
TAP/sous-zone adaptées selon le Tableau 7 de Richard , 1981	Durées extrapolées (CP/TAP)*E années	TAP/sous-zone adaptées au site du Petit lac à l'Ange	Durées extrapolées (CP/TAP)*E années
4 750	1 000	18 601	950
660	1 250	4 000	206
400	1 058	3 000	141
200	6 475	1 500	863
100	270	500	54
50	600	100	300
<b>Total:</b>	<b>8 403</b>		<b>1 358</b>
<b>Total:</b>	<b>9 653</b>		<b>1 565</b>

	Scénario 1	Scénario 2
A) Extrapolation sous la sous-zone 2a	Âge à 567 cm: 20 803	13 758
B) Extrapolation sous la sous-zone 2b	Âge à 567 cm: 20 803	12 715

Scénarios rejetés  
Scénario probable  
La date à 503 cm de profondeur moyenne doit être rejetée.

PARAMÈTRES	25 DIANA-500	24 DIANA-375	23 DIANA-VHC	STATIONS 15 FARIBAULT	3 RAF-I	5 RAF-II	10 NEDLOUC
Épaisseur de la gyttja, en cm	35	145	130	85	155	185	370
Longueur totale des sédiments recouverts, en cm	83	150	200	95	175	220	400
Âge minimum selon <sup>14</sup> C	7 000*	6 900	6 500	4 000	5 200	4 900	4 000
Taux de sédimentation en années par cm	200*	48	50	48	33	26,5	11
Concentration pollinique moyenne en grains / cm <sup>3</sup> de la gyttja	15 000	20 000	7 000	35 000	70 000	35 000	70 000
Influx pollinique annuel moyen / cm <sup>2</sup> de la gyttja	75*	415	140	730	2 120	1 320	6 360
Perte au feu moyenne en % du poids sec	5	7	—	9	20	20	25
Perte au feu maximale	15	10	—	15	25	38	38
PA / T (%) moyen (incluant <i>Betula</i> )	50	25	30	30	65	60	55
PA / T (%) moyen (excluant <i>Betula</i> )	25	10	18	10	30	30	30

\* estimé d'après Diana-375, par corrélation pollinique.

Selon Labelle et Richard 1981

	Durée totale années	TAP moyen de la sous-zone grains / cm2/an
2b	1 000	7 000
2a	1 250	800

Remarque

Les sites de référence (tableau 7) sont de petits lacs peu encaissés. La focalisation sédimentaire y est faible et la focalisation pollinique aussi. En conséquence, les valeurs de l'influx pollinique (=TAP) pour chaque type de végétation (sous-zones polliniques) y sont moindres que pour les zones équivalentes du Petit lac à l'Ange. D'où le Scénario 2 qui prend ce phénomène en ligne de compte pour les calculs.

par  $\text{cm}^3$  (tab. 5). L'influx pollinique moyen (TAP : taux d'accumulation pollinique : nombre de grains de pollen par  $\text{cm}^2$  par année cal BP) fut ensuite recalculé pour la sous-zone 2a, sise au-dessus des sédiments non datés, et pour la sous-zone 2b située au -dessus (fig. 18). Elles traduisent la phase d'afforestation du territoire, c'est-à-dire l'implantation des arbres aux alentours du lac.

Afin d'estimer la durée représentée par les sédiments inorganiques des sous-zones de toundra (1a à 1d), deux scénarios de valeurs d'influx pollinique (TAP) moyen sont appliqués. L'exercice, appliqué aux sédiments sous-jacents à la sous-zone 2a mène à des durées inacceptablement longues, portant l'âge de la base de la carotte (niveau 567 cm) à 20 800 ans cal BP et 13 760 ans cal BP selon le scénario. Cela confirme que la date basale à 503 cm est trop vieille et qu'elle doit être rejetée. Appliqué aux sédiments sous-jacents à la sous-zone 2b, l'exercice livre des âges à 567 cm de 20 800 ans cal BP et 12 715 ans cal BP selon le scénario. Ce dernier âge est acceptable et une date de 12 750 ans cal BP peut sans doute être retenue pour la base de la colonne sédimentaire au Petit lac à l'Ange. Par ailleurs, ce dernier scénario livre un âge d'environ 11 800 ans cal BP pour le début de l'afforestation du territoire (base de la sous-zone 2a; fig. 18), ce qui correspond assez bien, aux erreurs près d'estimation des influx toundriques, à la fin de l'épisode froid du Dryas récent vers 11,6 ka (Rasmussen *et al.*, 2014; Mangerud, 2020).

#### **7.4 La Moraine de Saint-Narcisse et le début du Dryas récent : repère chronologique au nord du Charlevoix**

La Moraine de Saint-Narcisse est associée à une réavancée d'ampleur variable de la marge de l'Inlandsis laurentidien au début du Dryas récent (Occhietti, 2007). Le tracé de la moraine au nord du Charlevoix occidental (Lobe des Grands Jardins) et central (Lobe du Charlevoix) est sécant par rapport aux linéations des flux antérieurs (Rondot, 1989; Govare, 1994; Brouard *et al.*, 2016; fig. 3), ce qui confirme le processus de réavancée. L'âge de la fin de l'Alleröd / du début du Chron Dryas récent est estimé à 12,86 ka, d'après les données du Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014; fig. 16 & 17). En Norvège, des glaciers de cirque précèdent la mise en place des moraines continentales d'un à deux siècles, en raison de l'inertie de la réavancée de l'inlandsis (Larsen *et al.*, 1984). La réponse végétale au refroidissement dans l'Eifel, en Allemagne, commence après un délai de 185 ans par rapport à l'âge du début de Dryas récent au Groenland (Obrecht *et al.*, 2020). Un délai du même ordre de grandeur est proposé pour l'âge du front externe de la Moraine de Saint-Narcisse, daté vers 12,7 ka (Occhietti, 2007). En Charlevoix occidental, la Moraine Savane, située à 20 km au sud, est donc antérieure de quelques siècles. Le laps de temps pendant l'Alleröd tardif entre la fin de ce cluster morainique (fin de l'IACP) et le front de la Moraine de Saint-Narcisse correspond à une succession d'épisodes de durée courte : déglaciation rapide, Flux O-E et Jean Noël, déglaciation rapide et temps d'inertie de la réavancée du YD.

## 8 - SYNTHÈSE SUR LA DÉGLACIATION RÉGIONALE: SÉQUENCE DES ÉVÉNEMENTS

Les événements du Charlevoix occidental et des régions voisines sont replacés dans le contexte général du moyen estuaire du Saint-Laurent pendant le Bølling-Allerød. La dynamique glaciaire de la marge du LIS dans cette région dépend de facteurs topographiques et des composantes glaciaires. Le corridor structural de la Plateforme du Saint-Laurent accentué à l'aval du moyen estuaire par le chenal Laurentien profond de 400 m, les hauts massifs à plus de 1000 m du Lac des Neiges et du mont Blanchard dans les Laurentides, la dépression du Charlevoix occidental en contrebas de ces massifs et la dépression semicirculaire de l'astrolème sont des contraintes de la dynamique glaciaire lorsque l'épaisseur de la glace diminue. L'épaisseur de la glace, l'état de la glace, froide ou proche du point de fusion avec une base saturée en eau, la position des centres ou axes de diffuence au sud du dôme du Québec-Labrador, la séparation de calottes appalachiennes et la présence de fronts d'ablation accélérée par des baies de vêlage en aval de l'estuaire conditionnent la présence et l'emplacement de courants et de flux de glaces. Dans le temps, l'épaisseur et l'état de la glace dépendent des facteurs climatiques de température et de précipitation.

D'après l'ensemble des données connues, l'histoire glaciaire tardive de la région du moyen estuaire du Saint-Laurent suit un enchaînement d'étapes. Les corrélations proposées des événements des bordures nord et sud du moyen estuaire restent à vérifier par des données chronologiques incontestables. Ces corrélations sont basées sur la cohérence des données morphologiques, de la lithostratigraphie et de la dynamique glaciaire.

### 8.1 Écoulement majeur globalement ouest-est (de ONO-ESE à NO-SE)

Un écoulement glaciaire majeur de l'ONO vers l'ESE, puis obliquant vers le SE, est transversal à l'estuaire (fig. 2 & 19A et B). Les marques d'érosion associées sont observées sur le rebord sud de tout l'estuaire (Lortie & Martineau, 1987 ; Rappol, 1993 ; Lowell *et al.*, 1990 ; Veillette *et al.*, 2017) et rarement sur la bordure nord fortement érodée par les flux glaciaires ultérieurs. Le flux initial vers l'est est suivi d'un flux vers le SE dans la région située au sud du moyen estuaire (Veillette *et al.*, 2017) et vers l'ESE dans la région de la Chaudière (Shilts *et al.*, 2007)(fig. 19C).

Contrairement à l'hypothèse de Occhietti *et al.* (2001a), l'écoulement vers le SE ne correspond pas à une convergence des glaces vers la baie de vêlage située en aval dans le bas estuaire ou le golfe du Saint-Laurent, mais à un écoulement issu de la zone de diffuence des glaces du dôme du Québec-Labrador située dans l'axe du lac Mistassini et mise en évidence par Veillette (2004).

## 8.2 Phase de convergence progressive des glaces de l'inlandsis vers l'estuaire moyen du Saint-Laurent

Les stries vers le nord-est (060°N) sur le plan incliné de Ligouri (fig. 3), confirment la convergence des glaces vers l'axe du Saint-Laurent, conséquence du renforcement de l'influence topographique et de la canalisation de glaces épaisses vers la baie de vêlage dans le bas estuaire ou le golfe. L'écoulement actif vers le NE est attesté par une mince couverture de till sur les stries (060°N). Il est attribué à l'arrivée, à l'emplacement du moyen estuaire, de la tête de convergence des glaces vers la baie de vêlage (fig. 19 C & D), après le recul progressif de cette convergence vers l'intérieur du continent (Parent & Occhietti, 1999). La partie maritime de l'estuaire est nécessairement en partie déglacée et une barrière ou plateforme de glace se développe probablement à la terminaison du courant de glace sur le chenal Laurentien dans le bas estuaire. La calotte de glace sur les reliefs appalachiens de la Gaspésie (Veillette & Cloutier, 1993; Olejczyk & Gray, 2007) est ainsi progressivement séparée du Courant de glace dans l'axe du Saint-Laurent et par conséquent déconnectée du dôme du Québec-Labrador. Selon Rondot (1974), Lanoie (1995) et Govare (1994), la baie de vêlage aurait entraîné progressivement le déplacement du centre de dispersion du dôme glaciaire du Québec-Labrador vers les reliefs des Laurentides plus au sud-ouest. Des étapes de l'expansion du bras de mer précoce de la Mer de Goldthwait, du golfe vers l'estuaire moyen, sont illustrées dans Dalton *et al.* (2020).

Les glaces de la tête de convergence étaient épaisses et il est possible que les hautes moraines bordières du versant sud du massif des Grands Fonds soient les témoins de cet écoulement. La majorité des stries identifiées sur les surfaces rocheuses des îles (Dionne, 1972 et données non publiées) et de la rive sud du moyen-estuaire (Rappol, 1993; Veillette *et al.*, 2017) confirment le maintien prolongé d'un écoulement glaciaire dans l'axe NE.

## 8.3 Amincissement de la marge de l'inlandsis dans l'axe du moyen estuaire et déséquilibre des glaces appalachiennes

De l'ablation accélérée résulte un amincissement prononcé de la marge de l'inlandsis à l'échelle de l'ensemble du corridor du Saint-Laurent et de ses marges. Les massifs du Lac des Neiges et de Blanchard ont formé une barrière naturelle à l'écoulement des glaces amincies de l'inlandsis vers les basses terres du Charlevoix (fig. 19E). Faute d'apport de glace, ces basses terres ont subi une fonte rapide, probablement vers la fin du Bølling (fig. 16 & 17). Compte tenu de la présence de lits sableux intercalés dans le till supérieur du Bassin de Beaupré, la présence de secteurs temporairement déglacés ne peut être exclue. Dans les coupes en cours d'analyse au sud du mont des Éboulements, des sables et silts stratifiés sous la nappe de till sommitale sont d'âge indéterminé, ils pourraient précéder le dernier flux vers le nord.

L'amincissement de la glace sur tout l'estuaire moyen et la bordure sud du Charlevoix crée un vide relatif par rapport aux glaces appalachiennes en déséquilibre. L'inversion d'écoulement déjà initié en Gaspésie se prolonge vers l'amont dans les Appalaches du Québec méridional au-

delà de la vallée de la Chaudière (fig. 2). Progressivement, la ligne de partage des glaces appalachiennes se déplacera vers le sud-est dans la partie nord du Maine (Lowell *et al.*, 1990 ; Shilts *et al.*, 2007 ; fig. 19D, E & F).

#### **8.4 Le Débordement glaciaire sud-nord sur la bordure nord du moyen estuaire**

Le Débordement est attribué à l'inversion d'écoulement des glaces appalachiennes et la faible épaisseur relative des glaces dans l'estuaire, c'est un épisode régional majeur. Il a débordé jusqu'à 950 m d'altitude aux abords du mont Blanchard, et a remonté la rampe des Hautes Terres de Ligouri au-delà de 700 m (fig. 10 & 12). La glace a envahi la basse vallée de la Sainte-Anne. À l'ouest, du côté du massif de Montmorency, les moraines bordières culminent à 650 m sur les monts Ferréol et Sainte-Anne. Compte tenu des linéations associées, ce flux était initialement rapide et représentait une extension du Courant glaciaire du Saint-Laurent. Ses limites initiales au nord étaient probablement indistinctes au moment du débordement, en contact avec la marge de l'inlandsis.

Le flux ouest-est, à l'ouest des monts Ferréol (fig. 3), semble indiquer le maintien, sur le massif de Montmorency, d'un écoulement convergent vers la baie de vèlage pendant le début du Débordement sud-nord. Du côté est, le Courant glaciaire du Saint-Laurent a provoqué une inflexion de l'extrémité sud du lobe du Gouffre, à la terminaison des Hautes Terres de Ligouri (fig. 11).

#### **8.5 Amincissement pendant l'Allerød: début du retrait de l'aire de Débordement sud-nord sur les marges du Bassin de Beupré**

En Charlevoix occidental, les données nouvelles ou réinterprétées montrent que la glace du Débordement sud-nord s'est désolidarisée de la marge de l'inlandsis et s'est dissipée, selon le contexte local, du nord ou nord-est vers le sud ou sud-ouest, tout en restant associée au Courant de glace au sud. Cette phase est attribuée à une déglaciation continue, sur 10 km, allant de la mise en place des moraines bordières et ravinelles aux premières moraines de la Flippe, sans halte significative du front glaciaire (fig. 11).

Des moraines de convergence et des déversements vers le secteur nord, à la limite entre les deux types de glace, montrent que le front glaciaire reculait aussi vers le nord dans les Laurentides. Sur une marge d'inlandsis diminuant d'épaisseur, les hauts reliefs sont les premiers déglacés avec des lobes tardifs dans les vallées. Le retrait rapide vers le nord jusqu'aux bourrelets du lac Louis, puis plus tard jusqu'aux premiers bourrelets de la Moraine Savane est attesté par la rareté des accumulations frontales, et la présence sur les hauts reliefs de lacs actuels auréolés de dépôts glaciaires. La glace a probablement stagné ou est restée enfouie dans la partie nord de la vallée de la Sainte-Anne. Une boutonnière de déglaciation s'ouvre ainsi de part et d'autre de la limite des glaces estuariennes et laurentidiennes (fig. 12).



Cette phase d'amincissement est logiquement généralisée sur toutes les marges du moyen estuaire. Elle correspond à un épisode doux de l'Allerød, pendant une partie plus ou moins longue du GI-1c de la chronologie du Groenland (fig. 16 & 17).

## 8.6 Événements pendant la Période froide Intra-Allerød (IACP)

### *Réactivation de la marge de l'inlandsis : les Flux de Montmorency et du Gouffre vers le SSE*

Une importante phase de flux nord-sud, plus exactement NNO-SSE, sur le massif de Montmorency passe outre le haut massif du Lac des Neiges, sans toutefois recouvrir ni le secteur de flux ouest-est ni le Bassin de Beaupré (fig. 3 & 19 f). Le flux du Gouffre lui semble contemporain. Logiquement, le vaste flux nord-sud aurait dû couvrir tout le versant nord du massif des Éboulements et la basse vallée de la Malbaie. Si tel a été le cas, il est probable que le Flux Jean-Noël et la réavancée de Saint-Narcisse (Lobes du Charlevoix et de la Malbaie) ont effacé les traces de cet écoulement, sauf quelques palimpsestes à l'ouest (fig. 3 & 19 f).

Le flux laurentidien nord-sud se situe dans le prolongement de l'écoulement tardif majeur identifié par Veillette (2004) dans la région du lac Mistassini et reconstitué par la dispersion de blocs erratiques transportés par les glaces du Dôme du Québec-Labrador. Il intervient sur la marge nord du moyen estuaire probablement au début de l'IACP, vers environ 13,250 ka. Il marque une rééquilibration du dôme due probablement à la fois au changement d'état de la glace basale et aux conséquences d'un refroidissement climatique.

Il faut noter qu'à la suite de cette recherche, la majorité des stries glaciaires vers le secteur sud reportées sur les figures de Occhietti *et al.* (2001a) sont maintenant attribuées au flux tardif NNO-SSE de Montmorency et du Gouffre.

### *Ralentissement du retrait de la glace de débordement et Moraine Savane dans les Laurentides*

Dans le Bassin de Beaupré, l'ensemble des moraines marque un ralentissement prononcé du retrait des glaces de débordement qui restent alimentées par le CGStL. Ce dernier émet des lobes secondaires dans les vallées du rebord structural du Chaînon de Ligouri et sur le versant sud du massif des Éboulements. Ce ralentissement amplifié par le contexte topographique est attribué à l'IACP, entre 13,3 et 13 ka (fig. 16 & 17). Les glaces du Débordement s'amincissent à l'ouest comme l'attestent les moraines latérales en échelon et berges de lac sur les versants des monts Sainte-Anne et Ferréol (les Moraines des Monts). Plus au nord, dans le secteur de la basse rivière du Mont Saint-Étienne, la série de bourrelets de type moraines de De Geer implique un lac proglaciaire étendu vers le nord et barré par les glaces de débordement. Dans la vallée de la Sainte-Anne, les moraines sur la rive droite et les berges lacustres étagées sur la rive gauche illustrent l'amincissement des glaces et l'abaissement des plans d'eau associés.



Au nord, dans les Laurentides, les bourrelets concentriques de la Moraine Savane montrent la stabilisation du front de l'Inlandsis dont la glace s'écoule vers le sud et sud-est. Ce complexe de marge glaciaire, à 40 km de l'estuaire, est contemporain des moraines ou au moins à une partie des moraines des Chenaux et Brûlée situées de 18 à 10 km de l'estuaire dans leur axe de retrait. La relation avec les moraines des Appalaches est développée plus loin.

### ***Réactivation tardive du Courant glaciaire du Saint-Laurent***

La glace du Courant glaciaire du Saint-Laurent a débordé dans des petites vallées et basses terres de la bordure nord de l'estuaire moyen et supérieur, de la région de la ville de Québec jusqu'à la rivière Malbaie (stries, moraines de l'escarpement et des Éboulements-Sud; [fig. 11 et 19F](#)). Sur la rive sud de l'estuaire fluvial, de nombreuses marques d'érosion glaciaire sur le piémont appalachien dans la vallée moyenne de la Chaudière (Blais, 1989 ; Occhietti *et al.*, 2001a; Shilts *et al.*, 2007) attestent d'une réactivation du Courant glaciaire du Saint-Laurent, nommée Événement de la Beauce (*Beauce Event*, Occhietti *et al.*, 2001a). Il est cohérent d'associer cet événement au Flux de Montmorency SSE de la rive nord, dans le contexte du début de l'IACP. L'arc morainique majeur Sutton-Cherry River-Mégantic des Appalaches du Québec méridional est probablement associé au début de cette réactivation.

### **8.7. Retrait glaciaire rapide au sud de la Moraine Brûlée et au nord de la Moraine Savane : le dernier redoux GI-1a de l'Allerød**

Au sud de la Moraine Brûlée, la rareté des témoins du retrait glaciaire indique que la déglaciation a été rapide jusqu'à l'ouverture aux eaux marines ([fig. 3, 6 & 11](#)). Le petit bourrelet morainique des Roches - Joachim marque la dernière halte bien identifiable du retrait des glaces de débordement, en relation avec la phase lacustre de 370 m. Les ultimes accumulations de till d'ablation, transversales à la vallée de la Sainte-Anne, représentent les derniers dépôts associés au Courant de glace du Saint-Laurent, à une altitude de 210 à 230 m. Des paléochenaux à écoulement vers l'ouest confirment que le Courant glaciaire du Saint-Laurent est resté présent tandis que les Hautes Terres de Ligouri étaient déglacées.

Pendant que l'épaisseur du Courant de glace s'abaisse, la marge de l'inlandsis sur les Laurentides recule rapidement vers le nord. Les déversements d'eau de fonte d'ouest en est par les hautes vallées des rivières Brûlée et Mont-Saint-Étienne impliquent la déglaciation progressive du massif de Montmorency. Le cortège fluvioglaciaire distal et tardif de la vallée moyenne de la Sainte-Anne se terminant par le delta de Saint-Léon montrent que la haute vallée de la Sainte-Anne était déjà déglacée pendant la phase 370 m du Lac glaciaire Beaupré. Le retrait glaciaire au nord de la Moraine Savane jusqu'au-delà du front de la réavancée de Saint-Narcisse, sur une distance d'environ 20 km dans l'axe méridien, s'est fait rapidement sans halte notable malgré les Flux Ouest-Est et Jean-Noël. Il semble que la dissipation des glaces soit très rapide après l'écoulement des flux, probablement en raison de l'étalement rapide de la glace et de la température proche du point de fusion de celle-ci.

Les hautes terres de l’Astroblème de Charlevoix se sont déglacées rapidement après le passage du Flux Jean-Noël, tandis qu’une langue de glace s’est maintenue dans la vallée du Gouffre en connexion avec le CGStL jusqu’à l’inondation par les eaux marines.

## **9 - VUE D’ENSEMBLE SUR LE COURANT GLACIAIRE DU SAINT-LAURENT DANS LE MOYEN ESTUAIRE**

Le Courant glaciaire du Saint-Laurent dans le moyen estuaire représente la terminaison continentale et tardive du Courant glaciaire du Chenal Laurentien de l’inlandsis reconnu en aval (Margol *et al.*, 2015 ; Dalton *et al.*, 2020).

Le moyen estuaire actuel du Saint-Laurent, de 170 km de long entre le Saguenay et la pointe orientale de l’île d’Orléans, est composé (Conseil du Saint-Laurent, 2017 ; données bathymétriques NONNA du Service hydrologique du Canada) du Chenal Nord, étroit, discontinu et d’au plus 83 m de profondeur, qui longe la côte, et d’une partie sud peu profonde avec deux chenaux qui ne dépassent pas 30 m de profondeur (fig. 11). Entre le chenal au sud et la côte, une large plateforme de moins de 10 m de profondeur prolonge de vastes estrans (Dionne, 1968, 1990, 2001). Vers l’amont, l’estuaire fluvial commence par les deux chenaux étroits et peu profonds de l’île d’Orléans. Même en tenant compte des sédiments post-glaciaires accumulés dans le moyen estuaire, l’épaisseur du courant de glace est par conséquent dissymétrique entre les deux rives et diminue à l’emplacement de l’île d’Orléans. Globalement, le moyen estuaire étant peu profond, les altitudes des moraines bordières et des lacs latéraux au CGStL permettent d’estimer l’épaisseur de ce dernier, en ajoutant de 10 m sur le rebord sud à plus de 100 m localement sur la rive nord. La glace du moyen estuaire reste potentiellement longtemps ancrée au substrat.

Légaré-Couture & Parent (2017) ont cartographié des milliers de traces de courant glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent à partir des MNT. Ils ont identifié de multiples directions d’écoulement en Charlevoix et en amont de la ville de Québec et en concluent que la glace dans la zone du courant glaciaire a été très dynamique. Étant donné que la thèse de Légaré-Couture (2021) sera rendue publique en 2023, la synthèse ci-dessous est une première tentative basée sur toutes les autres données disponibles. Plusieurs fluctuations du CGStL du moyen estuaire sont ainsi reconstituées:

- tête de convergence du Courant glaciaire majeur au-dessus du chenal Laurentien, initié par la baie de vêlage très distale dans le golfe du Saint-Laurent, avec glace épaisse, (voir Dalton *et al.*, 2020),
- différenciation d’un courant glaciaire dans le moyen estuaire par amincissement de la glace; les glaces laurentiennes et appalachiennes convergent vers une baie de vêlage distale dans l’estuaire maritime au large des côtes de Gaspésie (fig. 19C),

- fort amincissement de la glace dans l'estuaire moyen et sur les marges, pendant un épisode de déglaciation généralisée (fig. 19D & E),
- débordement majeur sur la bordure nord, provoqué très probablement par le renversement des glaces appalachiennes vers la dépression de l'estuaire (fig. 19E),
- reprise de l'écoulement vers la baie de vêlage, d'après les stries observées dans la région de la vallée de la Chaudière (Blais, 1989 ; Occhietti *et al.*, 2001a ; Shilts *et al.*, 2007), dans un contexte d'amincissement de la glace (fig. 19F),
- renforcement du CGStL par la réactivation nord-sud de l'inlandsis, identifié par les moraines de l'Escarpement et par l'Événement de Beauce sur la rive sud; latéralement aux glaces stagnantes des Bois-Francs. Le courant de glace du moyen estuaire est exclusivement laurentidien et se termine vers l'aval par une baie de vêlage probablement en biseau le long de la côte sud. Il semble que cette phase soit synchrone à l'IACP (fig. 19F),
- d'un point de vue formel, lorsque le CGStL est déconnecté de l'Inlandsis laurentidien du côté nord et des glaces appalachiennes du côté sud, la langue glaciaire peut être considérée comme un lobe de la marge SE de l'Inlandsis laurentidien.

Le mode de dissipation de la glace du CGStL dans l'estuaire moyen et fluvial reste mal connu, faute de datations <sup>14</sup>C fiables et de données directes. La glace de l'estuaire s'amincit d'après la baisse du niveau du lac glaciaire de Beaupré, de 650 à 340 m. Une phase de stabilisation vers 340 ± 20 m semble généralisée d'après les dépôts de contact glaciaire et épandages proglaciaires observés dans les vallées adjacentes de l'estuaire, au sud du massif de Montmorency (fig. 3), dans la vallée du Gouffre (dépôts de marge latéraux à 330 m) et au sud du massif des Éboulements (Govare, 1994). Dans la région de la vallée de la Chaudière, à 50 km en amont de l'estuaire moyen, un lac temporaire long de plus de 50 à 70 km entre le courant de glace et le piémont appalachien, le Lac Chaudière-Etchemin, précède l'invasion marine locale (Occhietti *et al.*, 2001a) initiée plus en aval par un bras de mer (LaSalle *et al.*, 1977 ; Chauvin *et al.*, 1985). Normandeau (2010) distingue deux phases de ce lac, avec un premier niveau compris entre 375 et 360 m et un deuxième entre 305 et 290 m. Il signale également, sur le piémont appalachien, les traces d'un épisode lacustre tardif entre 240 et 210 m, qui précède d'un court laps de temps l'ouverture à la Mer de Champlain. Ce lac temporaire n'est pas connecté avec le Lac Candona. Ces phases lacustres sur le piémont confirment la présence tardive de glace d'origine laurentidienne en amont du moyen estuaire et au nord du piémont et surtout l'ouverture aux eaux marines par le sud de la vallée centrale du Saint-Laurent. En tenant compte seulement de la localisation, cela voudrait dire que le bras de mer qui atteint la Côte de Beaupré sur la rive nord ne signifie pas que l'estuaire moyen était entièrement déglacé. L'hypothèse de glace tardive ancrée à l'emplacement de l'île d'Orléans, liée à la dissymétrie du moyen estuaire est possible. L'hypothèse d'une phase précoce d'invasion marine limitée à la région de la ville de Québec, la phase de Charlesbourg de la Mer de Champlain, proposée par Parent & Occhietti (1988), d'après l'âge de 12,400 ± 160 BP (GSA-1583 ; 15,42-14,04 ka) d'un

till fossilifère découvert par LaSalle (1978), âge révisé de  $10\,880 \pm 90$  BP (Beta-115870 ; 13,14-12,62 ka ; Occhietti *et al.*, 2001b) est également plausible. Une nouvelle unité marine, identifiée par forage (Lamarche, 2011), sous un till et les argiles supérieures associées à la Mer de Champlain, pourrait être la preuve d'une telle phase éphémère précoce ou d'un épisode marin plus ancien. Si cette nouvelle unité date de la phase tardive de l'Allerød, elle aurait été ensuite occultée dans la région de Québec par une réavancée glaciaire.

Au cours de la phase tardive des glaces de l'estuaire moyen, la glace est restée alimentée par l'inlandsis et attirée vers l'aval par un front de vêlage ouvert sur la Mer de Goldthwait. La disposition de ce front de vêlage reste à établir, probablement influencée par la dissymétrie du fond de l'estuaire et par la glace active dans l'axe du Saguenay (Dionne & Occhietti, 1996). Jusqu'à environ 370-340 m d'épaisseur (plus forte le long du chenal nord), le CGStL était actif. Vers la fin, compte tenu de l'enfoncement glacio-isostatique, il avait probablement l'aspect d'une langue glaciaire peu épaisse puis d'une barrière de glace partiellement ancrée avant de se démanteler.

## 10 - ESSAI DE CORRÉLATION DE MORAINES DU QUÉBEC MÉRIDIONAL AVEC L'IACP

L'attribution du Groupe des Moraines de Beaupré à l'IACP sous-entend que la marge de l'inlandsis peut enregistrer les fluctuations climatiques de cette ampleur. Ceci ouvre de nouvelles perspectives concernant l'interprétation des ceintures morainiques du sud du Québec et des États voisins.

La corrélation avec l'IACP repose sur l'âge des moraines et sur le signal climatique. L'oscillation enregistrée au Groenland est maintenant datée avec précision entre 13,274 et 12,989 ka (Van Raden *et al.*, 2013). Il est toutefois probable que la réponse des marges glaciaires à l'oscillation s'étale plus largement dans le temps par inertie, et la plage d'âge 13,35 à 13 ka sera retenue comme repère chronologique (fig. 16 & 17). L'IACP n'est pas clairement identifiable dans la Chronologie varvaire nord-américaine (NAVC) établie à partir de lacs de Nouvelle-Angleterre: « *after 13,800 yr b2k, ... the signal in the varve records is delayed and attenuated because of its mediation through landscape-forming processes.* »(Ridge *et al.* (2012).

L'oscillation s'insère chronologiquement dans la phase de toundra post-glaciaire enregistrée sur les diagrammes polliniques du sud du Québec (Richard, 1994 a & b; Elkadi, 2013; Chapdelaine & Richard, 2017), ce qui explique qu'elle ne puisse pas être identifiée en soi sur les diagrammes. La réactivation des glaces laurentidiennes identifiée par les Flux nord-sud de Montmorency et du Gouffre sur la rive nord de l'estuaire et par l'Événement de Beauce sur la rive sud est un signal de dynamique glaciaire majeur qui a un impact climatique.

Dans l'état des connaissances, les ceintures morainiques les plus méridionales du Québec, Moraines de la Frontière et de Dixville-Ditchfield peuvent être considérées comme antérieures à l'IACP si l'on accepte les âges actuellement en cours, respectivement de 13,5 ka et 13,4 ka (Parent & Occhietti, 1999; Ridge, 2003; Richard & Occhietti, 2005; Ridge *et al.*, 2012; Thompson *et al.*, 2017; Chapdelaine & Richard, 2017) (fig. 16 & 17).

La ceinture des moraines Sutton-Cherry-River-East Angus-Mégantic, dont l'âge estimé est de 13,3 ka, est la plus développée parmi les ceintures régionales (fig. 2). Associée à l'Événement de Beauce (Occhietti *et al.*, 2001a), elle correspond à une stabilisation bien marquée. Elle est composée localement de plusieurs moraines frontales concentriques. Une moraine frontale de fond de lac identifiée sur les profils acoustiques du lac Massawipi (Turgeon *et al.*, 2003) est attribuée à la position du front glaciaire Va du lac Memphrémagog de Boissonnault & Gwyn (1983), elle-même corrélée à la récurrence de Cherry River (Boissonnault & Gwyn, 1983; Parent, 1987). Si l'on accepte une origine climatique de l'événement de Beauce et du flux nord-sud des glaces laurentiennes, la Ceinture morainique Sutton-Mégantic correspond au début de l'IACP. L'écart de 50 ans entre l'âge estimé et l'âge du début de la phase interstadiaire GI-1b reste négligeable et à vérifier.

La ceinture Mont Ham-St-Ludger (Parent, 1987), en retrait de 24 à 17 km plus au nord-ouest, représente très probablement une phase plus tardive de l'IACP vers 13,2 ka. Elle est discontinue et moins marquée que la précédente. La partie identifiée au nord comme Moraine de Saint-Ludger marque la limite stabilisée de la glace appalachienne résiduelle des Bois-Francis (Normandeau, 2010).

La Moraine Ulverton-Tingwick, en retrait de 16 à 20 km par rapport à la précédente, est déposée environ 100 ans avant l'événement du déversement du Lac Candona / l'invasion de la Mer de Champlain dans la vallée fluviale du Saint-Laurent (Parent & Occhietti, 1999) daté de  $13-12,9 \pm 0,1$  ka. Cette moraine, localisée à 70 km au sud de la Moraine de Saint-Narcisse du Dryas récent, peut correspondre chronologiquement à la fin de l'IACP ou être postérieure selon le mode de déglaciation de la vallée du Saint-Laurent. Turgeon *et al.* (2003) évaluent à au moins 250 ans l'écart entre les Moraine de Cherry River et Ulverton-Tingwick.

Vers le NE de ces ceintures morainiques, la glace stagnante des Bois Francis (Parent & Occhietti, 1988; Occhietti *et al.*, 2001a), déconnectée de l'inlandsis et sans apport dynamique des glaces appalachiennes latérales, a persisté pendant la période de mise en place des ceintures morainiques. L'influence d'une phase froide comme celle de l'IACP expliquerait cette persistance.

Dans la moyenne et basse vallée de la rivière Chaudière, les ultimes moraines sur le piémont appalachien précèdent immédiatement ou longent l'invasion marine et semblent, pour cette raison, tardives ou postérieures à l'IACP. Vers l'aval, dans le Bas-du-Fleuve en face du Charlevoix sur la rive sud de l'estuaire moyen, et plus en aval le long de la côte du bas estuaire, les moraines sont datées par des coquilles marines (Dionne, 1972; LaSalle *et al.*, 1977;

Martineau, 1977; Rappol, 1993; Hétu, 1998; Hétu & Gray, 2000; Veillette *et al.*, 2017). Certaines sont antérieures à l'IACP, mais une analyse détaillée est nécessaire. Plus loin, le long de la côte nord de la Gaspésie, plusieurs deltas marins à la terminaison de langues glaciaires issues de la calotte de Gaspésie sont datés vers 11 700 BP et associés avec prudence à l'IACP (Hétu & Gray, 2000).

Dans le Maine, les diagrammes de perte au feu de plusieurs lacs indiquent un épisode de diminution de contenu en matière organique qui précède celui de l'épisode du Dryas récent et qui est attribué avec prudence à l'IACP. Des âges  $^{14}\text{C}$  compris entre  $11\,790 \pm 395$  and  $11\,620 \pm 100$  BP encadrent l'épisode (Borns *et al.*, 2004. NB: Remplace la référence citée dans la version en anglais).

Dans les basses terres du lac Champlain, dans l'État de New York et le Vermont, faute de continuité avec les moraines du Québec, les corrélations restent à vérifier. Les marges glaciaires de Ellenburg-Plattsburg et Enosburg Falls (Franzi *et al.*, 2016) pourraient correspondre en partie ou en totalité à l'IACP, d'après leur position relative et l'âge proposé de 13,2-13,1 ka pour la marge de Enosburg Falls.

À l'ouest, dans l'État de New York, la réavancée tardiglaciaire du Complexe morainique de Fowlerville, dans la vallée de la Genesee, est datée à partir de matériel continental (bois et os) dans l'intervalle de 13,5-12,9 ka (Young & Owen, 2017). En tenant compte de la distance de cette moraine aux paléorivages du Lac glaciaire Iroquois du bassin Ontario, la réavancée correspond soit à l'IACP, soit à une crue glaciaire sans cause climatique.

## 11 - PROBLÈMES EN SUSPENS

Le changement de modèle de déglaciation dans lequel le CGStL devient le principal élément invite à une relecture des données sur toute la bordure nord de l'estuaire moyen.

Vers l'aval, dans la région de l'Astroblème de Charlevoix, l'extension du Flux SSE, la nature de la Moraine de Rochette et des hautes Moraines des Grands Fonds, les traces éventuelles d'un écoulement nord-sud, la nature, l'interprétation des unités lithostratigraphiques non datées du sud du massif des Éboulements (Occhietti & Dionne, 2008) et la chronologie de l'invasion marine restent à préciser pour compléter une vision d'ensemble sur tout le moyen estuaire.

Vers l'amont, l'extension du flux vers le nord dans la région de Québec et sur la bordure du massif de Montmorency n'est pas définie. Les constructions de marge glaciaire identifiées sur les MNT et postérieures au Débordement sud-nord, probablement contemporaines du Groupe des Moraines de Beaupré, restent à analyser.

Sur les hauts reliefs des Laurentides, la présence de nombreux lacs perchés dans les dépressions et souvent ceinturés par d'épais dépôts montre une déglaciation rapide avec des masses de glace



stagnante dans les dépressions. La présence de glaciers rocheux sur les flancs de la haute vallée de la Sainte-Anne, et de petites moraines de glacier de cirque en Charlevoix (observation de J. Rondot avec le premier auteur; Govare, 1994) sont en faveur d'une accumulation de petites masses de glace ou névé pendant le Dryas récent et de dépôts tardifs associés. La présence de tels glaciers est attestée dans le Maine (Dorion, 2002 ; Dorion *et al.*, 2001) et en Nouvelle-Écosse (Mott *et al.*, 1986, Stea *et al.*, 1998 ; Stea, 2004 ; Stea & Mott, 2005). En Charlevoix, les vallées en forme de cirque représentent un long héritage glaciaire et correspondent à des phases d'érosion répétées pendant les glaciaires et les phases de transition climatique. Un inventaire associé à de nouvelles études des dépôts de fond de lac reste à faire.

À plus grande échelle, l'attribution de moraines à l'IACP, au nord et au sud de l'estuaire, ouvre la voie à des corrélations avec les régions voisines des Provinces Atlantiques, de la Nouvelle-Angleterre, de l'État de New York et de l'Ontario. Un vaste programme de datation par les différentes méthodes applicables (âges  $^{14}\text{C}$  des débris végétaux des unités basales. OSL, nucléides cosmogéniques) s'impose, en parallèle à des analyses polliniques des unités du Tardiglaciaire. La marge SE de l'Inlandsis laurentidien a-t-elle été sensible à l'oscillation ? La chronologie de l'inversion des glaces appalachiennes, de l'ablation dans l'axe du CGStL et le déplacement de la ligne de partage des glaces sur les Appalaches reste à préciser. Le Courant glaciaire de l'Ontario (*Ontario Ice Stream*, Ross *et al.*, 2006) de la haute vallée fluviale du Saint-Laurent est-il synchrone du Débordement sud-nord du moyen estuaire ou du Flux SSE laurentidien de Montmorency? Comment les eaux de fonte ont-elles circulé par rapport au CGStL? La relation de ces événements bien datés avec des phénomènes globaux tels que l'IACP, le Dryas récent, l'influx d'eaux froides et de débris dans l'Atlantique Nord ou les fluctuations du Groenland en serait renforcée.

## CONCLUSION ET RÉVISION DES PARADIGMES

Le Bassin de Beaupré, sur la rive nord du moyen estuaire du Saint-Laurent, est situé entre les hauts reliefs des Laurentides culminant à plus de 1000 m d'altitude et la vallée structurale du Saint-Laurent. Ce contexte particulier a favorisé l'enregistrement exceptionnellement détaillé, révélé par l'analyse des MNT, de fluctuations de la marge de l'Inlandsis laurentidien pendant le Bølling-Allerød. Le Tardiglaciaire de ce bassin et sa périphérie est caractérisé par :

- la marge de l'inlandsis qui se différencie en deux types de glace: la glace estuarienne du CGStL et les glaces laurentidiennes sur les reliefs et la périphérie.

- la différenciation puis le maintien tardif du Courant glaciaire actif dans l'axe de l'estuaire du Saint-Laurent, jusqu'à l'invasion marine,

- un flux de débordement précoce de ce Courant glaciaire vers le nord, jusqu'à localement 950 et 750 m d'altitude sur le rebord structural des Laurentides : le Débordement sud-nord du moyen estuaire,

- un flux majeur nord-sud de l'inlandsis (Flux de Montmorency à l'ouest et Flux du Gouffre à l'est) borde le bassin sans l'envahir,
- l'intrusion de glace dans les vallées secondaires de l'escarpement structural côtier, le long du chaînon de Ligouri (Moraines de l'Escarpement). Ces diffluences impliquent une dynamique glaciaire très active du courant glaciaire, même pendant la phase de déglaciation,
- le retrait progressif du nord vers le sud de la glace de débordement, synchrone au maintien du CGStL, avec une phase de ralentissement marquée par le Groupe des Moraines de Beaupré (Groupes de Ligouri, des Basses Terres de Ferréol et des Monts),
- de façon concomitante sur les Laurentides, le retrait progressif général des glaces du sud vers le nord, et l'amincissement des glaces des côtés ouest (massif de Montmorency) et est (vallée du Gouffre),
- le retrait progressif aboutit à une boutonnière déglacée précoce, isolée dans la marge SE de l'inlandsis, et antérieure à la dissipation du CGStL et à l'invasion marine,
- à l'échelle de la marge nord du moyen estuaire, les témoins glaciaires du Débordement sud-nord de l'astroblème sont groupés sous le nom de Moraine des Éboulements-Sud et sont distincts de la Moraine de Rochette. En amont, au sud du massif de Montmorency, ce type de témoin est observé dans les vallées adjacentes à l'estuaire fluvial,
- dans les Laurentides, au nord de la boutonnière déglacée, un flux ouest-est et le Flux Jean-Noël précèdent la réavancée de Saint-Narcisse attribuée au début du Dryas récent.

Le nouveau cadre chronologique régional se réfère à la chronologie GICC05 du Groenland et à la Chronologie varvaire de Nouvelle-Angleterre, et remet en question celui de Occhietti *et al.* (2001a) basé sur un âge estimé de la Mer de Champlain qui est aujourd'hui erroné. Les événements de la région de l'estuaire fluvial et moyen semblent nettement plus récents et de durée plus courte. Dans le Bassin de Beaupré et sa périphérie, l'âge réestimé de la base des sédiments du Petit Lac à l'Ange vers 12,75 ka sert de repère chronologique de la déglaciation locale. Il est nécessairement antérieur au début du Dryas récent régional (Moraine de Saint-Narcisse) au nord et postérieur à la phase froide du Groupe des Moraines de Beaupré au sud et de la Moraine Savane à l'ouest. En remontant dans le temps, ces dernières sont antérieures de quelques siècles et ainsi corrélées à l'IACP (épisode GI-1b, entre 13,26 et 13,050 ka). Les premiers bourrelets de ce groupe, au début de l'IACP, sont très probablement contemporains du Flux nord-sud de Montmorency, de l'Événement de Beauce et de la ceinture morainique de Cherry-River—East-Angus. Ce nouveau cadre rajeuni permet de mieux évaluer l'âge du Débordement sud-nord régional et de l'inversion d'écoulement des glaces appalachiennes qui en est la cause. Cette inversion appalachienne est diachronique d'aval en amont, précoce en Gaspésie et tardive au droit de l'estuaire moyen et fluvial. Comme cette inversion est la conséquence d'un amincissement prononcé de la glace dans le moyen estuaire attribué au

Bølling, l'âge du Débordement sud-nord de l'estuaire moyen et fluvial peut être raisonnablement situé entre le Dryas moyen (Dryas II) et le début de l'Allerød, soit au maximum 800 années calendaires (Cal y). avant le début de l'IACP.

Intégrées aux données directionnelles et de déglaciation de la rive sud de l'estuaire moyen et fluvial, les données originales de cette étude donnent une nouvelle vision de la dynamique glaciaire depuis le Dernier maximum glaciaire jusqu'au déversement du Lac Candona/invasion de la Mer de Champlain et remettent en question certaines interprétations de la synthèse de Occhietti *et al.* (2001a). La dynamique glaciaire de la marge SE de l'inlandsis dans la région de l'estuaire fluvial et moyen est complexe. Elle est influencée par la position des zones de diffuence sur le Dôme du Québec-Labrador au nord et au NO, par une ablation accélérée due à la progression d'une baie de vêlage du golfe vers l'estuaire au NE, plus tardivement par la séparation progressive des glaces appalachiennes au sud, et finalement par la topographie en lien avec la diminution de l'épaisseur de la glace. Les principaux épisodes de dynamique et de retrait sont les suivants, en lien avec les phases du Courant glaciaire de l'estuaire moyen :

- un flux majeur globalement ONO-ESE puis NO-SE traverse le couloir du Saint-Laurent et s'écoule sur les Appalaches du Québec et du Maine, ce flux n'est pas associé à une convergence vers le front de vêlage. L'âge de cette phase n'est pas connu mais précède le Bølling ;

- le recul de la tête de convergence des glaces vers la baie de vêlage entraîne un amincissement progressif de la glace, puis la différenciation d'un courant large dans l'axe du moyen estuaire (phase d'écoulement vers le NE des Hautes Terres de Ligouri). Cet épisode avec une marge d'inlandsis encore épaisse est probablement pré-Bølling ou du début du Bølling ;

- un amincissement majeur de la marge de l'inlandsis se manifeste très probablement pendant l'optimum du Bølling, il entraîne le déséquilibre des glaces appalachiennes et la réduction de l'apport des glaces laurentidiennes dans le Bassin de Beupré et les basses terres de l'Astroblème de Charlevoix;

- le déversement des glaces appalachiennes remonte progressivement jusqu'à l'estuaire fluvial et provoque le débordement sur la marge nord de l'estuaire moyen, probablement entre le Dryas moyen (Dryas II) et le début de l'Allerød. Le Bassin de Beupré est envahi par ce Débordement sud-nord;

- le Flux nord-sud majeur de l'inlandsis (Montmorency et Gouffre) semble être la cause de l'Événement de Beauce sur la rive sud et renforce temporairement le Courant glaciaire du moyen estuaire (Moraines de l'Escarpement et des Éboulements-Sud) ;

- le Groupe des Moraines de Beupré et les ceintures morainiques de Sutton-Cherry River-East Angus-Mégantic et du Mont Ham marquent des haltes significatives du retrait glaciaire. Elles sont attribuées à l'IACP, entre environ 13,3 et 13,050 ka. En même temps, le Courant glaciaire du moyen estuaire diminue d'épaisseur, d'après les phases 650, 550, 440 et 370-340 m du Lac

glaciaire de Beaupré, au nord, et du Lac Chaudière-Etchemin, au sud, mais reste alimenté par les glaces laurentiennes. Au nord, sur les Laurentides, la zone déglacée s'élargit entre les glaces du Débordement sud-nord et les glaces laurentiennes ; la Moraine Savane correspond à l'IACP ou à une partie de cet épisode;

- l'invasion par les eaux atlantiques est tardive par rapport à la déglaciation régionale, en raison du maintien du CGStL qui devient un lobe tardif de l'inlandsis.

Les groupes de moraines de Beaupré et de Savane attribués à l'IACP ouvrent une nouvelle perspective d'interprétation et de datation des ceintures morainiques du sud du Québec et au nord des États voisins de New-York et Vermont. La marge SE de l'inlandsis se révèle sensible aux fluctuations, ce qui ouvre une perspective de corrélations inter-régionales d'événements isochrones et de réajustements dynamiques. Le courant glaciaire de l'estuaire moyen du Saint-Laurent est une entité majeure de la marge SE de l'Inlandsis laurentidien pendant le Bølling-Allerød.

### **Hommage à Jehan Rondot (1925-2019) et Jean-Claude Dionne (1935-2021)**

Nous voulons témoigner de l'immense contribution à la géologie du Québec de J. Rondot et J.-C. Dionne, et souligner l'intégrité et la générosité de ces deux regrettés collègues avec qui nous n'avons pas eu le temps de faire co-signer l'article.

J. Rondot s'est installé au Québec en 1957 après des travaux géologiques en Turquie et en Afrique. Grâce à son expérience, il a cartographié en particulier les terrains précambriens complexes du Charlevoix et de la Mauricie. Il est le découvreur de l'Astroblème dévonien de Charlevoix. Dès 1968 il a présenté ses observations sur le Quaternaire du Charlevoix au premier auteur avec qui il a proposé de partager ses données sur les cirques glaciaires et les flux de glace. Le cadre général de la déglaciation en Charlevoix reconstitué par Rondot reste la référence concernant les flux glaciaires.

J.-C. Dionne a inlassablement parcouru les estrans de l'estuaire du Saint-Laurent et a cartographié les dépôts quaternaires d'immenses secteurs du Québec, de part et d'autre du Saint Laurent et au Nouveau-Québec. En se basant sur les glaces saisonnières du Saint Laurent, J.-C. Dionne a contribué à un niveau international à l'étude des processus glaciels. Par l'étude des blocs littoraux, il a mis en évidence l'apport lointain par les glaciers de blocs originaires du bouclier. Il a identifié une transgression tardive des littoraux du Saint Laurent pendant l'Holocène moyen. Ses relevés de microformes d'érosion glaciaire sur les affleurements des îles et des rivages de l'estuaire du Saint Laurent représentent une base documentaire irremplaçable. Enfin, il a partagé avec le premier auteur ses découvertes sur la stratigraphie des dépôts du Pléistocène de l'estuaire du Saint-Laurent.

## ***Tribute to Jehan Rondot (1925-2019) and Jean-Claude Dionne (1935-2021)***

*We would like to acknowledge the immense contributions of J. Rondot and J.-C. Dionne to the field of geology in Quebec, and to highlight the integrity and generosity of these two late colleagues with whom we did not have time to co-sign the article.*

*Jehan Rondot moved to Quebec in 1957 after doing geological work in Turkey and Africa. He used his experience to map the complex Precambrian lands of Charlevoix and Mauricie. It was during this work that he discovered the Devonian Charlevoix Astrobleme. As early as 1968, he presented his observations on the Quaternary geology of the Charlevoix region to the first author and offered to share his data on glacial cirques and ice flows. Rondot's reconstruction of the general framework of deglaciation in the Charlevoix region remains the benchmark reference for glacial flows.*

*Jean-Claude Dionne tirelessly travelled the shores of the St. Lawrence Estuary and mapped the Quaternary deposits of vast areas in the province, on both sides of the St. Lawrence River and in Nouveau-Quebec (Nunavik) in the far north. Through his studies of seasonal ice in the St. Lawrence, Dionne made international-level contributions to the study of glacial processes. His work on coastal boulders elucidated their long-distance glacial transport from the Canadian Shield. He identified a late coastal transgression of the St. Lawrence during the Middle Holocene. His surveys of glacial erosion microforms on the outcrops of islands and shores in the St. Lawrence Estuary provided an irreplaceable base of knowledge. Dionne shared his many discoveries regarding the stratigraphy of the Pleistocene deposits in the St. Lawrence Estuary with the first author.*

## **REMERCIEMENTS**

Dans le cadre de leur maîtrise, Jacques Lanoie, Martin Fournier et Simon Laliberté ont exploré un terrain très peu connu et fourni les bases de l'histoire glaciaire complexe du Charlevoix occidental. Plusieurs étudiants de l'UQAM, de l'Université Laval et de l'Université de Caen ont aidé les auteurs lors de travaux de terrain et ont rédigé de courts rapports. Des analyses et datations ont été financées par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG). Le Centre d'Études Nordiques, de l'Université Laval, a fourni un support logistique constant. Monsieur Jacques Laliberté, régisseur des forêts du Séminaire de Québec, a accordé un contrat qui a permis à Production Glypto Inc. de financer les phases finales du projet et a autorisé la publication des données obtenues. La traduction éclairée d'une grande partie du manuscrit par Venetia Bodycomb a permis de préciser le texte. Les auteurs remercient également Bernard Héту, William Shilts, Laurent Deschodt et Damase Mouralis pour leurs remarques constructives qui ont grandement amélioré le manuscrit.

## RÉFÉRENCES

- BEAUDEVIN C., 2000** - Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines. *Géologie alpine*, **76**, 83-116.
- BEAUDEVIN C. & PISANO B.** Les paysages glaciaires 28/09/2020 <http://www.geoglaciaire.net/>
- BENN D.I. & EVANS J.A., 1998** - *Glaciers and Glaciation*. John Wiley & Sons, 734 p.
- BENNETT M.R. & GLASSER N.F., 2009** - *Glacial Geology Ice Sheets and Landforms*. Wiley Blackwell.
- BHIRY N., DIONNE J.C., CLET M., OCCHIETTI S. & RONDOT J., 2001** - *Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix*. Guidebook of the 64th annual reunion of the North Eastern Friends of the Pleistocene, 124 p.
- BJØRCK S., WALKER M.J.C., CWYNAR L.C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.-L., LOWE J.J., WOHLFARTH B., INTIMATE Members, 1998** - An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 283-292.
- BLAIS A., 1989** - *Lennoxville glaciation of the middle Chaudière and Etchemin valleys, Beauce region, Québec*. Département des Sciences de la Terre, Carleton University, Ottawa, Master Memoir, 124 p.
- BOISSONNAULT P. & GWYN Q.H.J., 1983** - L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **37**, 197-204.
- BOLDUC A.M., 1995** - *Landforms in the Laurentians of southern Quebec: implications for the deglaciation history of the Laurentide Ice Sheet*. Program with Abstracts and Field guides, CANQUA-CGRG Joint Meeting, St. John's, Newfoundland, p. CA5.
- BORNS H.W. Jr, DONNER L.A., DORION C.C., JACOBSON G.L. Jr, KAPLAN, M.R., KREUTZ K.J., LOWELL T.V., THOMPSON W.B. & WEDDLE T.K., 2004** – The deglaciation of Maine. USA. In Ehlers J. & Gibbard P.L. (Eds). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part II; North America*. Elsevier, Amsterdam, 89-109.
- BROUARD E., LAJEUNESSE P., COUSINEAU P. A., GOVARE É. & LOCAT J., 2016** - Late Wisconsinan deglaciation and proglacial lakes development in the Charlevoix region, southeastern Québec, Canada. *Boreas*, DOI 10.1111/bor.12187. p. 1-19.
- CAPPS D.M., 2004** - *The Quaternary history of the Cordilleran ice sheet fringe, Ashley Lake area, Montana*. Earth Science master thesis, Montana State University, Bozeman, Montana, 117 p.
- CHALMERS R., 1898** – *Surface geology and auriferous deposits of southeastern Quebec*. Geological Survey of Canada, Annual Report, **10**, part V, 160 p.
- CHAPDELAIN C. & RICHARD P.J.H., 2017** - Middle and Late Paleoindian Adaptation to the Landscapes of Southeastern Québec. *PaleoAmerica*, **3** (4), 299-312.
- CHAUVIN L., MARTINEAU G. & LASALLE P., 1985** - Deglaciation of the Lower St. Lawrence region. Québec. In H. W. Borns Jr., P. Lasalle and W. B. Thompson, ed., *Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special Paper, **197**, p. 111-123.



**CLET-PELLERIN M. & OCCHIETTI S., 2000** - Pleistocene palynostratigraphy in the St. Lawrence Valley and middle Estuary. *Quaternary International*, **68-71**, 39-57.

**CONSEIL DU SAINT-LAURENT, 2017** - *La complexité mouvementée de l'estuaire moyen du Saint-Laurent*. Fiche du portrait. Plan de Gestion Intégrée Régional du Conseil du Saint-Laurent, 12 p.

**COUSINEAU P. A., POIRIER B., BROUARD E., EL AMRANI M., ROY D. W., WALTER J., LAMBERT M. & LAJEUNESSE P., 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*. Université du Québec à Chicoutimi, Université Laval, Énergie et Ressources naturelles, Québec. MB 2014, 103 p., 14 maps.

**CRONIN T.M., MANLEY P., BRACHFIELD S., MANLEY T., WILLARD D.A., GUILBAULT J-P., RAYBURN J.A., THUNELL R. & BERKE M., 2008** - Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13-9 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **262**, 46-60.

**CRONIN T.M., RAYBURN J.A., GUILBAULT J-P., THUNELL R. & FRANZI D.A., 2012** - Stable isotope evidence for glacial lake drainage through the Saint Lawrence Estuary, eastern Canada, ~13.1-12.9 ka. *Quaternary International*, **260**, 55-65.

**DALTON A.P., MARGOLD M., STOKES C.R., TARASOV L., DYKE A.S., ADAMS R.S., ALLARD S., ARENDS H.E., ATKINSON N., ATTIG J.W., BARNETT P.J., BARNETT R.L., BATTERSON M., BERNATCHEZ P., BORNS H.W., BRECKENRIDGE A., BRINER J.P., BROUARD E., CAMPBELL J.E., CARLSON A.E., CLAGUE J.J., CURRY B.B., DAIGNEAULT R.-A., DUBÉ-LOUBERT H., EASTERBROOK D.J., FRANZI D.A., FRIEDRICH H.G., FUNDER S., GAUTHIER M.S., GOWAN A.S., HARRIS K.L., HÉTU B., HOOYER T.S., JENNINGS C.E., JOHNSON M.D., KEHEW A.E., KELLEY S.E., KERR D., KING E.L., KJELDSSEN K.K., KNAEBLE A.R., LAJEUNESSE P., LAKEMAN T.R., LAMOTHE M., LARSON P., LAVOIE M., LOOPE H.M., LOWELL T.V., LUSARDI B.A., MANZ L., MCMARTIN I., NIXON F.C., OCCHIETTI S., PARKHILL M.A., PIPER D.J.W., PRONK A.G., RICHARD P.J.H., RIDGE J.C., ROSS M., ROY M., SEAMAN A., SHAW J., STEA R.R., TELLER J.T., THOMPSON W.B., THORLEIFSON L.H., UTTING D.J., VEILLETTE J.J., WARD B.C., WEDDLE T.K. & WRIGHT H.E., 2020** - An updated radiocarbon-based ice margin chronology for the last deglaciation of the North American Ice Sheet Complex. *Quaternary Science Reviews*, **234**. 106223, ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106223>.

**DIONNE J.-C., 1963** – Le problème de la terrasse et de la falaise Mic-Mac. *Revue canadienne de Géographie*, **17**, 9-25.

**DIONNE J.-C., 1968** – Schorre morphology on the South Shore of the St. Lawrence estuary. *American Journal of Science*, **266**, 5, 380-388.

**DIONNE J.-C., 1972** - *Le Quaternaire de la région de Rivière-du-Loup - Trois-Pistoles, côte sud de l'estuaire maritime du Saint-Laurent*. Centre de recherche forestière des Laurentides; rapport d'information Q-F-X-17, 95 p.

**DIONNE J.-C., 1990** - Observations sur le niveau marin relatif à l'Holocène à Rivière-du-Loup, estuaire du Saint-Laurent. *Géographie physique et Quaternaire*, **44**, 1, 43-53.

**DIONNE J.-C., 1996** - La basse terrasse à Petite-Rivière (Charlevoix, Québec): Un exemple d'activité néotectonique à l'Holocène. *Géographie physique et Quaternaire*, **50**, 2, 311-330.

- DIONNE J.-C., 2001** – Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to Present Day. In Weddle, T. K. & Retelle, M. J. (eds.): *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*, 243–270, Geological Society of America Special Papers **351**, 243-270.
- DIONNE J.-C. & OCCHIETTI S., 1996** - Aperçu du Quaternaire à l'embouchure du Saguenay, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **50**, 5-34.
- DONNELLY J.P., DRISCOLL N.W., UCHUPI E., KEIGWIN L.D., SCHWAB W.C., THIELER E.R. & SWIFT S.A., 2005** - Catastrophic meltwater discharge down the Hudson Valley: A potential trigger for the Intra-Allerød cold period. Geological Society of America. *Geology*, **33** (2), 89–92; doi: 10.1130/G21043.
- DORION C.C., 2002** - New results from lake sediment cores. *Windswept Quarterly bulletin of the Mount Washington Observatory*, **43**, 53-57.
- DORION C.C., BALCO G.A., KAPLAN M.R., KREUTZ K.J., WRIGHT J.D. & BORNES H W. Jr., 2001** - Stratigraphy, paleoceanography, chronology, and environment during deglaciation of eastern Maine, p. 215-242. In T.K. Weddle and M.J. Retelle, eds, *Deglacial history and relative sea level changes, northern New England and adjacent Canada*. Geological Society of America, Special Paper **351**. 215-242. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2351-5.215>
- DUBOIS J.-M. & DIONNE J.-C., 1985** - The Québec North Shore Moraine System: A major feature of Late Wisconsin deglaciation. In H.W. Borns Jr, P. LaSalle and W.B. Thompson, eds, *Late Pleistocene history of northeastern New England and adjacent Quebec*, Geological Society of America, Special Paper **197**, 125-131.
- DYKE A.S., 2004** - An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, in: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*, Part II. Elsevier, 373-424.
- DYKE A.S., MOORE A. & ROBERTSON, L., 2003** - Deglaciation of North America: Thirty-two digital maps at 1:7,000,000 scale with accompanying digital chronological database and one poster (two sheets) with full map series. *Geological Survey of Canada Open File 1574*, <https://doi.org/10.4095/214399>.
- ELKADI T., 2013** - *L'histoire postglaciaire de la végétation et des feux dans la région du lac Mégantic*. MSc thesis, Department of Geography, University of Montréal.
- EYLES N. & DOUGHTY M., 2016** - Glacially-streamlined hard and soft beds of the paleo- Ontario ice stream in Southern Ontario and New York state. *Sedimentary Geology*, **338**, 51-71.
- FOURNIER M., 1998** - *Stratigraphie des dépôts quaternaires et modalités de déglaciation au Wisconsinien supérieur dans le Charlevoix occidental*. M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, 147 p.
- FRANZI D.A., RIDGE J.C., PAIR D.L., DESIMONE D., RAYBURN J.A. & BARCLAY D.J., 2016** - Post-Valley Heads Deglaciation of the Adirondack Mountains and Adjacent Lowlands. *Adirondack Journal of Environmental Studies*, **21** (1), Article 11, 119-146. <https://digitalworks.union.edu/ajes/vol21/iss1/11>
- FRÉCHETTE, B., RICHARD P.J.H., LAVOIE M., GRONDIN P. & LAROUCHE A.C., 2021** - *Histoire postglaciaire de la végétation et du climat des pessières et des sapinières de l'est du Québec et du Labrador méridional*. Gouvernement du Québec, ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Direction de la recherche forestière. Mémoire de recherche forestière **186**, 170 p.
- GOLDTHWAIT J.W., 1911** – The twenty-foot terrace and sea cliff of the Lower Saint Lawrence. *American Journal of Science*, **32**, 291-317.

- GOVARE É., 1994** - *Géomorphologie et paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec, Canada*.  
Thèse de doctorat, Université de Montréal, 429 p.
- GOVARE É. & GANGLOFF P., 1989** - Paléoenvironnement d'une plage tardiglaciaire de 10 580 ans BP dans la région de Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **43**, 147–160.
- GOVARE É. & GANGLOFF P., 1991** - Les dépôts lacustres d'obturation de Saint-Placide, Charlevoix, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **45**, 141-154.
- GROOTES P.M., STUIVER M., WHITE J.W.C., JOHNSEN S.J. & JOUZEL J., 1993** - Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.
- GROOTES, P.M. & STUIVER M., 1997** - Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10<sup>-3</sup>- to 10<sup>5</sup>-year time resolution. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 26455-26470.
- HÉTU B., 1998** - La déglaciation de la région de Rimouski, Bas Saint-Laurent (Québec) : indices d'une récurrence glaciaire dans la Mer de Goldthwait entre 12 400 et 12 000 BP. *Géographie physique et Quaternaire*, **52** (3), 1- 23.
- HÉTU B. & GRAY J.T., 2000** - Les étapes de la déglaciation dans le nord de la Gaspésie (Québec): les marges glaciaires des Dryas ancien et récent. *Géographie physique et Quaternaire*, **54** (1), 5-40.
- HILLAIRE-MARCEL C., 1981** - Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**, 35 – 119.
- KARPUZ N.N.K. & JANSEN E., 1992** - A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, **7** (4), 499–520.
- LABELLE C. & RICHARD P. J., 1981** - Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **35** (3), 345–359. <https://doi.org/10.7202/1000544ar>
- LALIBERTÉ S., 2005** - *Sédimentologie et stratigraphie d'un delta édifié dans un contexte de régression forcée : exemple du delta de la rivière Sainte-Anne, Québec, Canada*. M Sc thesis, Département de géographie, Université Laval, 93 p.
- LAMARCHE L., 2011** – *Évolution paléoenvironnementale de la dynamique quaternaire dans la région de Québec : application en modélisation tridimensionnelle et hydrogéologique*. PhD thesis, in Earth Sciences, INRS, Québec. 221 p.
- LAMARCHE R.Y., 1971** - Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Quebec. *American Journal of Science*, **271**, p 383-388.
- LAMARCHE R.Y., 1974** - Southward, northward and westward moving ice in the Asbestos area of southern Quebec. *Geological society of America Bulletin*, **85**. p. 465-470.
- LANOIE J., 1995** - *Les écoulements glaciaires du Wisconsinien supérieur en Charlevoix occidental*, Université du Québec à Montréal, Département de Géographie, Mémoire de maîtrise, 63 p.
- LAROCQUE A., DUBOIS J.-M. & LEBLOND B., 2003** - Characteristics of Late-Glacial Ice-Dammed Lakes Reconstructed in the Appalachians of Southern Québec. *Quaternary International*, **99–100**, 73–88.

- LARSEN E., EIDE F., LONGVA O. & MANGERUD J., 1984** - Allerød-Younger Dryas climatic inferences from cirque glaciers and vegetational development in the Nordfjord area, western Norway. *Arctic and Alpine Research*, **16**, 137-160.
- LASALLE P., 1978** - *Géologie des dépôts de surface de la région de Québec*. Ministère des Richesses Naturelles, Service de l'exploration géologique, Québec, DPV-565, 22 planches.
- LASALLE P., 1984** - Quaternary stratigraphy of Quebec A review. In Fulton R.J., ed., Quaternary Stratigraphy of Canada. A Canadian contribution to IGCP Project 24. *Geological Survey of Canada Paper* **84-10**, 155-171.
- LASALLE P. & CHAPDELAIN C., 1990** – Review of late-glacial and Holocene events in the Champlain and Goldthwait Seas areas and arrival of man in eastern Canada. In Lasca N.P. & Donahue J. eds, Archeological geology of North America: *Geological Society of America Centennial Special Volume* **4**, 1-19.
- LASALLE P., MARTINEAU G. & CHAUVIN L., 1977** - *Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce - Monts Notre-Dame - Parc des Laurentides*. Québec, Ministère Richesses naturelles, rapport DPV-516, 74 p.
- LÉGARÉ-COUTURE G., 2021** - *Géologie du Quaternaire, modélisation géologique 3D et courants glaciaires dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent : Applications du LiDAR aéroporté*. Thèse. Québec, Doctorat en sciences de la terre, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, 249 p.
- LÉGARÉ-COUTURE G. & PARENT M., 2017** - The St. Lawrence Ice Stream landform assemblage - new insight based on LiDAR surveys. GSA Annual Meeting, Seattle, Washington, Abstract. DOI : [10.1130/abs/2017AM-303088](https://doi.org/10.1130/abs/2017AM-303088)
- LEVESQUE A.J., MAYLE F.E., WALKER I.R. & CWYNAR L.C., 1993** - A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, **363**, 623-626. <https://doi.org/10.1038/363188b0>
- LEVESQUE A.J., CWYNAR L.C. & WALKER I.R., 1994** - A Multiproxy Investigation of Late-Glacial Climate and Vegetation Change at Pine Ridge Pond, Southwest New Brunswick, Canada. *Quaternary Research*, **42**, 316-327.
- LORTIE G., 1975** - Direction de l'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec. *Commission Géologique du Canada, report of activities*, part A, paper 75-1A, 415-416.
- LORTIE G., 1976** - *Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et la Beauce, Québec*. Université McGill, thèse de Maîtrise non publiée, 219 p.
- LORTIE G. & MARTINEAU S., 1987** - *Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la Géologie, DV **85-10**, Québec, 45 p., 1map.
- LOTTER A.F., EICHER U., SIEGENTHALER U. & BIRKS H.J.B., 1992** - Late-Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake-sediments. *Journal of Quaternary Science*, **7** (3), 187–204.
- LOWE J.J., RASMUSSEN S.O., BJORCK S., HOEK W.Z., STEFFENSEN J.P., WALKER M.J.C., YU Z.C. & GRP I., 2008** - Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, **27** (1–2), 6–17.
- LOWELL T.V., 1985** - Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine; in LaSalle, P. et Thompson W.B. ed., *Late Pleistocene History of the Northeastern New England and Adjacent Quebec*: Geological Society of America Special Paper 197, p 71-83.

- LOWELL T.V., KITE J.S., CALKIN P.E. & HALTER E. F., 1990** - Analysis of small-scale erosional data and a sequence of late Pleistocene flow reversal, northern New England. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 74-85.
- MCDONALD B. C. 1969** - *Surficial geology of La Patrie -Sherbrooke area, Québec, including Eaton River watershed*. Geological Survey of Canada. Paper 67-52, 21 p.
- MCDONALD B. C. & SHILTS. 1971** - Quaternary Stratigraphy and events in southeastern Québec». *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 683-698.
- MANGERUD J., 2020** - The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *Boreas*, .1-7. <https://doi.org/10.1111/bor.12481>. ISSN 0300-9483.
- MARGOLD M., STOKES C. R. & CLARK C. D., 2015** - Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, **143**, 117–146.
- MARTINEAU G., 1977** - *Géologie des dépôts meubles de la région de Kamouraska - Rivière-du-Loup* . Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-545, 17 p.
- MEESE D.A., ALLEY R.B., FIACCO R.J., GERMANI M.S., GOW A.J., GROOTES, P.M., ILLING M., MAYEWSKI P.A., MORRISON M.C., RAM M., TAYLOR K.C., YANG Q. & ZIELINSKI G.A., 1994** - Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice core. *Special CRREL Report 94-1*, US.
- MERKT J. & MÜLLER H., 1999** - Varve chronology and palynology of the Late glacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hamel see in Lower Saxony. *Quaternary International*, **61** (1), 41–59.
- MOTT R.J., GRANT D.R., STEA R. & OCCHIETTI S., 1986** - Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/younger Dryas event. *Nature*, **6085**, 247-250.
- NORMANDEAU P. X., 2010** - *Histoire du drainage tardiglaciaire de la vallée de la rivière Chaudière et des régions avoisinantes, Québec*. M.Sc. thesis, Université du Québec à Montréal, 154 pp.
- OBREHT I., WÖRMER L., BRAUER A., WENDT J., ALFKEN S., DE VLEESCHOUWER D., ELVERT M. & HINRICHS K.-U., 2020** - An annually resolved record of Western European vegetation response to Younger Dryas cooling. *Quaternary Science Reviews*, **231**, 106198, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106198>.
- OCCHIETTI S., 1989** - Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian sub-region, in R.J. Fulton (ed), *Quaternary geology of Canada and Greenland*. Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series, p. 319-388. (édité également en français)
- OCCHIETTI S., 2007** - The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, **61**, 89–117.
- OCCHIETTI S., LONG B., CLET M., BOESPFLUG X. & SABEUR N., 1995** - Séquence de la transition Illinoien-Sangamonien: forage IAC-91 de l'île aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**, 11, 1950-1964.
- OCCHIETTI S., BALESCU S., LAMOTHE M., CLET M., CRONIN T., FERLAND P. & PICHET P., 1996** - Late Stage 5 Glacio-isostatic Sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. *Quaternary Research*, **45**, 128-137.
- OCCHIETTI S., PARENT M., SHILTS W. W., DIONNE J.-C., GOVARE É. & HARMAND D., 2001a** - Late Wisconsinan glacial dynamics, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. In Weddle, T. K. &

Retelle, M. J. (eds.): Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada, 243–270, *Geological Society of America Special Papers*, **351**, p. 243-270.

**OCCHIETTI S., CHARTIER H.M., HILLAIRE-MARCEL C., COURNOYER M., CUMBAA S.L. & HARRINGTON R., 2001b** - Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP : le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, **55**,1, 23–46.  
<https://doi.org/10.7202/005660ar>

**OCCHIETTI S. & RICHARD P.J.H., 2003** - Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène: révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, **57**, 115-138.

**OCCHIETTI S., PARENT M. & LAMARCHE L., 2007** -Quaternary Geology and Geomorphology of the Québec City – Mont Sainte-Anne Region. In Corriveau L. & Clark T., *Guidebook for Field Trips in Southern Quebec*. New England Intercollegiate Geological Conference, Friends of the Grenville, Association québécoise des Sciences de la Terre joint Meeting in Quebec City, 135-148.

**OCCHIETTI S. & DIONNE J.C., 2008** - Unités quaternaires de la rive nord de l'estuaire du Saint-Laurent. XIème congrès de l'AQQUA, Baie-Comeau, Programme Résumés, 49.

**OCCHIETTI S., BHIRY N. & LALIBERTÉ S., 2008** – Unités quaternaires associées au delta de la rivière Sainte-Anne, Côte de Beauré, Québec. XIème congrès de l'AQQUA, Baie-Comeau, Programme Résumés, 50.

**OCCHIETTI S., PARENT M., LAJEUNESSE P., ROBERT F. & GOVARE É., 2011** - Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec Labrador. In Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.): *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look*, 601–630, *Developments in Quaternary Science* 15, Elsevier, Amsterdam.

**OLEJCZYK P. & GRAY J.T., 2007** – The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **44**, 1603-1625.

**PAIR D.L. & RODRIGUES C.G., 1993** - Late Quaternary deglaciation of the southwestern St. Lawrence Lowland, New York and Ontario. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 1151-1164.

**PARADIS S. J. & BOLDUC A., 1999** - *Mouvement glaciaire vers le nord sur le piémont laurentien dans la région de Québec*. Recherches en cours 1999D. Commission géologique du Canada, 1-7.

**PARENT M., 1987** - *Late pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southern Quebec*. PhD thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 320 p.

**PARENT M., DUBOIS J.M., BAIL P., LAROCQUE A. & LAROCQUE G., 1985** – Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 BP. *Recherches amérindiennes au Québec*, **15**, 1-2, 17-37.

**PARENT M. & OCCHIETTI S., 1988** - Late Wisconsinian Deglaciation and the Champlain Sea Invasion in the St- Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **42**, no 3, 215-246.

**PARENT M. & OCCHIETTI S., 1999** - Late Wisconsinian deglaciation and glacial lake development in the appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **53**, 117–135.

**PRICHONNET G., DOIRON A. & CLOUTIER M., 1982** - Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **36**,1-2, 125-137.



- RAPPOL M., 1993** - *Ice flow and glacial transport in Lower St. Lawrence, Quebec*. Geological Survey of Canada, Paper **90-19**, 27 p.
- 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., DAHL-JENSEN D., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R.R., FISCHER H., GOTO-AZUMA K., HANSSON M.E. & RUTH U., 2006** - A new Greenland ice core chronology for the last termination: *Journal of Geophysical Research*, **111**, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- RASMUSSEN S.O., SEIERSTAD I.K., ANDERSEN K.K., BIGLER M., DAHL-JENSEN D. & JOHNSEN S.J., 2008** - Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimate implications. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 18-28.
- RASMUSSEN S.O., BIGLER M., BLOCKLEY S.P., BLUNIER T., SUSANNE L. BUCHARDT S.L., CLAUSEN H.B., CVIJANOVIC I., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., 1, FISCHER H., GKINIS V., GUILLEVIC M., HOEK W.Z., LOWE J.J., JOEL B. PEDRO J.B., POPP T., SEIERSTAD I.K., STEFFENSEN J.P., SVENSSON A.M., VALLELONGA P., VINTHER B.M., WALKER M.J., WHEATLEY J.J., WINSTRUP M. & VEJ J.M., 2014** - A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Review* [shttp://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007](http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007)
- RAYBURN J.A., FRANZI D.A. & KNUEPFER P.L.K., 2007** – Evidence from the Lake Champlain Valley for a later onset of the Champlain Sea and implications for late glacial meltwater routing to the North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**, 62-74.
- RAYBURN J.A., CRONIN T.M., FRANZI D.A., KNUEPFER P.L.K. & WILLARD D.A., 2011** - Timing and duration of North American glacial lake discharges and the Younger Dryas climate reversal. *Quaternary Research*, **75**, 541–551.
- REYNAUD L., 1989** – Crevasses, séracs, moulins et cavités sous glaciaires. *Neige et Avalanches*, Revue de l'ANEMA, **49**, 8-13.
- RICHARD P.J.H., 1994a** - Wisconsinan Late-Glacial Environmental Change in Québec: A Regional Synthesis. *Journal of Quaternary Science*, **9** (2): 165–170.
- RICHARD P. J. H, 1994b** - Postglacial Palaeophytogeography of the Eastern St. Lawrence River Watershed and the Climatic Signal of the Pollen Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109** (2–4): 137–161.
- RICHARD P.J.H., LAROUCHE A.C. & LORTIE G., 1992** - Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, **46**, 2, 151-172.
- RICHARD P.J.H., VEILLETTE J.-J., LAROUCHE A.C., HÉTU B., GRAY J.T. & GANGLOFF P., 1997** - Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, **51**, 163-184.
- RICHARD P.J.H. & OCCHIETTI S., 2005** -  $^{14}\text{C}$  chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, **63**, 353–358.

- RIDGE J.C., 2003** - “The Last Deglaciation of the Northeastern United States: A Combined Varve, Paleomagnetic, and Calibrated 14C Chronology.” In *Geoarchaeology of Landscapes in the Glaciated Northeast*, edited by David L. Cremeens and John P. Hart. *New York: State Museum Bulletin*, **497**, 15–48.
- RIDGE J.C., CANVELL B.A., KELLY, M.A. & KELLEY S.Z., 2001** - Atmospheric 14C chronology for late Wisconsinan deglaciation and sea-level change in eastern New England using varve and paleomagnetic records. In Weddle, T. K. & Retelle, M. J. (eds.): *Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada*, 243–270. *Geological Society of America Special Papers* **351**, 171-189.
- RIDGE J.C., BALCO G., BAYLESS R.L., BECK C.C., CARTER L.B., DEAN J.L., VOYTEK E.B. & WEI J.H., 2012** - The new North American Varve Chronology: A precise record of southeastern Laurentide Ice Sheet deglaciation and climate, 18.2-12.5 kyr BP, and correlations with Greenland ice. *American Journal of Science*, **312** (7), 685-722.
- RODRIGUES C.G., 1988** - Late Quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the Western Champlain Sea basin, p. 155-176. In N.R. Gadd, ed., *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin. Geological Association of Canada, Special Paper* **35**, 312 p.
- RODRIGUES C.G., 1992** - Successions of invertebrate microfossils and the Late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence Lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, **11**, 503–534.
- RONDOT J., 1974** - L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec. *Revue de géographie de Montréal*, **28**, 375-388.
- RONDOT J., 1989** - *Géologie de Charlevoix*. 606 p. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 89-21.
- ROSS M., PARENT M., BENJUMEA B. & HUNTER J., 2006** - The Late Quaternary stratigraphic record northwest of Montreal: Regional ice sheet dynamics, ice stream activity and early deglacial events. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**, 461-485.
- SHILTS W.W., 1981** - *Surficial geology of the Lac-Mégantic area, Québec*. Geological Survey of Canada, memoir 397, 102 p.
- SHILTS W., CARON O. & LAMOTHE M., 2007** - *Late Pleistocene glaciation and deglaciation in the Beauce area, from Saint-Georges to Vallée-Jonction*. In Corriveau L. & Clark T., *Guidebook for Field Trips in Southern Quebec, New England Intercollegiate Geological Conference, Friends of the Grenville, Association québécoise des Sciences de la Terre joint Meeting in Quebec City*, 53-78.
- SIMARD J., OCCHIETTI S. & ROBERT F., 2003** - Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscaminque (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, **57**, 189-204.
- SPAGNOLO M., CLARK C.D., ELY J.C., STOKES C.R., ANDERSON J.B., ANDREASSEN K., GRAHAM A.G.C. & KING E.C., 2014** - Size, shape and spatial arrangement of mega-scale glacial lineations from a large and diverse dataset. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 p. (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/esp.3532. (accessed Sep 06 2021).
- STEA R.R., 2004** - The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In J. Elhers and P.L. Gibbard, ed., *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part II*, Elsevier, 213-231.

- STEA R.R., PIPER D.J.W., FADER G.B.J. & BOYD R., 1998** - Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf: a correlation of land and sea events. *Geological Survey of America Bulletin*, **110**, 7, 821-845.
- STEA R.R. & MOTT R.J., 2005** - Younger Dryas glacial advance in the southern Gulf of St. Lawrence, Canada : analogue for ice inception? *Boreas*, **34**, 345-362.
- STUIVER, M., GROOTES P.M. & BRAZIUNAS T.F., 1995** - The GISP2 d<sup>18</sup>O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, **44**, 341-354.
- STUIVER M. & GROOTES P. M., 2000** - GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, **53**, 277-284.
- STUIVER M., REIMER P.J. & REIMER R.W., 2021** - CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>
- THOMAS R.V., 1977** - Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system. *Géographie physique et Quaternaire*, **31**, 203–206.
- THOMPSON W.B., DORION C.C., RIDGE J.C., BALCO G., FOWLER B.K. & SVENDSEN K.M., 2017** - Deglaciation and Late-Glacial Climate Change in the White Mountains, New Hampshire, USA. *Quaternary Research*, **87**: 1–23.
- THORNALLEY D.J.R., MCCAVE I.N. & ELDERFIELD H., 2010** - Freshwater input and abrupt deglacial climate change in the North Atlantic. *Paleoceanography*, **25** (1), PA1201.
- TURGEON S., DUBOIS J.-M., OUELLET M. & POULIN A., 2003** - Sismostratigraphie des lacs Brompton, Memphrémagog et Massawippi, sud du Québec, Canada : déglaciation et paléoenvironnements sédimentaires du tardi-Quaternaire appalachien. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **9**, 1. 13-31. doi : <https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1163>.
- VAN RADEN U.J., COLOMBAROLI D., GILLI A., SCHWANDER J., BERNASCONI S.M., VAN LEEUWEN J., LEUENBERGER M. & EICHER U., 2013** - High-resolution late-glacial chronology for the Gerzensee lake record (Switzerland): δ<sup>18</sup>O correlation between a Gerzensee-stack and NGRIP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **391**, 95-106.
- VEILLETTE J.J., 2004** - Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence River valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, **58**, 2-3, 187–216.
- VEILLETTE J.J. & CLOUTIER M., 1993** - *Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec*. Commission géologique du Canada, Carte 1804A, échelle 1/250 000, 1 CD-ROM. doi:10.4095/192420
- VEILLETTE J.J., CLOUTIER M., PARADIS S. J., HÉTU B., CLOUTIER C. -A., HOUDE-POIRIER M. & BUFFIN-BÉLANGER T., 2017** - *Géologie des formations en surface et histoire glaciaire, Bas-Saint-Laurent, Québec*; Commission géologique du Canada, Carte géoscientifique du Canada 279, 1 feuille, <https://doi.org/10.4095/299135>
- VON GRAFENSTEIN U., ERLLENKEUSER H., BRAUER A., JOUZEL J. & JOHNSEN S.J., 1999** - A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years BP. *Science*, **284** (5420), 1654–1657.
- YOUNG R.A. & OWEN L.A., 2017** - *WIA: Updating the late Wisconsin geology of the Genesee Valley, Dansville to Avon, NY: Valley Heads Moraine (Heinrich Event h1?) to Fowlerville Moraine Complex (Younger Dryas, Heinrich Event h0?)*. O.H. Muller editor. New York Geological Association 89th Annual Meeting, Field Trip Guidebook, 12-27. <http://www.nysga-online.net/nysga-2017-guidebook-maps-and-images/A5/Fig12>

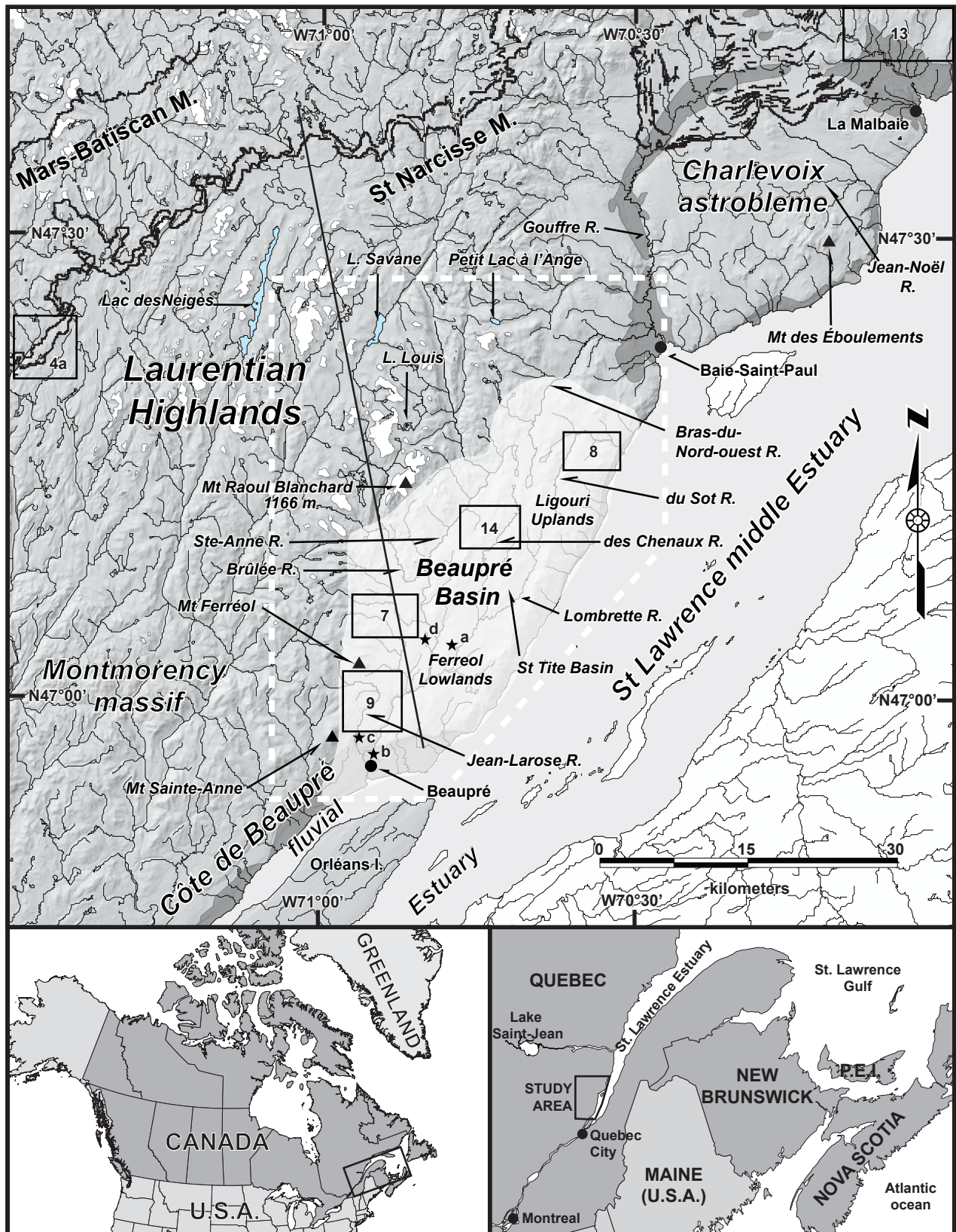
**YU Z., 2007** - Rapid response of forested vegetation to multiple climatic oscillations during the last deglaciation in the northeastern United States. *Quaternary Research*, **67** (2), 297–303.

**YU Z. & EICHER U., 1998** - Abrupt Climate Oscillation During the Last Deglaciation in Central North America, *Science*, **282**, 2235-2238.

**YU Z. & EICHER U., 2001** - Three amph-Atlantic century-scale cold events during the Bølling-Allerød warm period. *Géographie physique et Quaternaire*, **55**(2), 171–179. <https://doi.org/10.7202/008301a>

**YU Z. & WRIGHT HE., 2001** - Response of interior North America to abrupt climate oscillations in the North Atlantic region during the last deglaciation. *Earth-Science Reviews*, **52** (4), 333–369.

La courbe  $^{18}\text{O}$  de la fig. 16 est reconstituée à partir de la série de données GISP2  $\text{d}^{18}\text{O}$  (GISP2 20-year data set ; 30 BP jusqu'à 61,110 BP) mesurée au Quaternary Isotope Laboratory de l'Université de Washington, et disponible sur le site: [http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2\\_main.html](http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2_main.html)

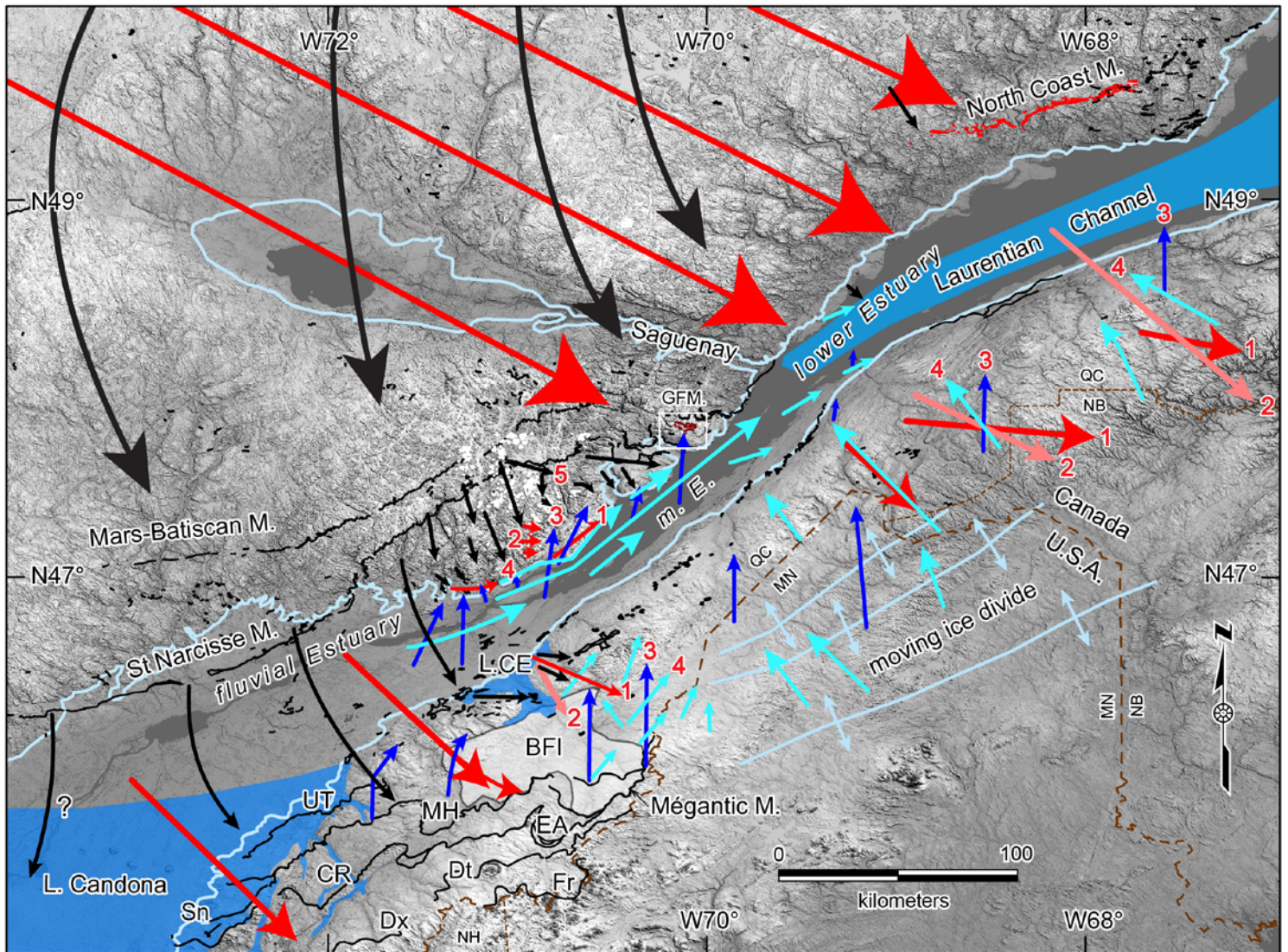


**Fig. 1 : Localisation de la région étudiée.**

*Fig. 1: Location of the study region.*

Le Charlevoix occidental comprend le Bassin de Beaupré et les reliefs des Laurentides situés au nord jusqu'à la Moraine de Saint-Narcisse. Étoiles noires a, b, c et d/ Localisation des coupes de la fig. 4. Rectangles clairs numérotés/ Emplacement des figures associées, Trait/ Trace du plan de projection de la fig. 10. Reliefs à plus de 1000 m d'altitude en blanc.



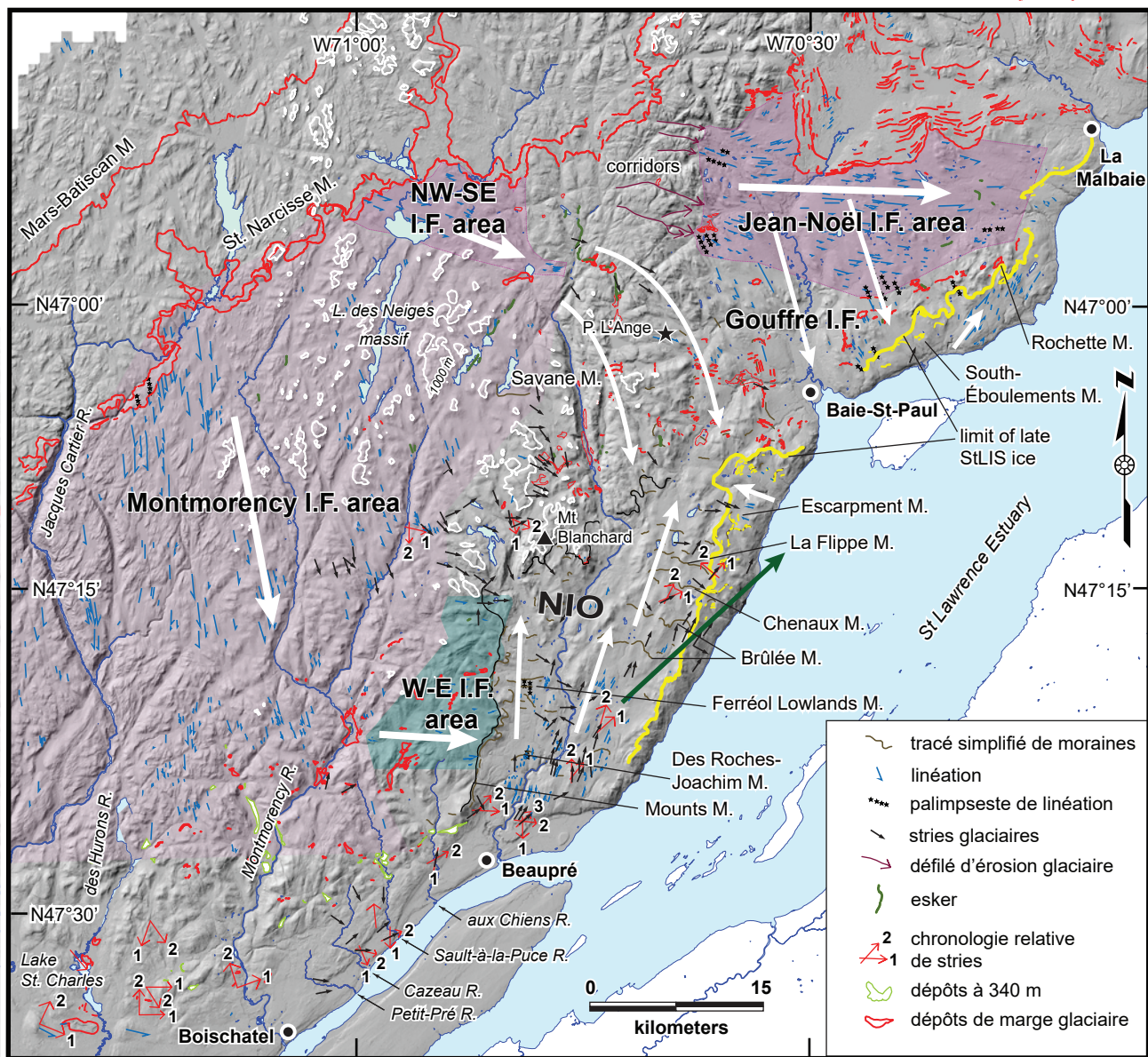


**Fig. 2 : Écoulements et flux glaciaires dans la région de l'estuaire du Saint-Laurent, du Dernier Maximum Glaciaire jusqu'au début de l'Holocène, d'après les auteurs cités dans le texte et cette étude.**

*Fig. 2: Ice flows in the St. Lawrence Estuary region from the Last Glacial Maximum to early Holocene.*

L'écoulement initial de l'Inlandsis laurentidien de secteur ESE est indépendant de la topographie. La progression de la baie de vêlage à partir du golfe jusqu'à l'estuaire moyen, dans l'axe du Courant de glace du Chenal Laurentien, sépare progressivement les glaces appalachiennes des glaces de l'inlandsis. Sur la rive sud de l'estuaire, les glaces fluent vers le nord, le nord-est et le nord-ouest (voir Veillette et al., 2017) à partir d'une ligne mobile de partage des glaces (Shilts, 1981; Lowell et al., 1990). Le Courant glaciaire du Saint-Laurent dans l'estuaire moyen a subi plusieurs fluctuations (fort amincissement, débordement dans le Bassin de Beaupré, débordements tardifs). Le flux majeur tardif vers le SSE, sur les Laurentides, issu du dôme du Québec-Labrador dans le secteur du lac Mistassini (Veillette, 2004) est attribué au début de l'IACP, En même temps ou peu après, le Courant glaciaire du Saint-Laurent est réactivé et déborde sur le piémont appalachien. Plus tard, le Lac glaciaire Chaudière-Etchemin précède le déversement, vers  $13-12,9 \pm 0,1$  ka, du Lac Candona et l'ouverture à la Mer de Champlain dans la vallée centrale du Saint-Laurent. Cette étude prolonge vers l'ouest le tracé de la Moraine de la Côte Nord, datée du début de l'Holocène (Dubois & Dionne, 1985). Trait blanc/ limite diachronique de l'invasion marine post-glaciaire, m. E./ Estuaire moyen du Saint Laurent, BFI/ Glace stagnante des Bois-Francis, Fr/ Moraine de la Frontière, Dx & Dt/ Moraines de Dixville & Ditchville, Sn-CR-EA-Mh-UT/ Moraines de Sutton, Cherry River, East-Angus, Mont Ham, Ulverton-Tingwick, L./ Lac, M./ Moraine, MN/ Maine, QC/ Québec, NB/ Nouveau-Brunswick, NH/ New-Hampshire, L.CE/ Lac glaciaire Chaudière-Etchemin, GFM/ Moraines des Grands Fonds, Flèche/ Flux glaciaire à partir principalement des linéations et des stries glaciaires, Rouge et orange/ Flux du Dernier maximum Glaciaire et pré-Allerød, Bleu foncé/ déversement diachronique vers le nord de glaces Appalachiennes, Bleu clair/ Flux tardifs des Appalaches et de la vallée du Saint-Laurent, Noir/ Flux SSE tardif (cette étude) et ultime flux de la vallée moyenne de la Chaudière (Shilts et al., 2007). Les flux sont numérotés du plus ancien au plus récent : au NE de la ligne mobile appalachienne de partage des glaces (Veillette et al., 2017), au nord de la Moraine de Mégantic (Shilts et al., 2007) et en Charlevoix (cette étude).

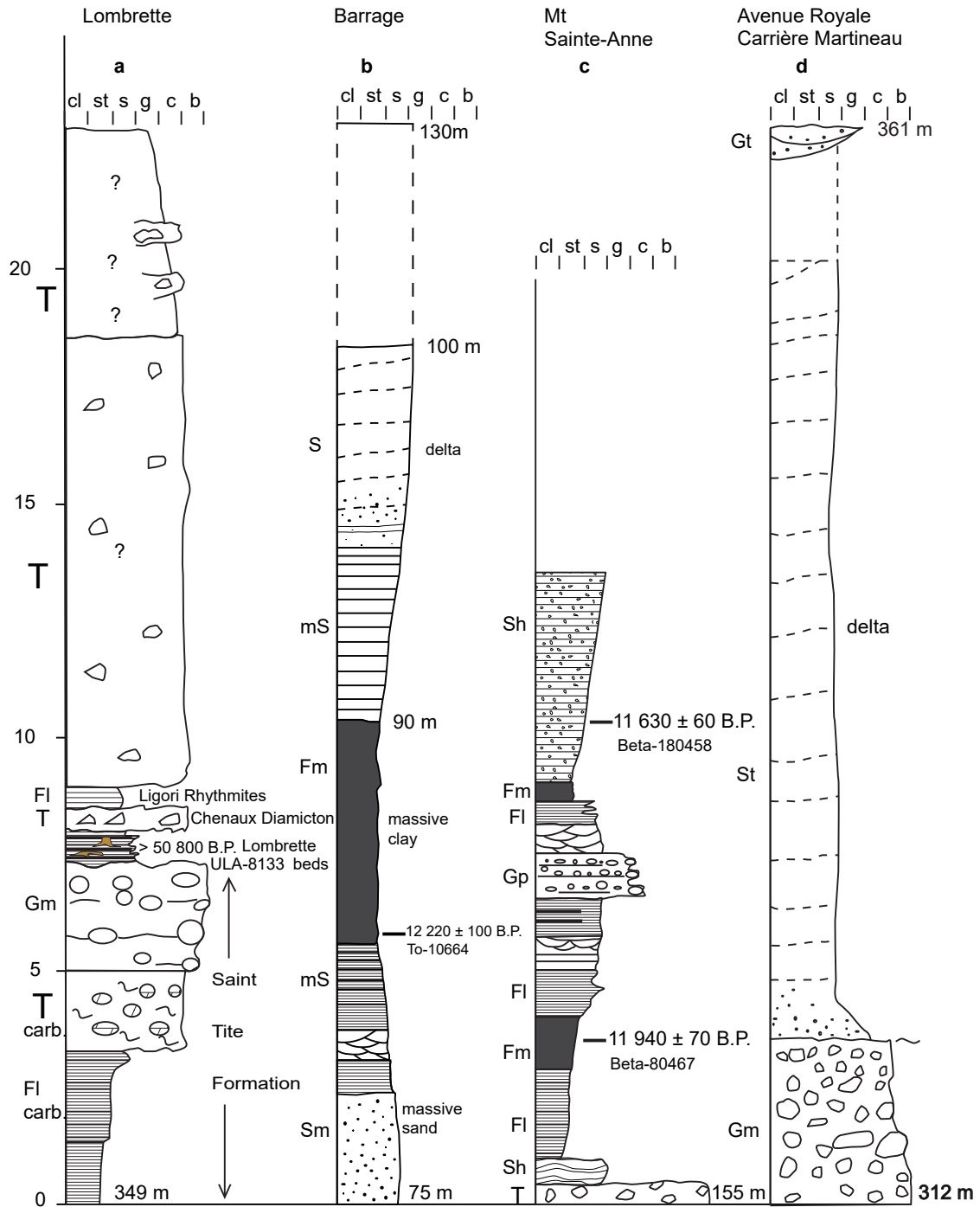




**Fig. 3 : Indicateurs et aires de flux glaciaires du Tardiglaciaire, au nord du moyen estuaire du Saint-Laurent.**

*Fig. 3: Late Glacial ice flow indicators and areas, north of the St. Lawrence middle Estuary.*

Les mégalinéations de même sens d'écoulement (grandes flèches blanches), observées sur les MNT, sont groupées en aires homogènes. Les linéations sont rares ou absentes sur les hauts reliefs des massifs du lac des Neiges et du mont Blanchard. Le flux glaciaire ouest-est (aire en vert) est antérieur aux autres flux. Le flux NE caractérisé par des stries glaciaires sur les Hautes Terres de Ligouri (grande flèche verte) a précédé le Débordement glaciaire vers le Nord du Bassin de Beaupré. Il est associé à la phase précoce et vaste du Courant glaciaire du Saint-Laurent (CGStL) (voir fig. 19D). Le flux majeur tardif SSE (flux de Montmorency et du Gouffre) n'a recouvert ni l'aire du flux glaciaire ouest-est ni le Bassin de Beaupré. La vallée du Gouffre a été envahie à plusieurs reprises par des flux de glace provenant du nord, du nord-est et du nord-ouest. Le dernier se termine par un lobe contigu au Courant glaciaire du Saint-Laurent. Des débordements du CGStL postérieurs au Débordement glaciaire du Bassin de Beaupré sont mis en évidence par des stries et des linéations sur la côte nord du moyen estuaire : 1) un flux vers le nord (Paradis & Bolduc, 1999) a recouvert la marge sud du massif de Montmorency et la région de la ville de Québec avant la dernière phase d'écoulement du CGStL ; 2) des linéations courtes et des dépôts de marge glaciaire (Moraine de l'Escarpement) sur la bordure des Hautes Terres de Ligouri représentent une dernière phase de réactivation du CGStL ; 3) au sud du massif des Éboulements, des stries vers le nord et des dépôts de marge glaciaire (Moraine Sud-Éboulements) sont associés à un champ de linéations cartographié par Brouard et al. (2016). Au nord du Charlevoix occidental et du massif des Éboulements, le Flux Jean-Noël vers l'ESE (Rondot, 1974; Govare, 1994; Brouard et al., 2016) est postérieur aux flux SSE de Montmorency et du Gouffre (palimpsestes) et précède la réavancée de Saint-Narcisse. Les eskers de la région des hauts reliefs du massif du lac des Neiges indiquent la présence de glace tardive dans les vallées principales.



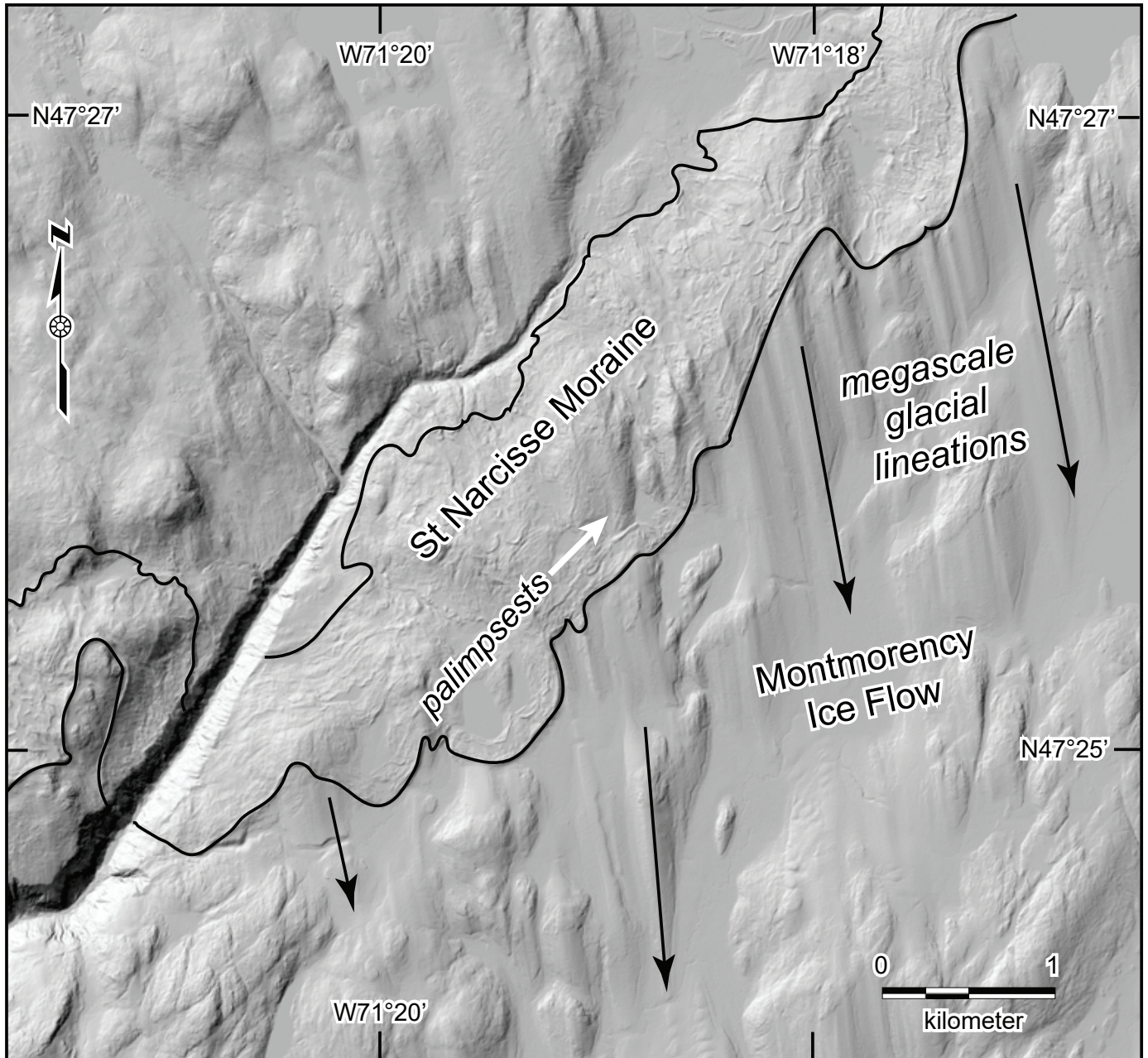
**Fig. 4 : Coupes lithostratigraphiques.**

*Fig. 4 : Lithostratigraphic sections.*

Localisées sur la fig. 1. Code granulométrique : cl/ Argile, st/ Silt, s/ Sable, g/ Gravier, c/ Galets, b/ Boulder/bloc.

Faciès : T/ Till, Gt/ Gravier à lits entrecroisés, Gm/ Gravier et galets à matrice dominante, Gp/ Gravier à lits planaires entrecroisés, Fl/ Argile et silt laminés, mS/ Sable silteux stratifié, Fm/ Argile et silt massifs, S/ Sable, Sm/ Sable massif, Sh/ Sable laminé, carb/ Carbonaté.

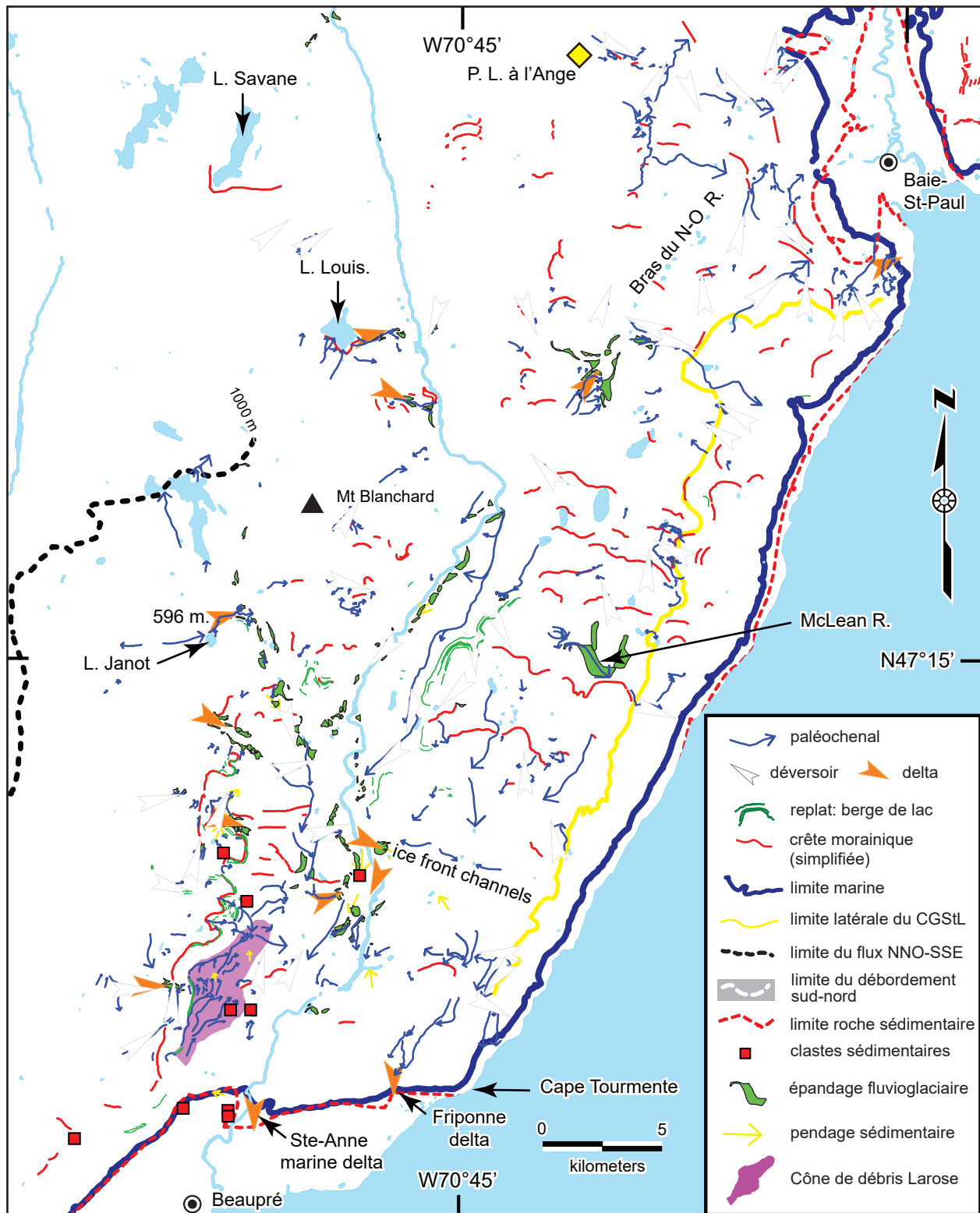




**Fig. 5 : Exemple d'un groupe de palimpsests.**

*Fig. 5: Example of a group of palimpsests.*

Plusieurs mégalinéations glaciaires vers le SSE du Flux glaciaire tardif de Montmorency sont recouvertes par les dépôts de la Moraine de Saint-Narcisse. Au début du Dryas récent, la glace a réavancé et recouvert localement le champ de linéations SSE déglacé.

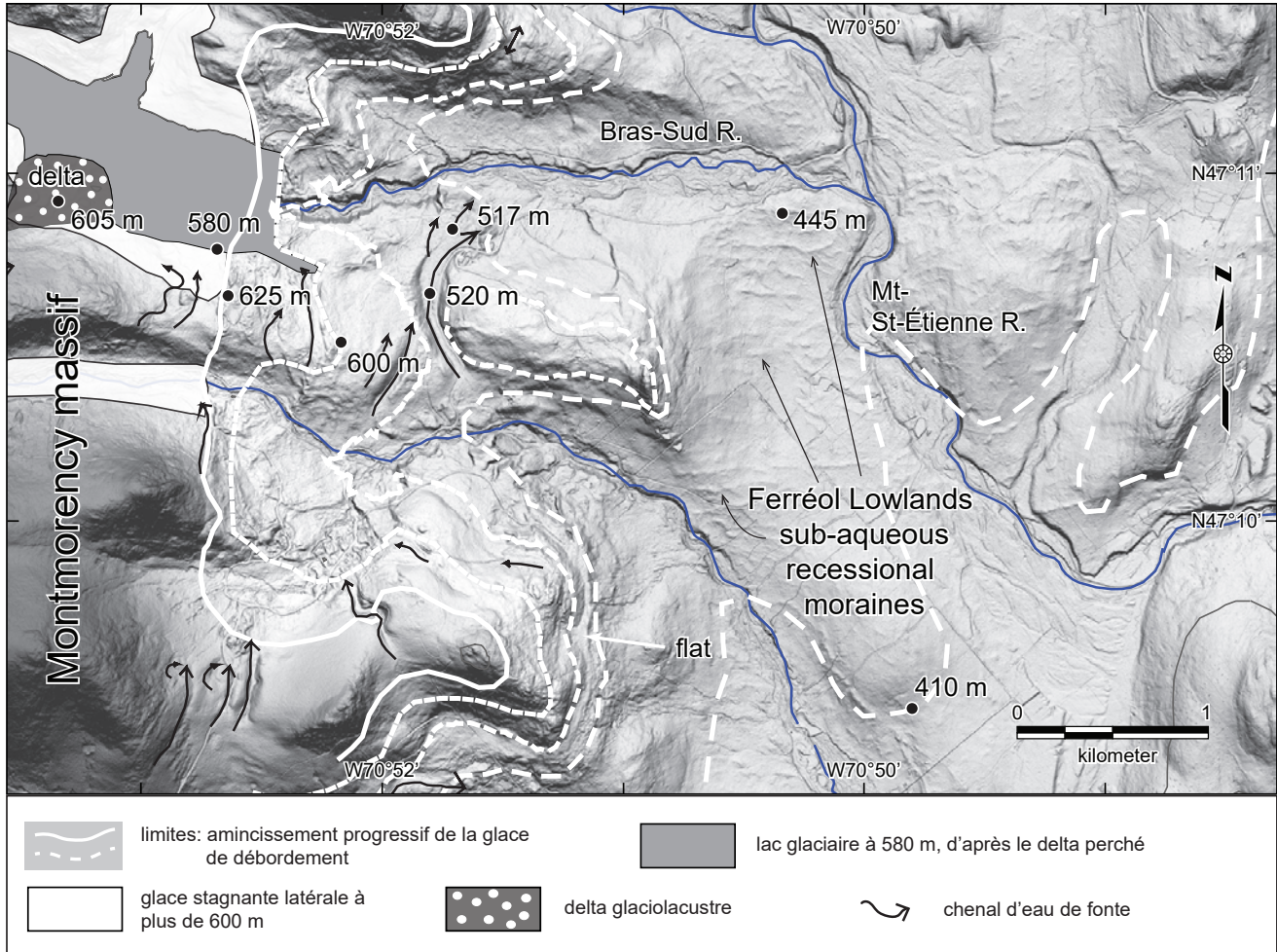


**Fig. 6 : Bourrelets morainiques, paléochenaux d'érosion. et de débordement des eaux de fonte, deltas de marge glaciaire, berges glaciolacustres et limite marine en Charlevoix occidental.**

*Fig. 6: Moraine ridges, erosional meltwater channels, overflow spillways, ice-margin deltas, lake strandlines and the marine limit in western Charlevoix.*

Les paléochenaux de déversement, le Cône de débris multiphasé de Larose indiquent un gradient d'écoulement vers le nord sur la marge occidentale du Bassin de Beaupré. Sur le plateau à pente douce des Hautes Terres de Ligouri, les paléochenaux sont parallèles ou perpendiculaires aux anciens fronts glaciaires. Plusieurs chenaux de débordement d'eaux de fonte vers l'intérieur des terres confirment le maintien d'un courant glaciaire actif dans le moyen estuaire (CGStL).

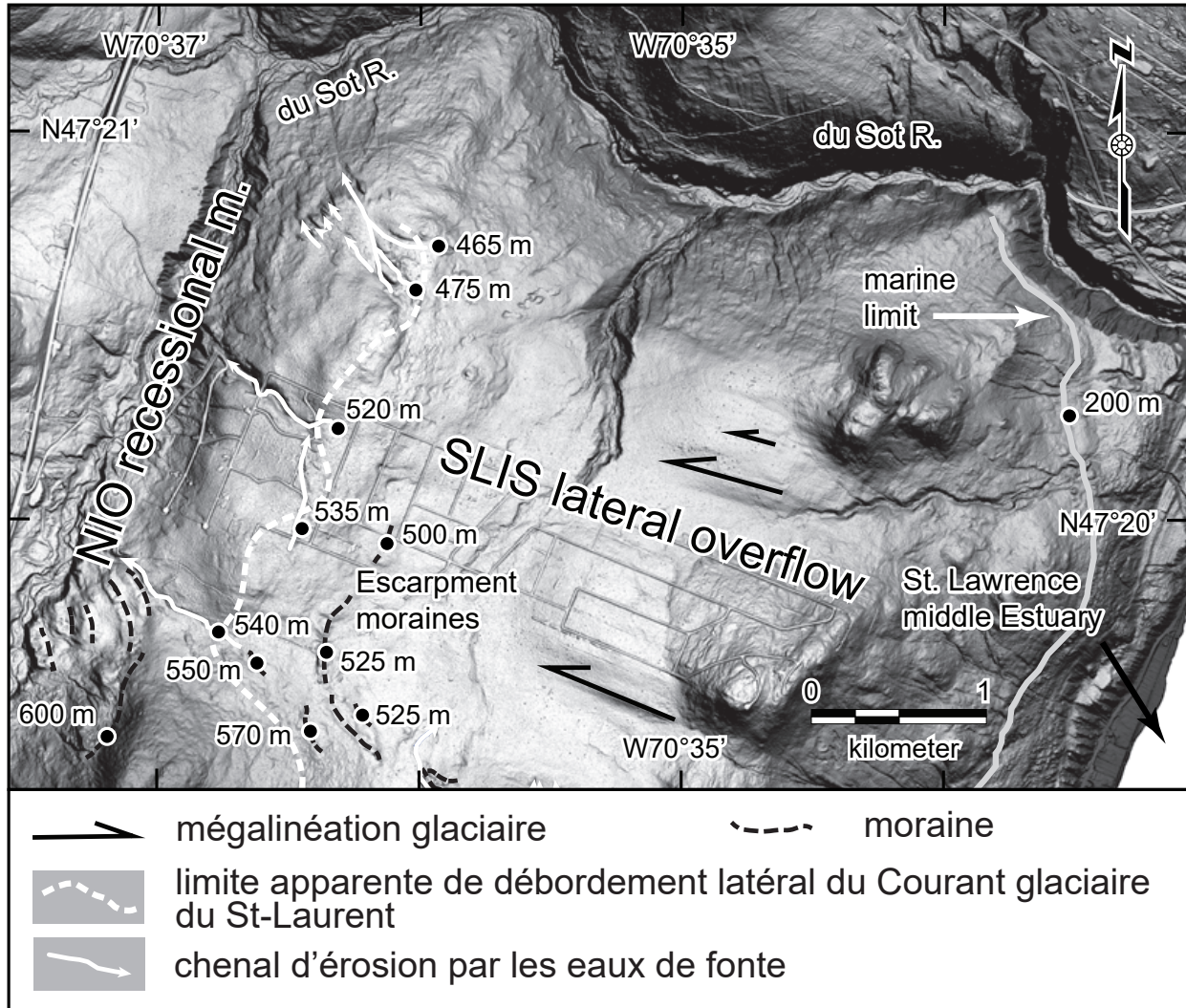




**Fig. 7 : Moraines de la marge ouest du Bassin de Beaupré.**

*Fig. 7: Moraines on the western margin of the Beaupré Basin.*

Le long du versant de la marge ouest du Bassin de Beaupré, les moraines supérieures (tiretés blancs et lignes continues) sont soit des moraines latérales du bassin, soit des moraines de convergence en travers des vallées secondaires (vallée du Bras Sud). Les moraines étagées, les paléochenaux (flèches noires) et les replats (anciens littoraux temporaires du plan d'eau latéral au glacier) illustrent l'amincissement progressif de la glace du Débordement du bassin de Beaupré. Les dépôts de marge glaciaire des vallées du sud du massif de Montmorency évoquent la présence de glace stagnante et de lacs glaciaire temporaires. Dans les Basses Terres de Ferréol, des bourrelets sub-parallèles et métriques semblent correspondre à des moraines de retrait sub-aquatiques ou de marge lacustre. Dans la vallée déglacée au nord, un lac glaciaire a suivi le recul progressif du front glaciaire vers le sud. Le gradient d'écoulement des eaux de fonte vers le nord qui débute par le Cône de Larose peut être suivi jusqu'à 15 km du Courant de glace du Saint-Laurent.

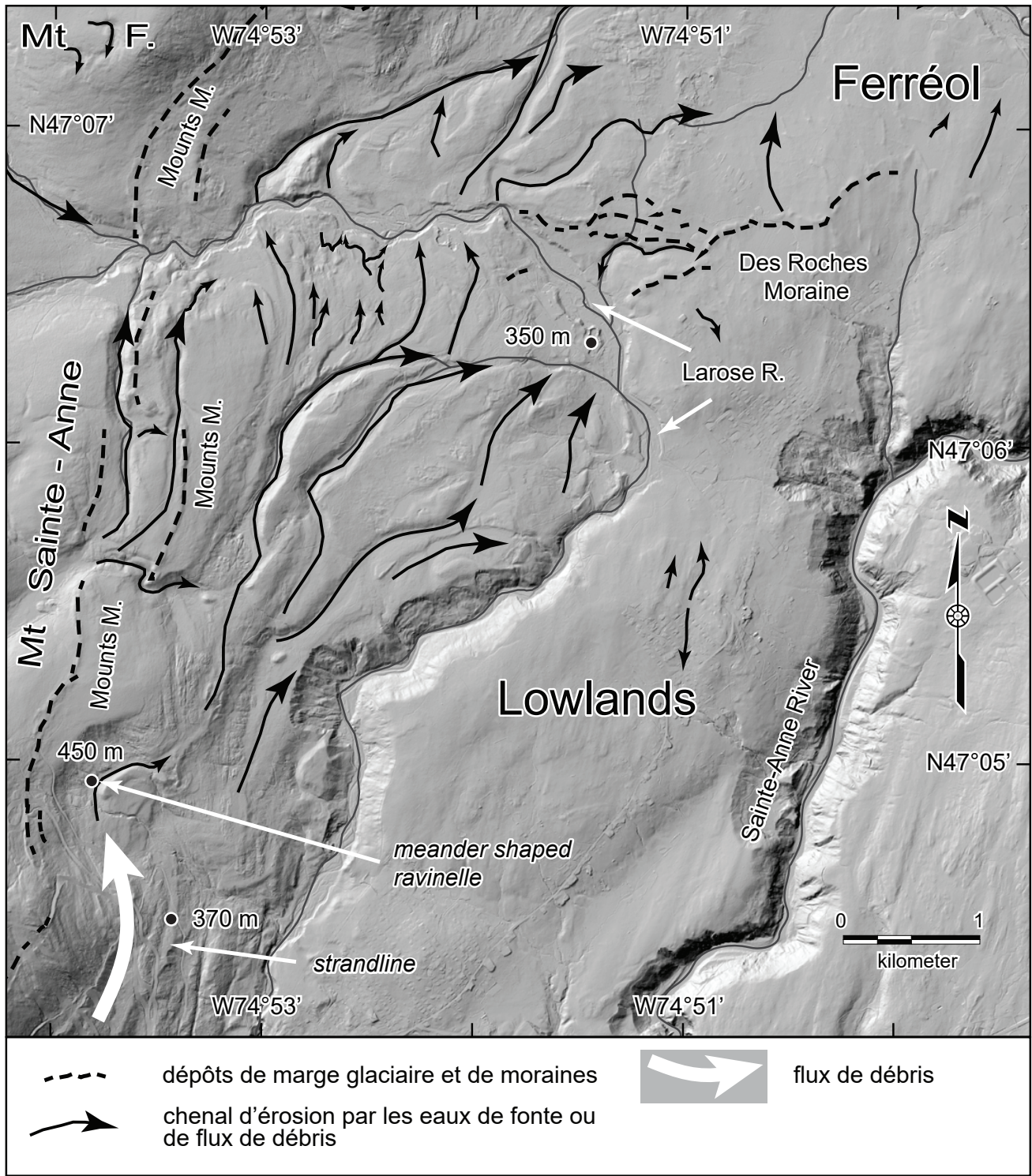


**Fig. 8 : Exemple de débordement du Courant glaciaire du Saint-Laurent dans une vallée latérale au moyen estuaire, pendant l'IACP.**

*Fig. 8: Example of an overflow of the St. Lawrence Ice Stream from the middle Estuary into a lateral valley during the IACP.*

Les ravinements perchés qui dominent la haute vallée du Sot indiquent que les Hautes Terres de Ligouri étaient partiellement déglacées pendant la phase active tardive du Courant glaciaire du Saint-Laurent.

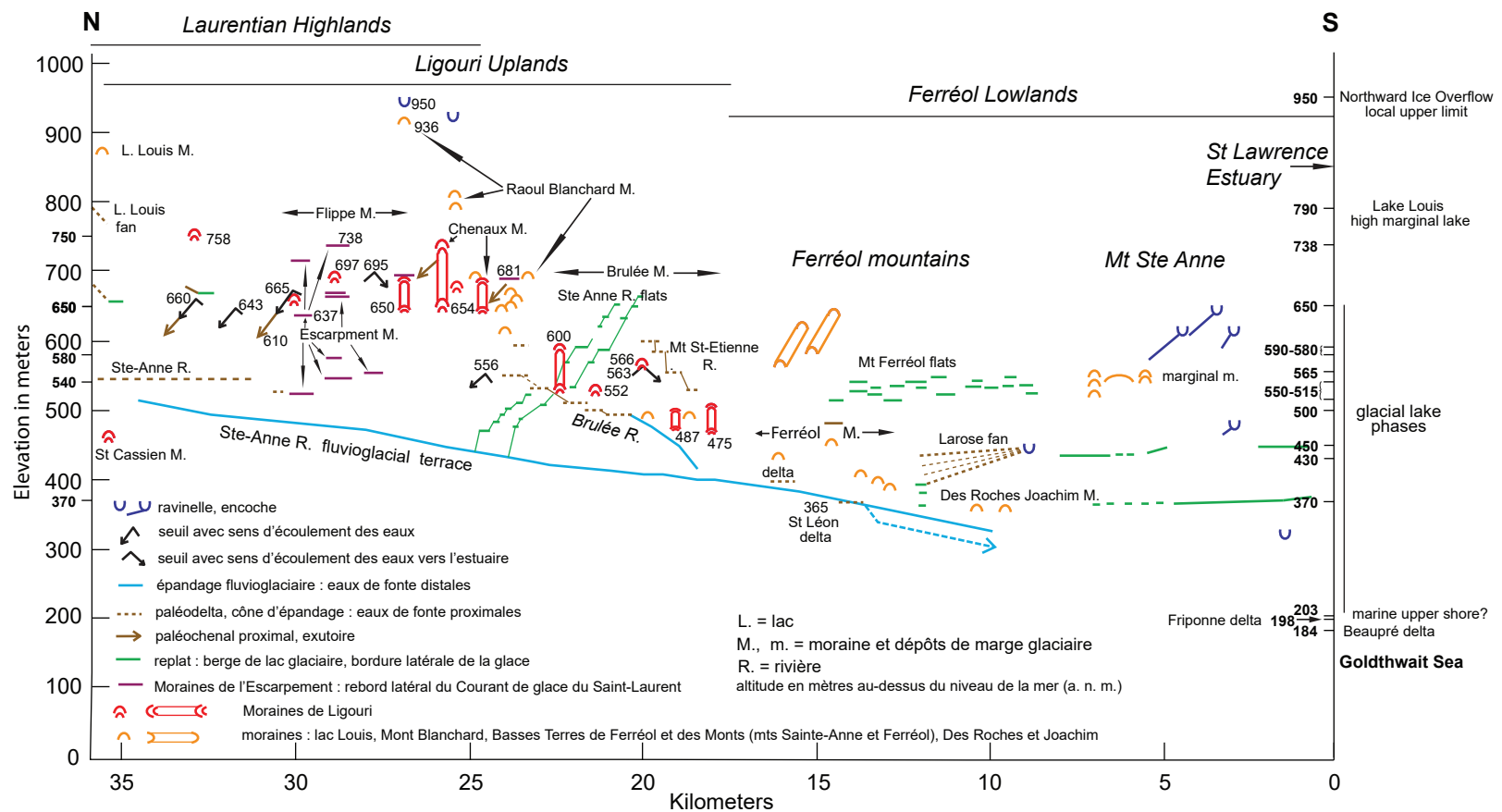




**Fig. 9 : Le cône de débris grossiers de Larose.**

*Fig. 9: The Larose coarse debris Fan.*

Le cône représente plusieurs phases de flux érosifs et de coulées de débris. Les débris, apparentés à un till flué, sont grossiers et incluent des blocs décimétriques de calcaire de Trenton. La ravinelle encastrée dans le versant implique un flux d'eau de fonte et de glace fondante, à haute énergie, concentré entre le versant du mont Sainte-Anne et la glace du Débordement du Bassin de Beupré. Le flux implique le déversement d'eau de fonte circulant plus au sud et en amont, entre le rebord du massif de Montmorency dont les vallées étaient englacées et le Courant glaciaire du Saint-Laurent.

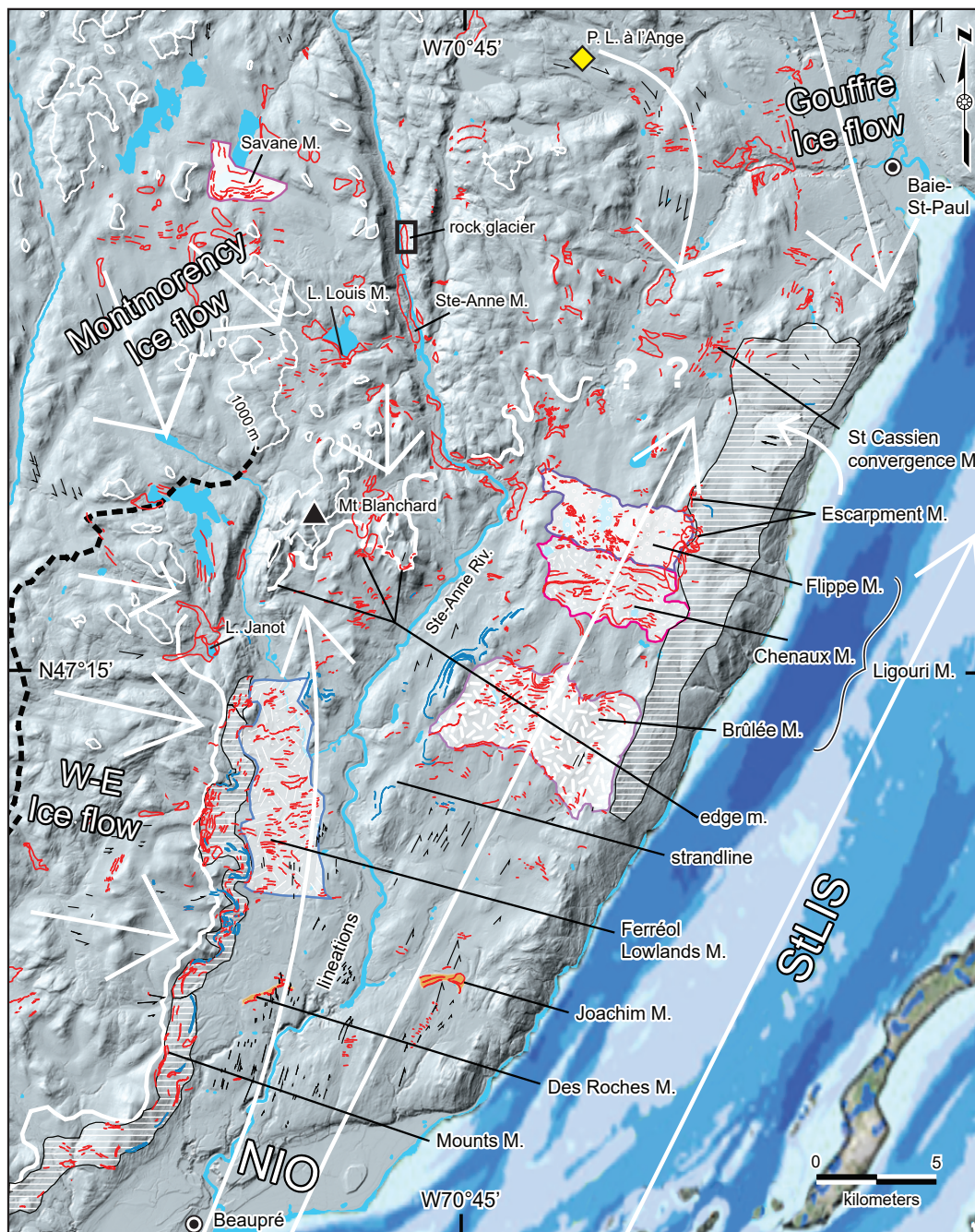


**Fig. 10 : Disposition des moraines de retrait, des berges et deltas glaciolacustres du Bassin de Beauré, sur un plan de projection méridien.**

*Fig. 10: Location of withdrawal moraines, shorelines and glaciolacustrine deltas of the Beauré Basin along a meridian plane of projection.*

Cette projection met en évidence la diminution de l'épaisseur de la glace de Débordement sud-nord et la stabilisation du retrait glaciaire associé à l'IACP. Les berges glaciolacustres illustrent l'abaissement du niveau du lac glaciaire marginal de Beauré, en relation avec la diminution de l'épaisseur du Courant glaciaire du Saint-Laurent dans l'estuaire.

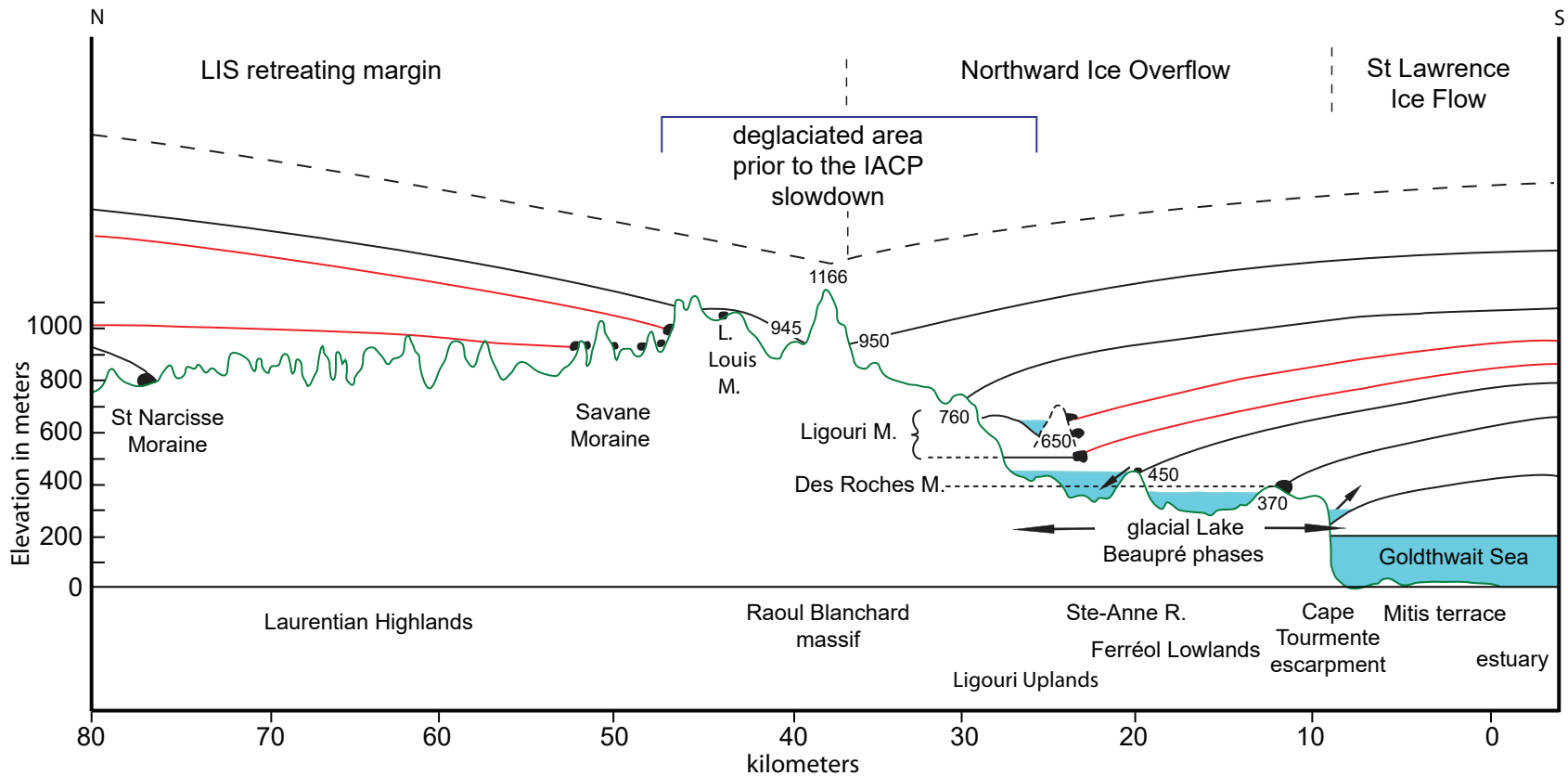




**Fig. 11 : Dépôts et constructions de marge glaciaire en Charlevoix occidental.**

*Fig. 11: Late glacial ice-margin landforms and deposits in western Charlevoix.*

Ligne blanche épaisse/ Limite indicative du Débordement glaciaire vers le nord. Flèches blanches/ Flux glaciaires majeurs diachroniques. Tiretés noirs/ Limite du Flux SSE de Montmorency par rapport au flux antérieur vers l'est. Contours et lignes rouges/ Dépôts de marge glaciaires (moraines frontales, latérales et de convergence). Zones gris-clair ou avec lignes horizontales/ Enveloppes de groupes locaux de moraines, principalement liés à l'IACP. Tracés bleus étagés/ Paléorivages de lac de bord de glace. Bathymétrie actuelle de l'estuaire/ Bleu de plus en plus foncé avec la profondeur. Les groupes de moraines de Ligouri (la Flippe, des Chenaux, Brûlée), des Basses Terres de Ferréol et des Monts constituent des réponses différenciées de la glace de débordement à la même phase de refroidissement attribuée à l'IACP. Pour cette raison, elles sont regroupées sous le nom de Groupe de Moraines de Beupré (tab. 1). Entre ces moraines, la vallée de la Sainte-Anne représente une discontinuité apparente. En fait, la dépression de cette partie de la vallée était comblée par de la glace du débordement, en connexion sur les côtés de basse altitude avec cette glace et à l'amont avec la glace des Laurentides. La glace de la vallée a progressivement diminué d'épaisseur, comme en témoignent les replats continus et étagés observés sur le versant gauche de la vallée (fig. 14). Les moraines discontinues du versant structural de Ligouri (Moraine de l'Escarpement) sont contemporaines du Groupe de Beupré, mais représentent des moraines latérales au Courant glaciaire du Saint-Laurent.

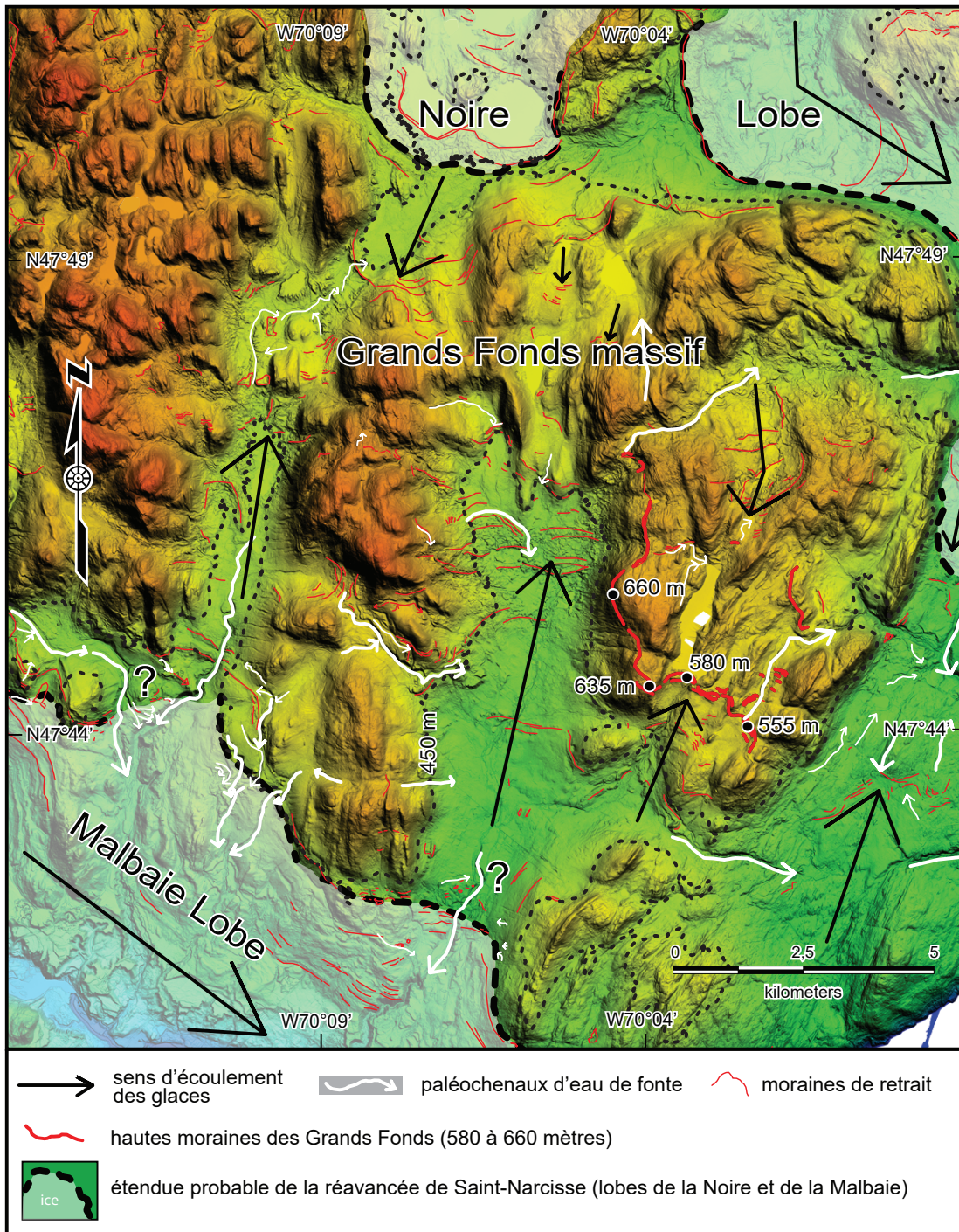


**Fig. 12 : Profil topographique méridien du Charlevoix occidental : moraines de récession, phases glaciolacustres et limite marine.**

*Fig. 12: Meridian topographic cross-section of western Charlevoix: recessional moraines, glacial lake phases and marine limit.*

La zone déglaciée entre le front irrégulier de l'Inlandsis laurentidien dans les Laurentides et la glace du Débordement vers le nord (NIO) dans le Bassin de Beaupré forme initialement une boutonnière qui s'élargit progressivement. De chaque côté, des groupes de bourrelets morainiques représentent des haltes du retrait attribuées au même événement froid. Le groupe des dépôts de marge glaciaire de la Moraine Savane, sur les Laurentides est corrélé au moins à une partie des moraines du Groupe de Beaupré. D'après ce modèle, la durée du retrait des glaces entre l'estuaire et la Moraine de Saint-Narcisse est plus courte que celle des modèles antérieurs. L'événement plus froid est très probablement lié à l'IACP. M./ Moraine ou groupe de moraines; L/ Lac. La Moraine de Ligouri comprend les moraines de la Flippe, des Chenaux & Brûlée (fig. 3 & 11).



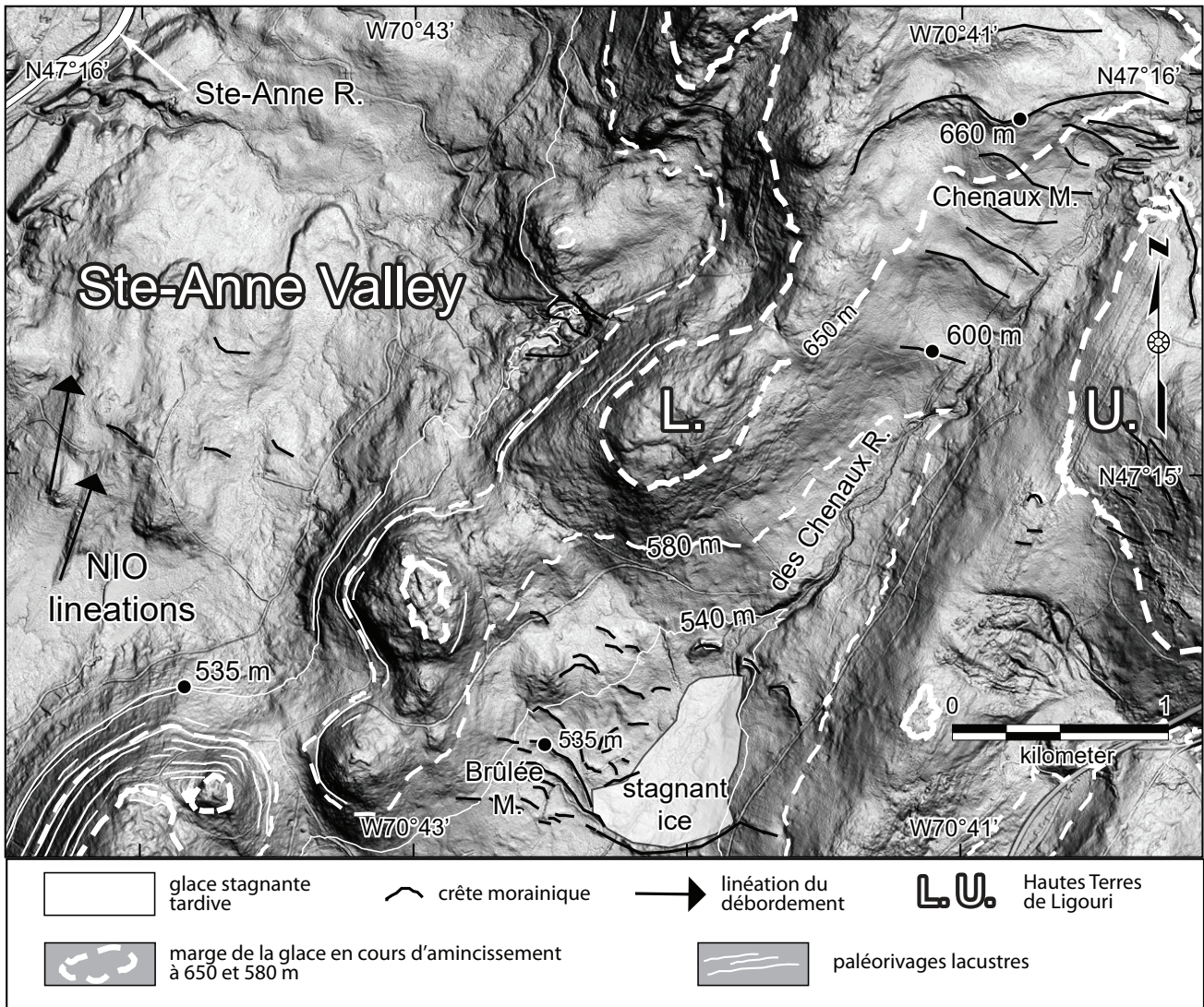


**Fig. 13 : Les moraines du massif des Grands Fonds, Charlevoix.**

*Fig. 13: Moraines of the Grands Fonds massif, Charlevoix.*

Les flèches indiquent le sens d'écoulement des glaces. L'extension certaine (tiretés rouges) de la réavancée de Saint-Narcisse du début du Dryas récent est représentée au nord par le Lobe de la Noire, et au sud par le lobe de la Malbaie. Le niveau 450 m (pointillés noirs) marque peut-être l'extension maximale de cette réavancée sur le versant sud du massif, bien qu'un débordement aussi étendu soit peu probable. Les hautes moraines de ce versant, vers 600 m d'altitude, et les chenaux de déversement vers le nord impliquent une glace épaisse. Une telle épaisseur n'est pas compatible avec celle du lobe de la Malbaie qui ne dépasse pas 450 m d'altitude sur sa marge sud. Les hautes moraines et une partie des moraines intermédiaires sont attribuées à un épisode de retrait glaciaire antérieur au Dryas récent. Le débordement pourrait être contemporain du Débordement sud-nord (NIO) dans le bassin de Beaupré ou de la phase précédente avec épaisse tête de convergence vers la baie de vèlage dans l'estuaire maritime (voir fig. 19D).



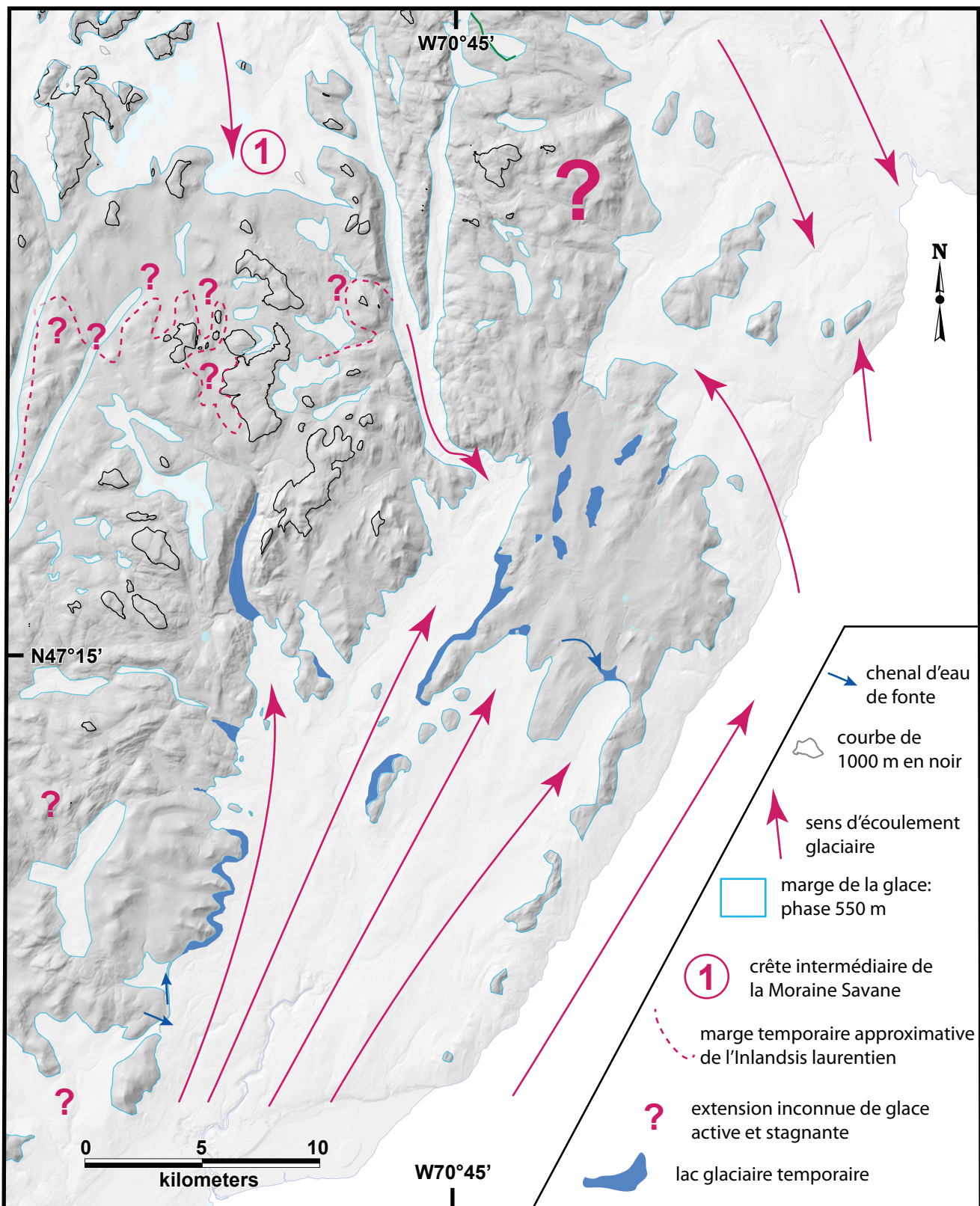


**Fig. 14 : Formes associées au retrait glaciaire sur la rive gauche de la vallée de la Sainte-Anne : moraines de retrait et paléorivages glaciolacustres.**

*Fig. 14: Ice retreat landforms on the left side of the Ste-Anne River Valley: recessional moraines and glaciolacustrine strandlines.*

Les courbes de niveau de 650 et 580 m donnent une idée du retrait local de la glace. Les replats réguliers, étagés sur le versant oriental de la vallée principale, sont interprétés comme des terrasses d'érosion ou des paléorivages latéraux à la langue glaciaire en cours d'amincissement de la vallée Ste-Anne. Un lac glaciaire latéral étroit (voir fig. 15) expliquerait la régularité des replats. À l'est, la différence d'altitude de 70 m entre les deux groupes de moraines des Chenaux et Brûlée est liée à un court épisode plus doux de l'IACP.

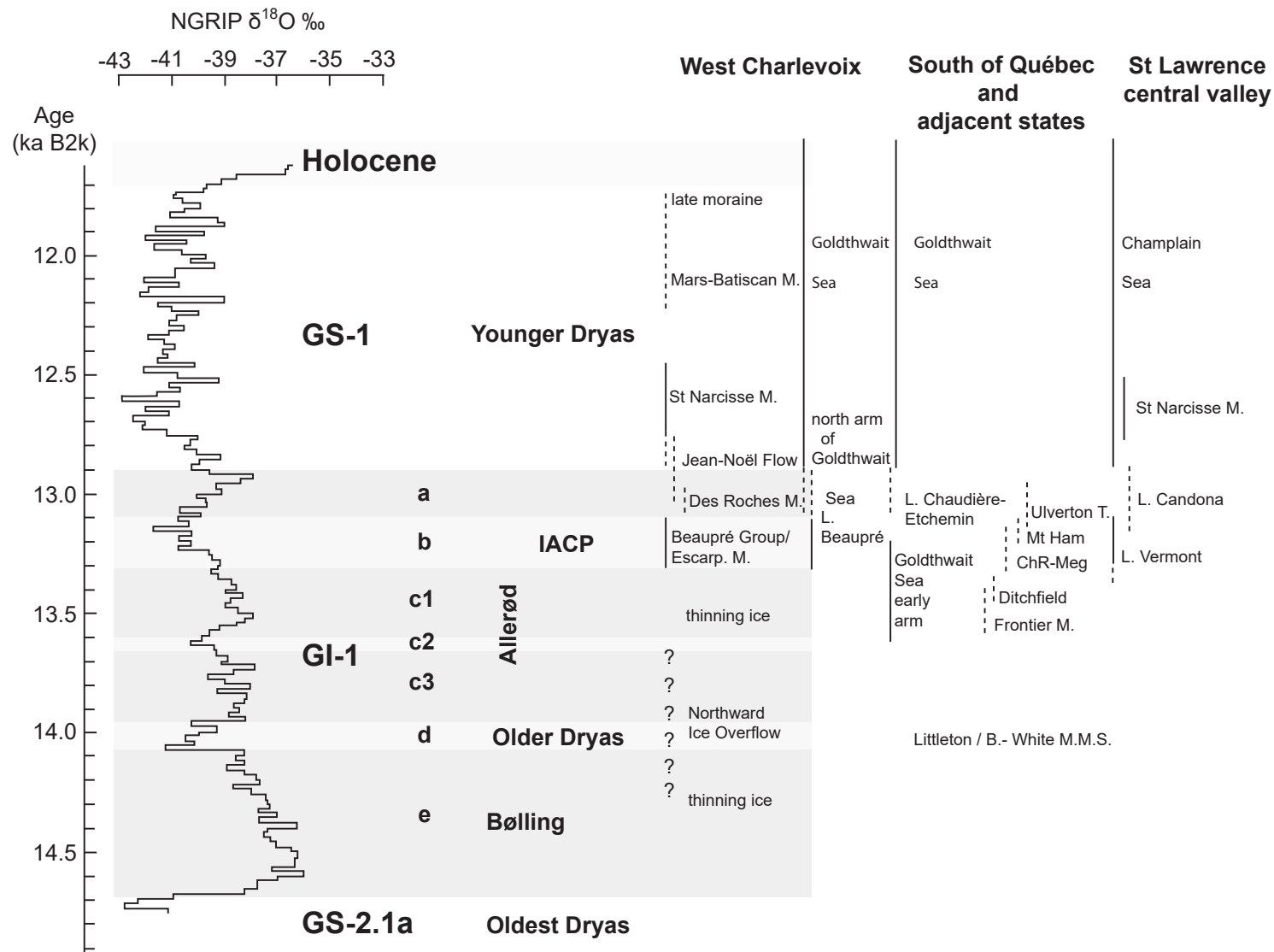




**Fig. 15 : Essai de reconstitution de la phase de déglaciation 550 m en Charlevoix occidental.**

*Fig. 15: Tentative reconstruction of the 550 m stage of deglaciation in western Charlevoix.*

Sur les Laurentides, il y avait probablement beaucoup plus de masses résiduelles de glace stagnante que celles dessinées sur cette reconstitution. Les plus hauts reliefs ont été rapidement déglacés. Une aire déglacée s'est élargie comme une boutonnière entre la glace du Débordement au sud et la marge irrégulière de l'inlandsis au nord.

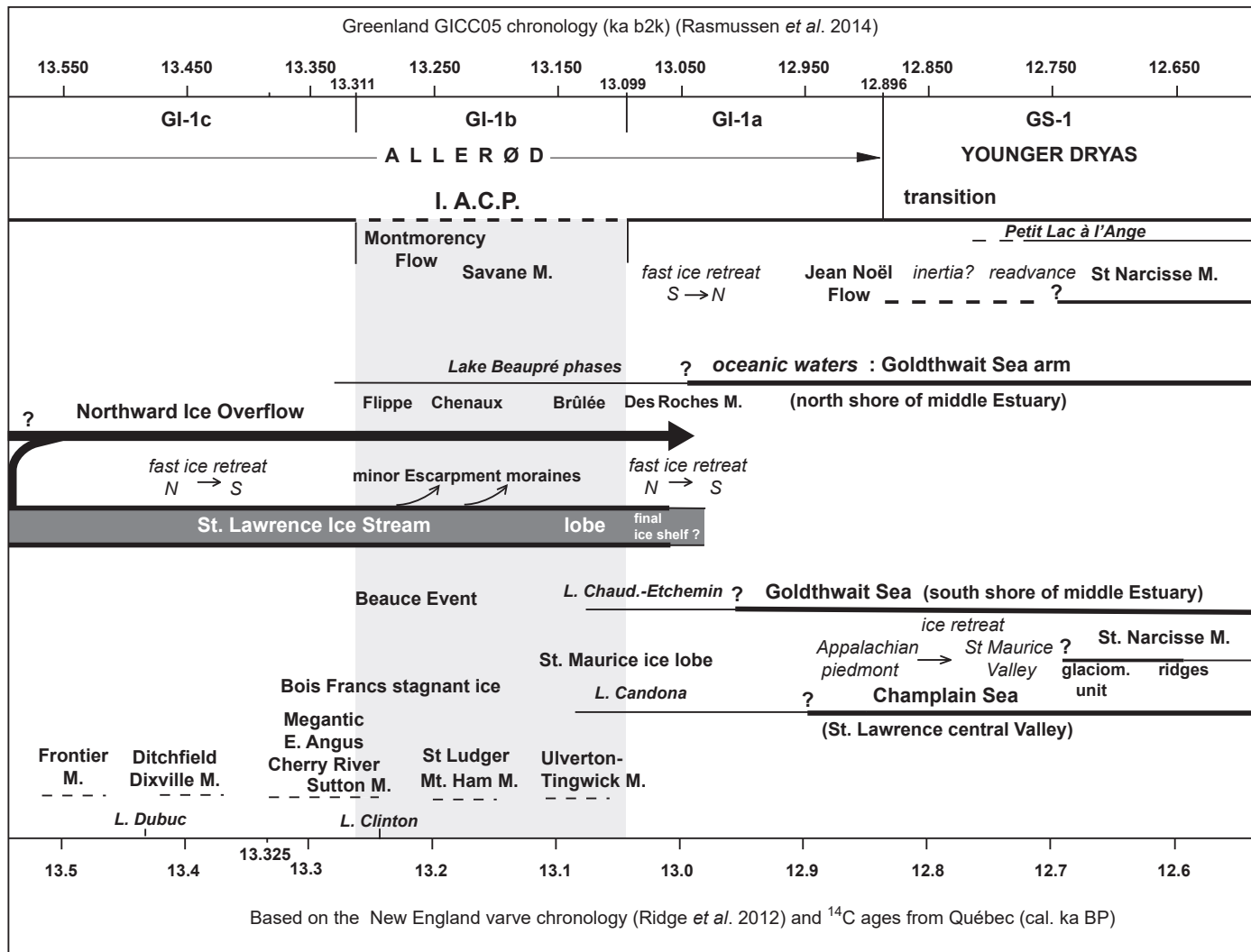


**Fig. 16 : Cadre chronologique des événements observés en Charlevoix occidental, dans le contexte du sud du Québec et des États voisins.**

*Fig. 16: Chronological framework of observed events in western Charlevoix within the deglaciation setting of southern Québec and neighboring states.*

Ce cadre modifie le cadre établi par Occhiotti et al. (2001a). Le Débordement glaciaire dans le Bassin de Beaupré date probablement de la fin du Bølling ou succède à cette période de forte ablation. La déglaciation de la région étudiée a eu lieu ensuite en quelques siècles pendant l'Allerød. La courbe de composition isotopique a été reconstituée à partir de la banque de données de l'Université de Washington, avec une moyenne glissante de 20 ans.

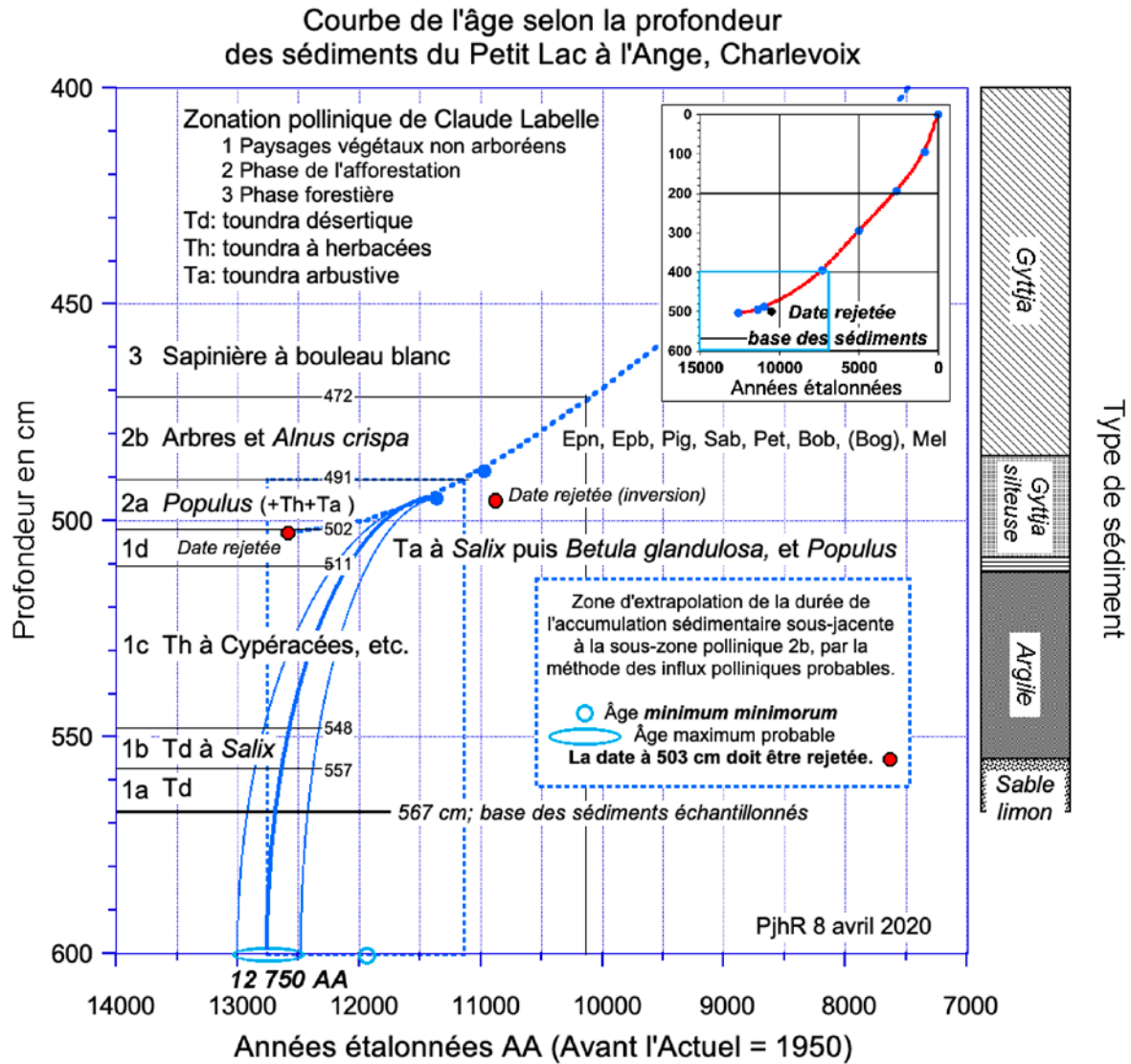
Laboratory ([http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2\\_main.html](http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2_main.html); Grootes et al., 1993, 1995, Meese et al., 1994, Stuiver et al., 1995; Grootes & Stuiver, 1997; Stuiver & Grootes, 2000).



**Fig. 17 : Essai de corrélation des événements de la bordure nord du moyen estuaire du Saint-Laurent avec ceux de la région appalachienne, dans l'état des connaissances.**

*Fig. 17: Tentative correlation of events on the northern margin of the St. Lawrence middle Estuary with those of the Appalachian area (current state of knowledge).*

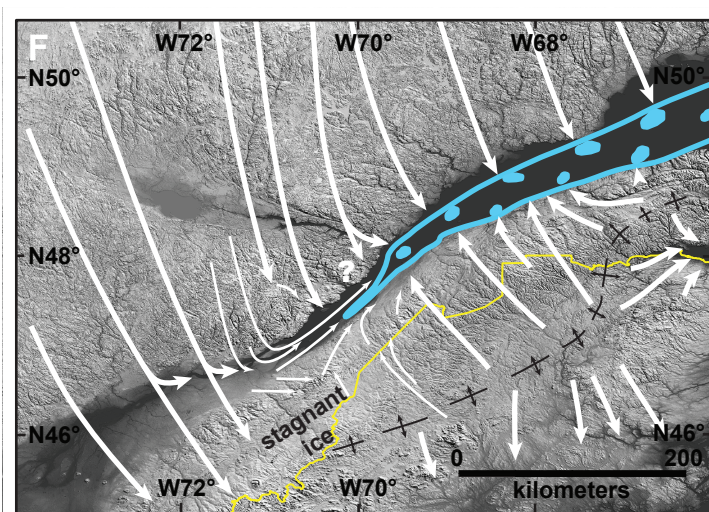
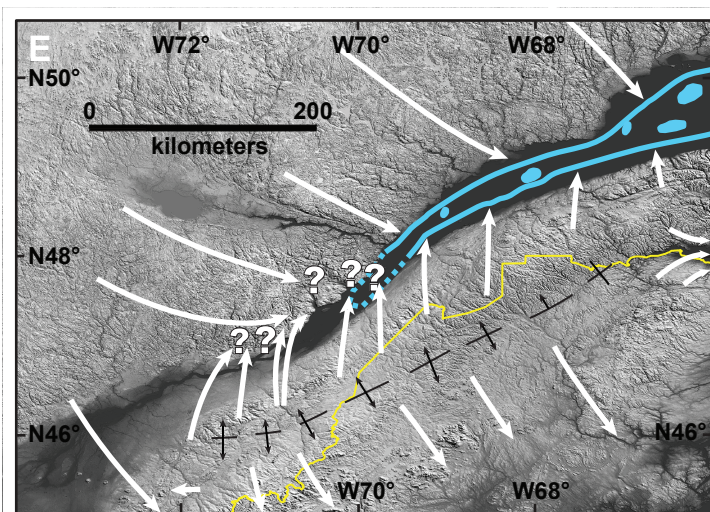
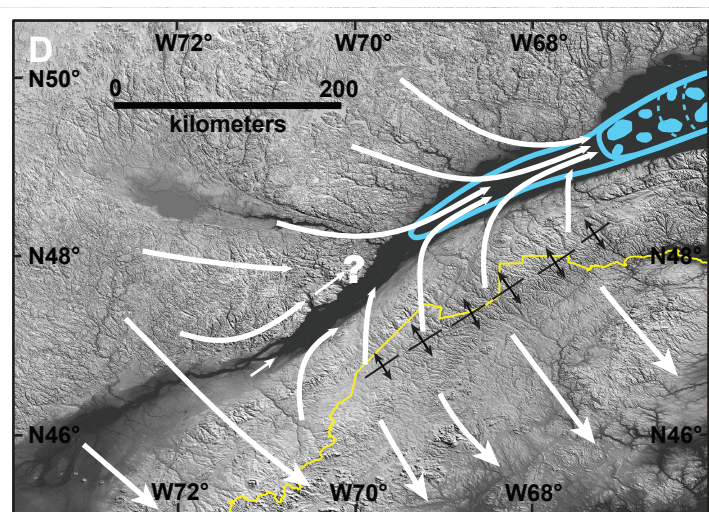
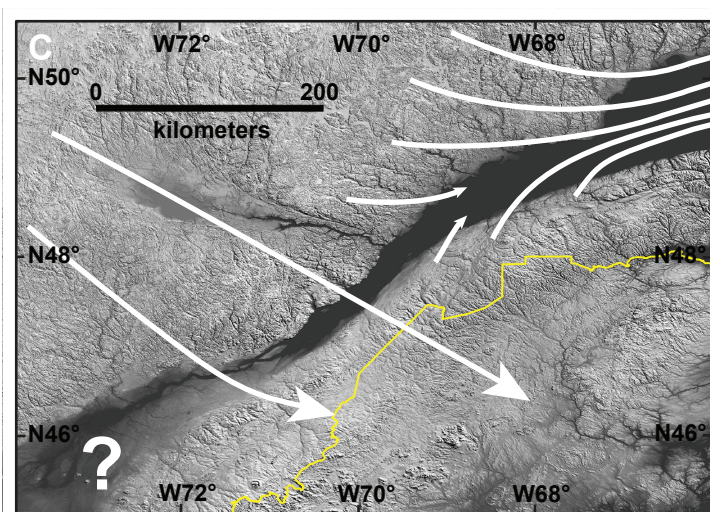
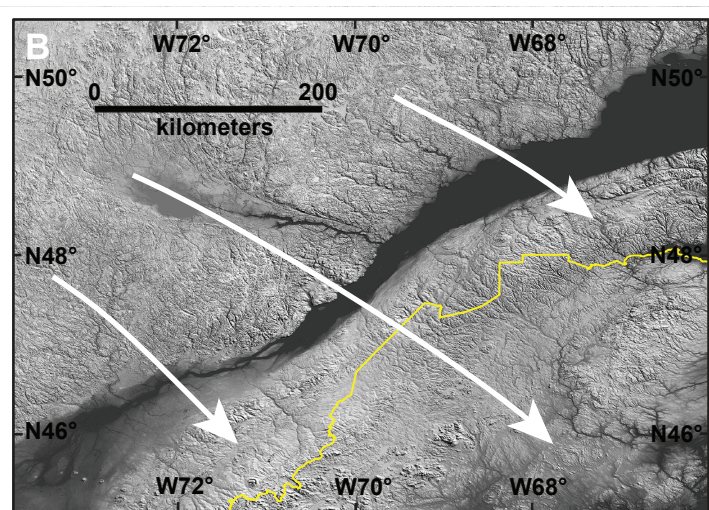
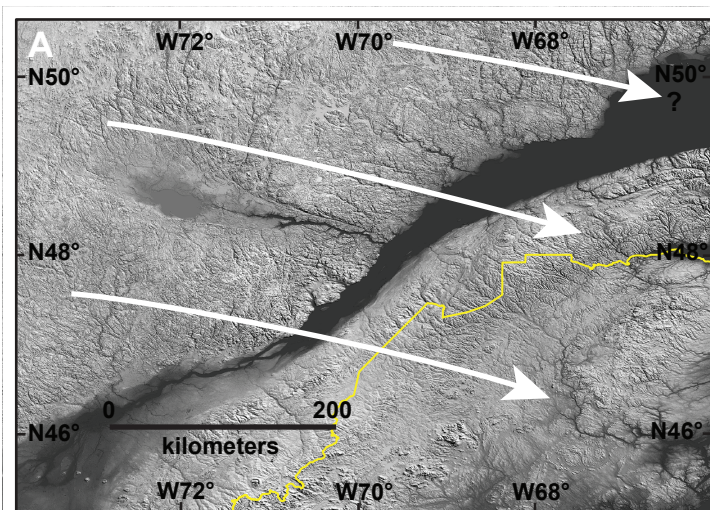
Les corrélations sont basées sur la convergence des processus et restent à vérifier par des données chronologiques précises. L./ Lac, L. Chaud.-Etchemin/ Lac Chaudière-Etchemin, glaciom./ Glaciomarin.



**Fig. 18 Chronologie <sup>14</sup>C des sédiments du Petit Lac à l'Ange fondée sur le pollen.**

*Fig.18: <sup>14</sup>C chronology of the sediments of Petit Lac à l'Ange and pollen-based extrapolation.*





**Fig. 19 : Écoulements glaciaires dans la région de l'estuaire du Saint-Laurent après le Dernier Maximum Glaciaire : une synthèse.**

*Fig. 19: Ice flows in the St. Lawrence Estuary area after the Last Glacial Maximum: a synthesis.*

(A & B) Écoulement glaciaire majeur du LIS vers l'ESE puis le SE à la fin du LGM ou après. La glace s'est écoulée d'un centre de dispersion situé dans la région du lac Mistassini (Veillette, 2004) jusqu'au Maine (Lowell, 1985).

(C) Tête de convergence de la glace qui s'écoule vers l'estuaire inférieur. Le Courant de glace du Chenal Laurentien est encore actif, avec une large baie de vêlage dans le golfe ou l'estuaire inférieur. Cette situation transitoire s'est probablement produite avant ou au début du Bølling. Dans la région de la haute vallée de la Chaudière, une rotation de l'écoulement vers l'ESE (Shilts et al., 2007) date probablement de cette phase.

(D) Le front de vêlage du Chenal Glaciaire Laurentien s'est déplacé vers l'amont jusqu'à la tête de la fosse profonde. Ce processus progressif entraîne une ablation accélérée de la glace régionale, un premier courant de glace fort et épais le long de l'estuaire moyen (le CGStL) et l'écoulement vers le nord de la glace provenant du bord nord de la ligne de partage glaciaire des Appalaches (Shilts, 1981; Lowell et al., 1990). À ce stade, la glace des Appalaches est partiellement déconnectée du dôme du Québec-Labrador.

(E) Contexte au moment du Débordement glaciaire vers le Nord du moyen estuaire dans le Bassin de Beaupré. Cet événement, identifié sur le versant appalachien de l'estuaire moyen et fluvial, est attribué au déversement nord des glaces appalachiennes dans le corridor structural étroit du Saint-Laurent. L'âge de l'événement se situe entre la fin du Bølling et le début de l'Allerød. Les témoins de ce débordement au sud du massif de Montmorency et dans la région de l'astroblème ont probablement été effacés par le flux SSE et sud postérieur, hormis peut-être les hautes Moraines des Grands Fonds (fig. 13). Cet événement succède à un amincissement marqué de la glace du moyen estuaire et du Bassin de Beaupré pendant le Bølling, en relation avec l'ablation accélérée décrite en D et l'obstacle topographique des Laurentides (massif du lac des Neiges) à l'expansion des glaces de la marge amincie de l'Inlandsis laurentidien.

(F) Contexte au moment du flux SSE majeur (Flux de Montmorency et du Gouffre) de l'Inlandsis sur les Laurentides. Ce flux est dans le prolongement de l'écoulement tardif identifié dans le secteur du lac Mistassini (Veillette, 2004) (fig. 2) et n'a pas recouvert le Bassin de Beaupré (fig. 3). Sans être directement d'origine climatique, cet événement semble dater du début de l'IACP. En même temps ou peu après, le Courant glaciaire du Saint-Laurent déborde dans les vallées mineures latérales du Bassin de Beaupré et se maintient au sud de l'astroblème du Charlevoix (fig. 3). Noter le déplacement vers le sud de l'axe de dispersion glaciaire des Appalaches du Québec vers le Maine (Shilts, 1981 ; Lowell et al., 1990). Une synthèse reste à faire sur les dernières phases glaciaires de la vallée de l'estuaire fluvial du Saint-Laurent et sur les marges (régions de la Ville de Québec et de la vallée de la Chaudière).