

**LA GÉOMORPHOLOGIE DU QUATERNAIRE  
DANS LA RÉGION DE PERCÉ**

**PAR MYRIANE HOUDE-POIRIER  
BERNARD HÉTU  
ANTOINE MORISSETTE**

**PRÉSENTÉ À LA COOPÉRATIVE DE SOLIDARITÉ  
DU GÉOPARC DE PERCÉ**

**UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
OCTOBRE 2014**

## **LA GÉOMORPHOLOGIE DU QUATERNAIRE DANS LA RÉGION DE PERCÉ**

Myriane Houde-Poirier, Bernard Héту et Antoine Morissette.

Département de biologie, chimie et géographie  
Université du Québec à Rimouski (UQAR)  
300, allée des Ursulines  
Rimouski (Québec) Canada G5L 3A1

**Dépôt légal - Bibliothèque et Archives nationales du Québec, 2014**  
**Dépôt légal - Bibliothèque et Archives Canada, 2014**  
**ISBN 978-2-9812584-2-7**

Rapport final présenté à la coopérative de solidarité du géoparc de Percé  
Octobre 2014

---

Ce document doit être cité comme suit :

Houde-Poirier, M., Héту, B. et Morissette, A. (2014). *La géomorphologie du Quaternaire dans la région de Percé*. Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski (UQAR), Rimouski (Québec), Rapport présenté à la coopérative de solidarité du géoparc de Percé, 25 p. + annexes

## Table des matières

Liste des figures .....	iii
Introduction.....	1
1. Un aperçu de la période Quaternaire .....	2
1.1 Les cycles de Milankovitch .....	3
1.2 Du Pliocène au Pléistocène : l'entrée en glaciation.....	5
2. Le Pléistocène supérieur : le dernier cycle .....	5
2.1 Le début du Wisconsinien.....	6
2.2 Le Wisconsinien supérieur : la dernière glaciation.....	7
2.3 La dernière glaciation dans l'ouest du golfe du Saint-Laurent.....	10
La calotte gaspésienne .....	11
La calotte d'Escuminac .....	12
L'est de la Gaspésie.....	12
2.4 Déglaciation dans l'est de la Gaspésie .....	13
L'invasion de la mer de Goldthwait .....	14
Fonte finale des glaciers en Gaspésie .....	16
3. Variations holocènes du niveau marin relatif dans la région de Percé .....	16
Conclusion .....	20
Bibliographie.....	21

## Liste des figures

Figure 1. Échelle des temps géologique du Quaternaire (modifiée de Cohen et Gibbard, 2011).....	2
Figure 2. Les forçages orbitaux .....	4
Figure 3. Étendue approximative des glaces au Wisconsinien moyen dans l'ouest des Maritimes (modifiée de Seaman <i>et al.</i> , 2011).....	7
Figure 4. Extension des glaciers au dernier maximum glaciaire à l'échelle de l'Amérique du Nord (modifiée de Dyke <i>et al.</i> , 2002).....	9
Figure 5. Centre de dispersion de l'inlandsis Laurentidien situé au nord du Québec (modifiée de Dyke <i>et al.</i> , 2002).....	10
Figure 6. Configuration glaciaire dans les Maritimes lors du dernier maximum glaciaire (modifiée de Shaw <i>et al.</i> 2006).....	11
Figure 7. Étendue des glaciers dans l'est de la Gaspésie lors du dernier maximum glaciaire .....	13
Figure 8. Configuration glaciers-mer au début de la déglaciation dans la région de Percé.....	14
Figure 9. Processus d'ajustement glacio-isostatique et de variations du niveau marin relatif.....	15
Figure 10. Invasion de la mer de Goldthwait à l'altitude de 40 m lors du recul des marges glaciaires .....	16
Figure 11. Configuration du littoral dans la région de Percé au niveau marin de 9 m .....	18
Figure 12. Configuration du littoral lors du bas niveau marin estimé à -30 m.....	18
Figure 13. Configuration actuelle de la région de Percé.....	19

## **Introduction**

Les orogénèses à l'origine de la formation des Appalaches entre le Dévonien et le Carbonifère ont façonné un paysage orné de montagnes et de failles dans la région de Percé. Les roches d'âge paléozoïques ont depuis été soumises à divers processus d'érosion, dont les glaciations.

La période géologique du Quaternaire a été marquée par une succession de périodes glaciaires et de périodes plus chaudes, appelées interglaciaires, durant lesquelles les masses glaciaires ont reculé pour atteindre des proportions semblables à l'actuel. Le dernier maximum glaciaire qu'ont connu les Maritimes s'est produit il y a 24 000 ans (Schnikter *et al.*, 2001). L'héritage des glaciers dans la région de Percé reste somme toute timide, ce qui est dû au contexte particulier de la dernière glaciation à l'extrémité est de la Gaspésie. En effet, le relief actuel doit très peu aux processus d'érosion et d'accumulation glaciaires. Les effets des glaciers sur le paysage sont très subtils et se limitent pour l'essentiel à des affleurements rocheux polis et striés et à la mise en place d'une mince couverture morainique (till).

La fonte des glaciers au début de l'interglaciaire dans lequel nous nous trouvons actuellement a initié une évolution constante des paysages jusqu'à aujourd'hui. Les glaciers qui reculaient à l'intérieur des terres ont laissé place à la mer qui a envahi le territoire à une altitude supérieure au niveau marin actuel. Les puissantes rivières d'eau de fonte se frayaient un chemin à travers un paysage minéral, peu à peu colonisé par la végétation. Puis, la fonte des glaciers sur le continent a engendré un soulèvement de la croûte terrestre et a occasionné des variations du niveau marin relatif qui se poursuivent encore aujourd'hui. On arrive à reconstituer la succession de ces différents environnements à l'aide des marques d'érosion et des dépôts sédimentaires laissés à chaque étape de cette histoire géologique.

## 1. Un aperçu de la période Quaternaire

Le Quaternaire est la période géologique dans laquelle nous vivons. Elle suit le Néogène, ces deux périodes étant comprises dans l'ère Cénozoïque (Cohen et Gibbard, 2010). Elle a débuté il y a 2,58 millions d'années et comprend deux époques, soit le Pléistocène et l'Holocène (figure 1; Cohen et Gibbard, 2010). La période quaternaire est caractérisée par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires. Les périodes glaciaires correspondent à une avancée des glaciers continentaux et à de bas niveaux marins; les interglaciaires sont associées à des périodes chaudes, durant lesquelles les marges des glaciers reculent et le niveau marin est plus élevé. On compte 52 de ces oscillations climatiques depuis le début du Quaternaire, répondant d'abord à un cycle de 41 000 ans, puis progressivement à un cycle de 100 000 ans (Cohen et Gibbard, 2010).

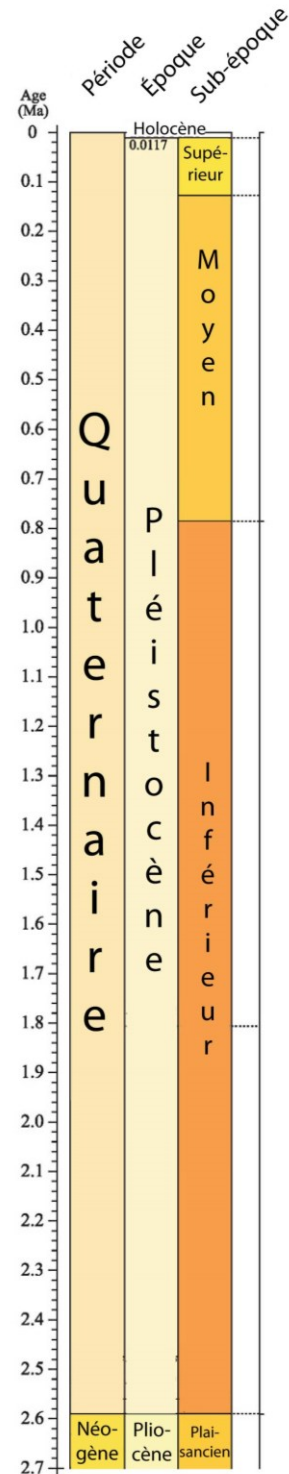


Figure 1. Échelle des temps géologiques du Quaternaire (modifiée de Cohen et Gibbard, 2011)

## 1.1 Les cycles de Milankovitch

Les oscillations du climat terrestre sont en partie liées à la chaleur reçue du soleil à la surface de notre planète. Or, cette quantité de chaleur varie à l'échelle des temps géologiques. La théorie de Milankovitch a permis d'identifier trois forçages astronomiques (figure 2) régissant l'énergie solaire fournie aux différentes latitudes de la Terre (Berger et Loutre, 2004; Duplessy *et al.*, 2005; Berger, 2006; Labeyrie, 2006) :

- (1) L'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. Notre planète tourne sur elle-même sur un axe variant entre  $22^\circ$  et  $25^\circ$  par rapport à la verticale. Ce paramètre gouverne les saisons et la distribution de la chaleur aux différentes latitudes (Berger et Loutre, 2004; Duplessy *et al.*, 2005; Berger, 2006; Labeyrie, 2006). Une forte inclinaison engendre des étés chauds aux pôles, favorables à la fusion des masses glaciaires. À l'opposé, une faible inclinaison, qui coïncide avec des étés plus frais, stimule la croissance des glaciers (Mélières, 2014). L'obliquité suit un cycle de 41 000 ans.
- (2) L'axe de rotation de la Terre, tout en gardant son inclinaison, décrit un mouvement conique complet, comme une toupie, sur un cycle de 21 000 ans; c'est la précession des équinoxes (Berger et Loutre, 2004; Duplessy *et al.*, 2005; Berger, 2006). Ce phénomène fait varier la position du périhélie (point le plus près du soleil) par rapport aux saisons (Duplessy *et al.*, 2005). Les étés, dans un ou l'autre des hémisphères, débiteront près du périhélie pour la moitié d'un cycle (11 000 ans); pour l'autre moitié du cycle, les étés seront plus frais puisqu'ils commenceront près de l'aphélie (point le plus éloigné du soleil), comme c'est le cas de nos jours dans l'hémisphère nord (Berger et Loutre, 2004; Duplessy *et al.*, 2005; Mélières, 2014).
- (3) L'excentricité de l'orbite terrestre autour du soleil modifie la distance entre la Terre et sa source d'énergie solaire sur une année. L'orbite passe d'une forme quasi-circulaire à une forme elliptique sur des périodes de 100 000 et 400 000 ans. Ce paramètre agit de concert avec la précession, modifiant la distance Terre-soleil au périhélie et à l'aphélie (Duplessy *et al.*, 2005; Berger, 2006).

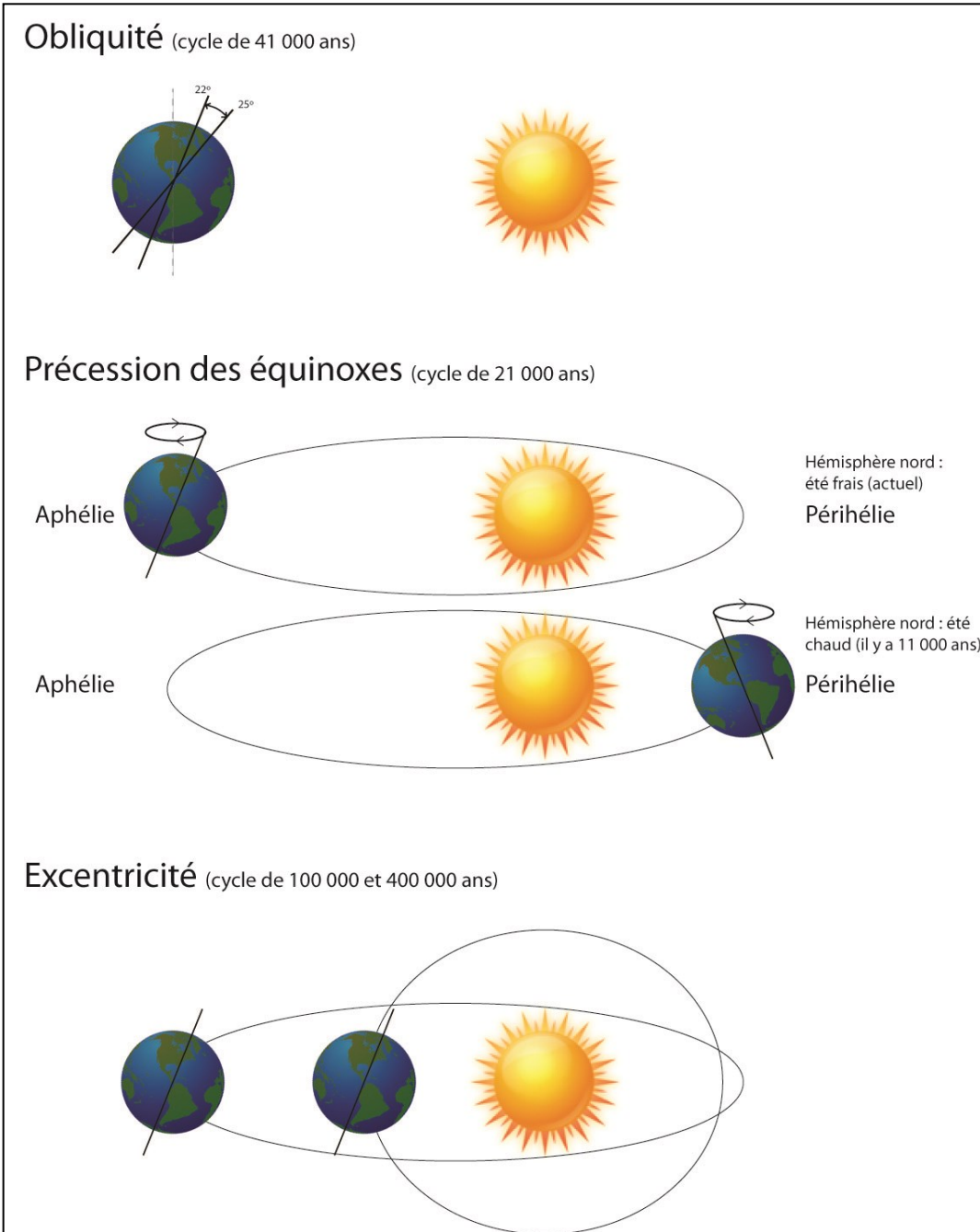


Figure 2. Les forçages orbitaux



## **1.2 Du Pliocène au Pléistocène : l'entrée en glaciation**

L'étude des paléoclimats a permis de valider l'implication des trois paramètres orbitaux dans la cyclicité des périodes glaciaires-interglaciaires du Quaternaire (Berger et Loutre, 2004; Duplessy *et al.*, 2005; Berger, 2006; Labeyrie, 2006). Labeyrie (2006) a toutefois énoncé qu'étant donné la stabilité relative du système solaire, ces cycles astronomiques doivent avoir été présents bien avant le début du Quaternaire. Un élément déclencheur supplémentaire a dû se produire pour initier cette série de glaciations au Pléistocène. L'hypothèse de la fermeture de l'isthme du Panama semble offrir une réponse cohérente à cette question (Labeyrie, 2006; Lunt *et al.*, 2008; Sarnthein *et al.*, 2009).

À la fin du Pliocène (période du Néogène), l'Amérique centrale que l'on connaît aujourd'hui n'existait pas, permettant aux eaux des océans Atlantique et Pacifique de communiquer. L'émersion de volcans sous-marins formés par la subduction des plaques tectoniques a initié la formation de l'Amérique centrale et la fermeture de cette voie de mélange entre les deux océans. Ce changement dans la configuration des océans a considérablement réorganisé la circulation thermohaline et les courants océaniques, modifiant du même coup les patrons de précipitations et la température des océans à l'échelle de l'hémisphère Nord. Cette réorganisation a notamment orienté un courant d'eau chaude vers l'Atlantique Nord, générant une augmentation des précipitations nécessaire à l'accumulation de glace sur le Groenland, l'Atlantique Nord et l'Europe (Labeyrie, 2006; Lunt *et al.*, 2008; Sarnthein *et al.*, 2009). Parallèlement, le refroidissement de l'océan Arctique par les courants du Pacifique aurait favorisé la formation de glace de mer et l'augmentation de l'albédo dans les hautes latitudes (Sarnthein *et al.*, 2009). Ces facteurs, combinés aux forçages orbitaux, auraient donc permis d'entrer dans une période de glaciation majeure dans l'hémisphère Nord (Labeyrie, 2006; Lunt *et al.*, 2008; Sarnthein *et al.*, 2009). Cet événement marquerait la transition entre le Pliocène et le Pléistocène ainsi que le début d'un régime climatique caractérisé par des oscillations glaciaires-interglaciaires (Cohen et Gibbard, 2010).

## **2. Le Pléistocène supérieur : le dernier cycle**

Le Pléistocène a été divisé en trois étages : l'inférieur, le moyen et le supérieur. Le dernier cycle correspond au Pléistocène supérieur et a débuté avec le dernier interglaciaire, le Sangamonien, qui survient entre 128 000 et 75 000 ans BP (Stea *et al.*, 2011). La dernière glaciation de

l'hémisphère Nord est donc incluse dans le Pléistocène supérieur. En Amérique du Nord, on parle de la période glaciaire du Wisconsinien (Cohen et Gibbard, 2011), dont le début est estimé à 75 000 ans BP<sup>1</sup> (Stea *et al.*, 2011). Le Pléistocène supérieur ainsi que le Wisconsinien ont pris fin avec l'interglaciaire qui a débuté il y a 11 700 ans et dans lequel nous nous trouvons : l'Holocène (Cohen et Gibbard, 2011).

## 2.1 Le début du Wisconsinien

Le Wisconsinien se divise en trois sous-périodes : l'inférieur, le moyen et le supérieur. Au Québec et dans l'est du Canada (les Maritimes), les traces des événements précédents le Wisconsinien supérieur sont plutôt fragmentaires (Stea *et al.*, 2011). Au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse, des dépôts glaciaires ont néanmoins permis de remonter jusqu'au début du dernier cycle glaciaire, le Wisconsinien inférieur. Les glaciers s'écoulaient selon une tendance sud-est (Stea *et al.*, 2011); ils couvraient alors la Gaspésie (Charbonneau et David, 1993; Olejczyk et Gray, 2007), le chenal Laurentien (Bond et Lotti, 1995) ainsi que les Maritimes (Stea *et al.*, 2011) jusqu'au talus continental au large de la Nouvelle-Écosse (Dodds et Fader, 1986; Mosher *et al.*, 1989).

Le Wisconsinien moyen, qui s'étend entre 64 000 et 25 000 ans BP, se distingue par le recul partiel des marges glaciaires (Dredge et Thorleifson, 1987; Stea *et al.*, 2011). Les calottes glaciaires s'étendaient probablement jusqu'au niveau des côtes actuelles (Dredge et Thorleifson, 1987; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Seaman, 2009). Les indices répertoriés dans les Maritimes ont permis de cibler certains secteurs libres de glace durant le Wisconsinien moyen (figure 3) : le chenal Laurentien jusqu'à l'île d'Anticosti (Gratton *et al.*, 1984; Dredge et Thorleifson, 1987); l'embouchure de la baie des Chaleurs (Saint-Godefroi; Bail, 1985); le sud des Îles-de-la-Madeleine (Rémillard *et al.*, 2013); le chenal Halibut, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve (Miller *et al.*, 2001); et le chenal du Cap Breton (Stea *et al.*, 2011). En Gaspésie, les hauts plateaux de l'arrière pays étaient probablement recouverts par une calotte glaciaire mais les basses terres littorales étaient sans doute libres de glace. La reprise de l'activité glaciaire il y a 25 000 ans marque l'entrée dans le Wisconsinien supérieur et correspond à la dernière glaciation.

---

<sup>1</sup> BP signifie *before present* et rapporte à l'année de référence 1950. Il s'agit donc de 75 000 ans avant 1950. Les âges présentés sont calibrés.

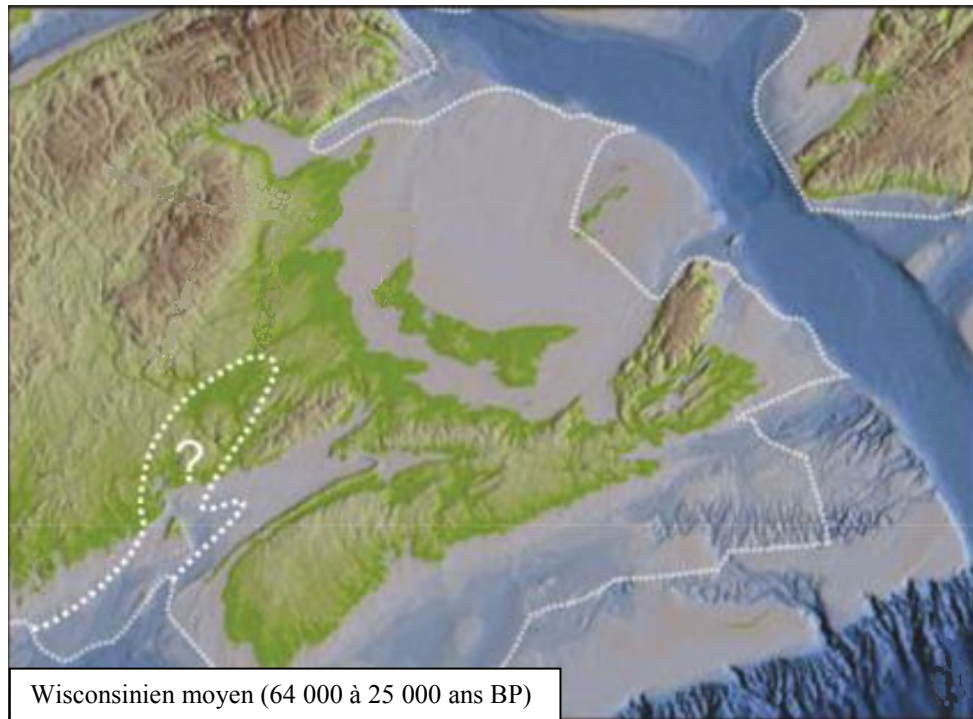


Figure 3. Étendue approximative des glaces au Wisconsinien moyen dans l'ouest des Maritimes (modifiée de Seaman *et al.*, 2011)

## 2.2 Le Wisconsinien supérieur : la dernière glaciation

Avant de s'étendre davantage sur le caractère particulier du Quaternaire des Maritimes, il importe de mieux définir les deux types de masse glaciaire qui s'y côtoyaient, soit l'inlandsis laurentidien et les calottes glaciaires régionales. Un inlandsis est une immense masse de glace continentale d'une épaisseur considérable pouvant aller jusqu'à quelques milliers de mètres et ayant une superficie supérieure à 50 000 km<sup>2</sup>. Les masses de glace qui recouvrent aujourd'hui le Groenland et l'Antarctique en sont de bons exemples. Un tel glacier forme un couvert continu sur les terres et s'écoule dans toutes les directions sans être influencé par la topographie sous-jacente (Neuendorf *et al.*, 2005). Une calotte glaciaire régionale est, comme son nom l'indique, de moindre ampleur. Elle est définie comme un couvert de glace et de neige pérennes d'une superficie de moins de 50 000 km<sup>2</sup>. Ce type de masse de glace recouvre une région montagneuse sans qu'un sommet n'en émerge et s'écoule dans toutes les directions sous son propre poids (Neuendorf *et al.*, 2005). Une calotte glaciaire, qu'elle soit locale ou régionale, possède donc un poids et une capacité d'érosion moindres qu'un inlandsis, en plus de répondre davantage à la topographie.

Lors du dernier maximum glaciaire, qui correspond au moment de l'extension maximale des glaciers au Wisconsinien supérieur, l'inlandsis Laurentidien s'étendait sur l'ensemble du Canada et une partie des États-Unis (figure 4; Dyke *et al.*, 2002). Les glaces s'écoulaient principalement à partir de trois centres de dispersion, dont un était situé au nord du Québec (Occhietti *et al.*, 2001; 2004; Dyke *et al.*, 2002). L'inlandsis Laurentidien a ainsi recouvert presque tout le territoire québécois (Occhietti *et al.*, 2001; 2004). Au sud du centre de dispersion, les glaces ont adopté une direction sud-est vers la vallée du Saint-Laurent et l'estuaire maritime (figure 5; Dyke *et al.*, 2002; Occhietti *et al.*, 2004) et ont couvert le sud du Québec (Occhietti *et al.*, 2001; 2004), le Bas-Saint-Laurent, l'ouest de la Gaspésie (Lebuis et David, 1977; David et Lebuis, 1985; Charbonneau et David, 1993; Héту, 1998; Héту et Gray, 2000; 2002; Olejczyk et Gray, 2007) et la Nouvelle-Angleterre (Occhietti *et al.*, 2004). Dans la partie orientale de la Gaspésie (c'est-à-dire à l'est de Marsoui), l'inlandsis n'a pas réussi à pénétrer à l'intérieur de la péninsule. Les glaces laurentidiennes ont été déviées vers l'est, dans le chenal Laurentien, par le relief imposant qui borde le sud de l'estuaire (David et Lebuis, 1985; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). Ce barrage d'au moins 1,5 km de dénivelé était constitué à la fois par le profond chenal Laurentien, les hautes montagnes appalachiennes de la Gaspésie et par la calotte régionale qui les surmontaient (Grant, 1989; Stea *et al.*, 1998; Stea, 2004; Stea *et al.*, 2011).

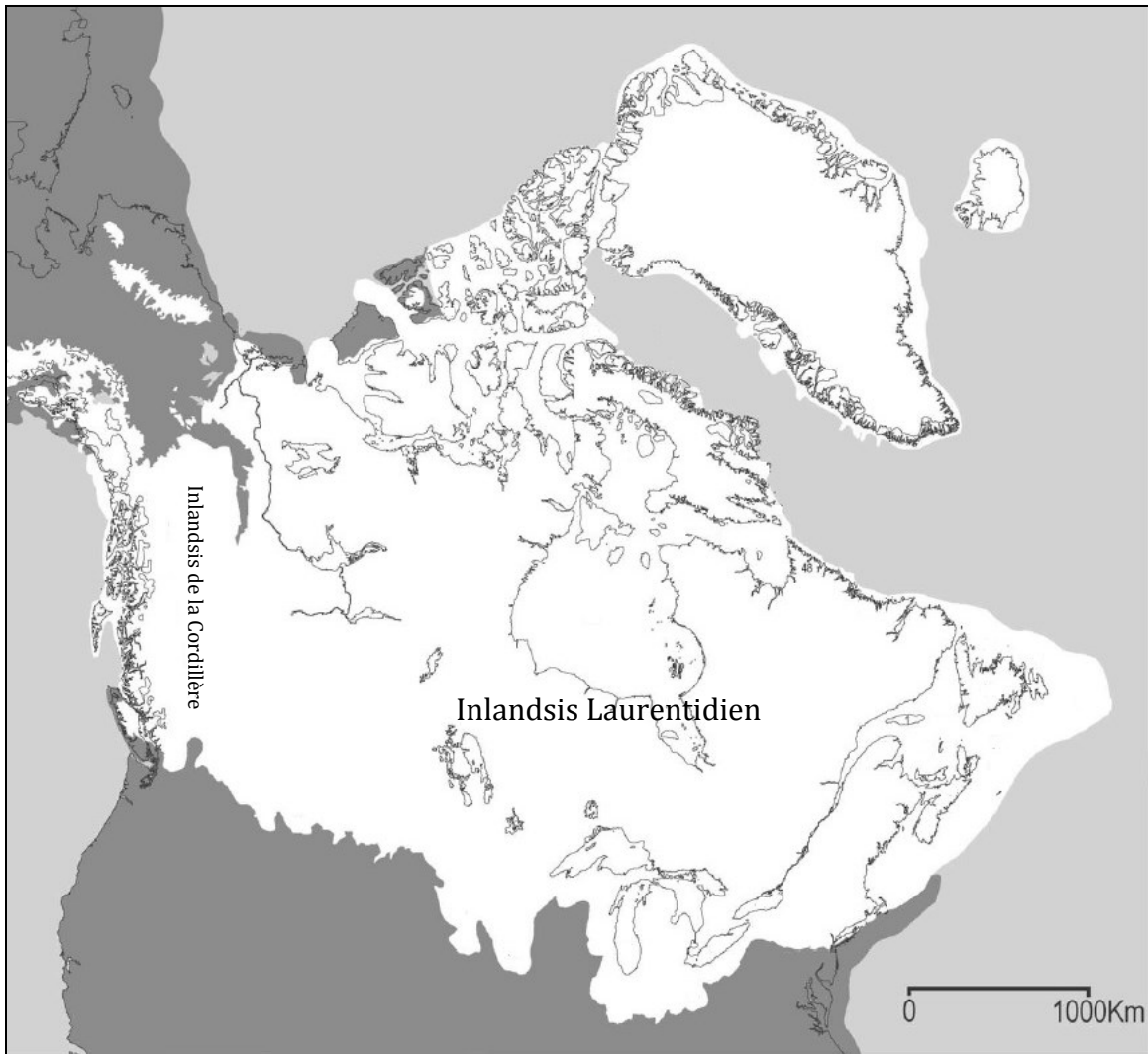


Figure 4. Extension des glaciers au dernier maximum glaciaire à l'échelle de l'Amérique du Nord (modifiée de Dyke *et al.*, 2002)

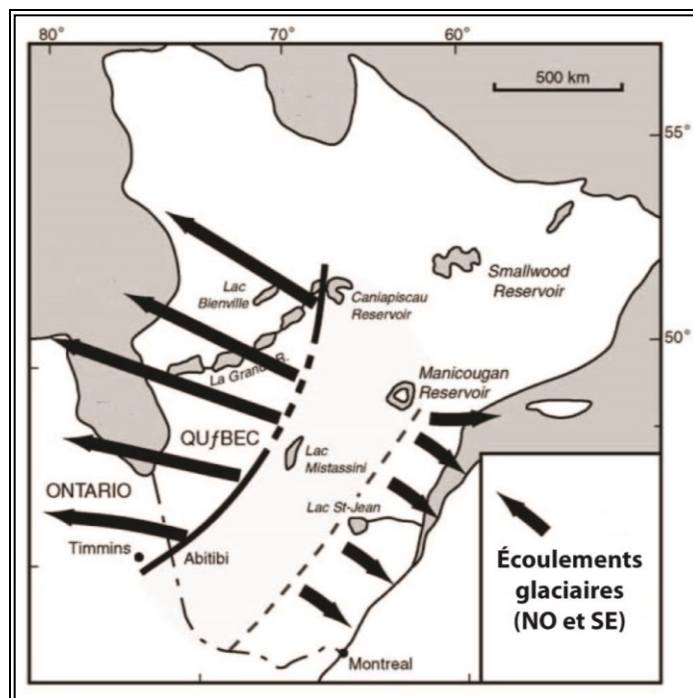


Figure 5. Centre de dispersion de l'inlandsis Laurentidien situé au nord du Québec (modifiée de Dyke *et al.*, 2002)

### 2.3 La dernière glaciation dans l'ouest du golfe du Saint-Laurent

La Gaspésie, alors englacée par une calotte régionale, constitue la limite nord d'un complexe de calottes glaciaires appalachiennes qui se sont succédées durant le Wisconsinien supérieur (Bail, 1983; Grant, 1989; Pronk *et al.*, 1989; Charbonneau et David, 1993; Stea *et al.*, 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Olejczyk et Gray, 2007; Stea *et al.*, 2011). Au dernier maximum glaciaire, il y a 24 000 ans, la configuration glaciaire à l'ouest du chenal Laurentien, dans le golfe du Saint-Laurent, impliquait deux masses glaciaires (figure 6) : la calotte gaspésienne et la calotte d'Escuminac. Celles-ci étaient contraintes, à l'est, par le courant de glace du chenal Laurentien, soit une étroite bande de glace qui s'écoule plus rapidement que la glace qui l'entoure (Neuendorf *et al.*, 2005). Ce courant drainait les glaces de l'inlandsis Laurentidien depuis l'estuaire du Saint-Laurent, la Côte-Nord et le Labrador pour atteindre la marge de la plate-forme continentale (David et Lebluis, 1985; Stea *et al.* 1998; Stea, 2004; Shaw *et al.* 2006; Stea *et al.*, 2011).

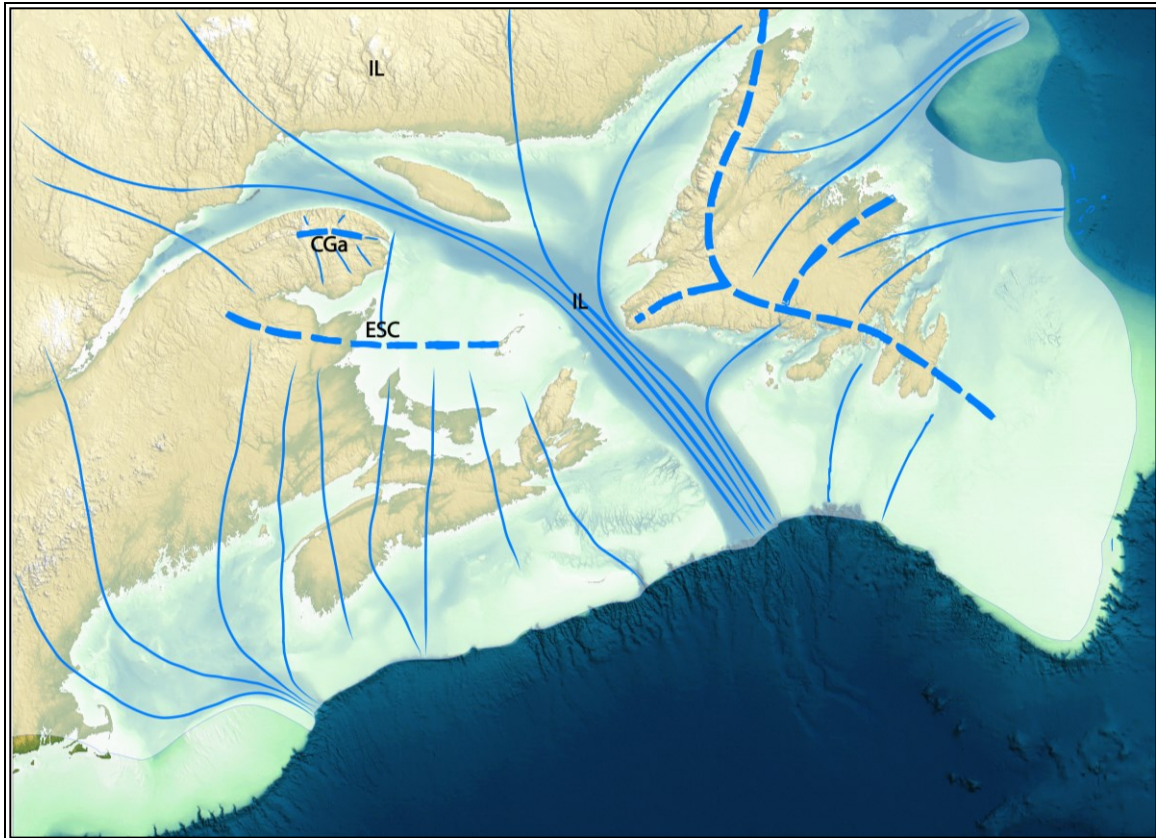


Figure 6. Configuration glaciaire dans les Maritimes lors du dernier maximum glaciaire (modifiée de Shaw *et al.* 2006). Les traits pointillés montrent la localisation présumée des crêtes de dispersion glaciaire relatives aux calottes régionales appalachiennes (CGa : calotte gaspésienne; ESC : calotte d'Escuminac); les traits pleins correspondent aux écoulements glaciaires. Les traits convergeant dans le chenal Laurentien provenant du nord du Québec et sont associés à l'inlandsis Laurentidien (IL). Cette figure fait la synthèse des données d'écoulements glaciaires de la Gaspésie intégrées aux modèles de Shaw *et al.* 2006 et de Stea *et al.* 2011.

### *La calotte gaspésienne*

La calotte gaspésienne se serait formée par la coalescence de deux calottes locales respectivement sises sur les monts McGerrigle et le mont Albert (Olejczyk et Gray, 2007). Elle occupait l'est de la péninsule gaspésienne (figure 6), approximativement à partir de Cap-Chat, et s'écoulait de façon radiale vers les côtes gaspésiennes (Hétu et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007). À l'extrémité est de la Gaspésie, la calotte gaspésienne a minimalement atteint la rive sud-est de la baie de Gaspé et ce, de l'exutoire de la Dartmouth à l'Anse-à-Brillant (figure 7; Veillette, 1988; Houde-Poirier, 2014). Le secteur en aval de la baie de Gaspé reste encore à être étudié.

### *La calotte d'Escuminac*

La calotte d'Escuminac est la calotte dominante dans la partie ouest du golfe du Saint-Laurent lors du dernier maximum glaciaire. Cette masse de glace était située au nord de l'Île-du-Prince-Édouard, sur les bancs de la Madeleine (figure 6; Rampton *et al.*, 1984; Stea *et al.*, 1998; Parkhill et Doiron, 2003; Stea, 2004; Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). La calotte d'Escuminac s'est écoulee sur le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Écosse pour atteindre la marge méridionale de la plate-forme continentale au large de la Nouvelle-Écosse (Shaw *et al.*, 2006; Stea *et al.*, 2011). La calotte d'Escuminac a également englacé le sud des Îles-de-la-Madeleine (Rémillard *et al.*, 2013), alors que le courant de glace du chenal Laurentien passait au nord de cet archipel (Vigneault, 2012). Au nord, la calotte d'Escuminac s'est avancée jusqu'en bordure du chenal Laurentien au niveau de l'embouchure de la baie des Chaleurs (Josenhans et Lehman, 1999).

### *L'est de la Gaspésie*

L'extrémité est de la Gaspésie, qui reste somme toute peu étudiée au niveau de son histoire quaternaire, constitue la frontière nord de la calotte d'Escuminac. Les pointes rocheuses du Cap Gaspé, de la Pointe-Saint-Pierre et de Percé ont toutes enregistré des écoulements glaciaires vers le nord lors de la dernière glaciation (LaSalle, 1987; Veillette et Cloutier, 1993; Houde-Poirier, 2014). L'écoulement vers le nord noté sur ces pointes rocheuses qui s'avancent dans le golfe du Saint-Laurent implique un centre de dispersion situé dans le golfe du Saint-Laurent, au sud de la péninsule gaspésienne. Compte-tenu du contexte, c'est donc la calotte d'Escuminac qui est en cause (Houde-Poirier, 2014). La zone de contact entre la calotte d'Escuminac à l'est et la calotte gaspésienne à l'ouest n'a pas encore été concrètement localisée sur le terrain.

Les traces laissées par les glaciers dans l'est de la Gaspésie restent timides. Au premier coup d'œil, les sommets arrondis sont les premiers témoins d'une abrasion glaciaire répétée au cours du Pléistocène. Les derniers glaciers qui s'écoulaient sur la péninsule ont produit des micro-marques d'abrasion glaciaire qui résistent encore sur les surfaces rocheuses fraîchement dégagées de leur couverture de dépôts meubles protectrices. Ces masses de glaces ont également déposé de minces couches de till discontinues sur l'ensemble du territoire. Ces éléments permettent 1) de reconstituer la dynamique d'érosion et d'accumulation des glaciers et 2) de retracer la provenance des glaciers de la dernière glaciation.



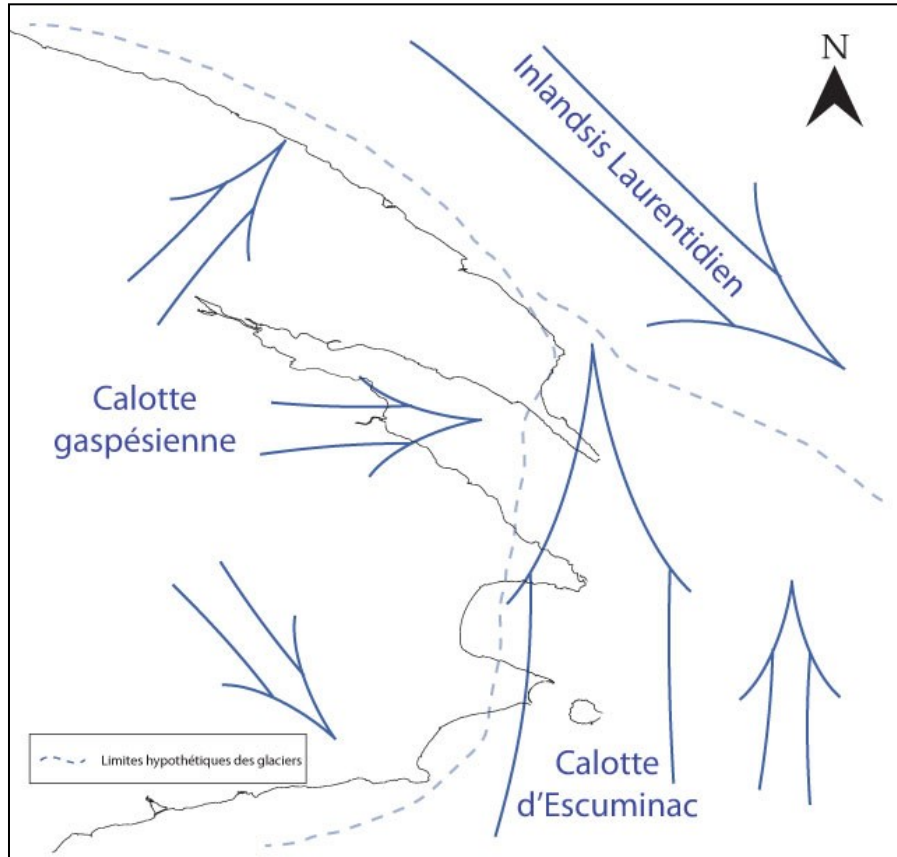


Figure 7. Étendue des glaciers dans l'est de la Gaspésie lors du dernier maximum glaciaire

#### 2.4 Déglaciation dans l'est de la Gaspésie

La déglaciation du golfe du Saint-Laurent s'est entamée avec le recul du courant de glace du chenal Laurentien entre 20 000 et 17 000 ans cal. BP<sup>2</sup> (Josenhans et Lehman, 1999; Stea *et al.*, 2011). Le chenal Laurentien, libre de glace jusqu'au niveau de l'île d'Anticosti (Josenhans et Lehman, 1999), constituait alors une auge bordée de glace dans laquelle la mer s'est engouffrée. Le début du recul des marges de la calotte d'Escuminac remonte à environ 15 500 ans cal. BP (Houde-Poirier, 2014). Vers 15 000 ans cal. BP, les marges glaciaires dans les secteurs de la baie de Gaspé (Houde-Poirier, 2014), de Percé, de l'Anse-à-Beaufils et de Barachois (Héту et Bernatchez, communications personnelles) avaient aussi reculé.

<sup>2</sup> cal. : âges calibrés.

Une mer post-glaciaire, la mer de Goldthwait, talonnait alors le front des glaciers et envahissait l'étroite frange côtière déprimée sous le poids des glaciers (figure 8). Au fond de cette mer peu profonde, des sédiments glacio-marins, aujourd'hui exondés, se sont accumulés. Ce type de dépôt est généralement argileux, comme le fond marin, mais comporte aussi des sédiments broyés et transportés par les glaciers (limon, sable, galets et blocs), qui sont alors libérés par la fonte des glaces. Les dépôts glacio-marins sont souvent colonisés par des coquillages, dont certains, comme *Hiatella arctica*, vivent actuellement dans les mers arctiques. Cela traduit les conditions marines rigoureuses qui régnaient au moment de la déglaciation.

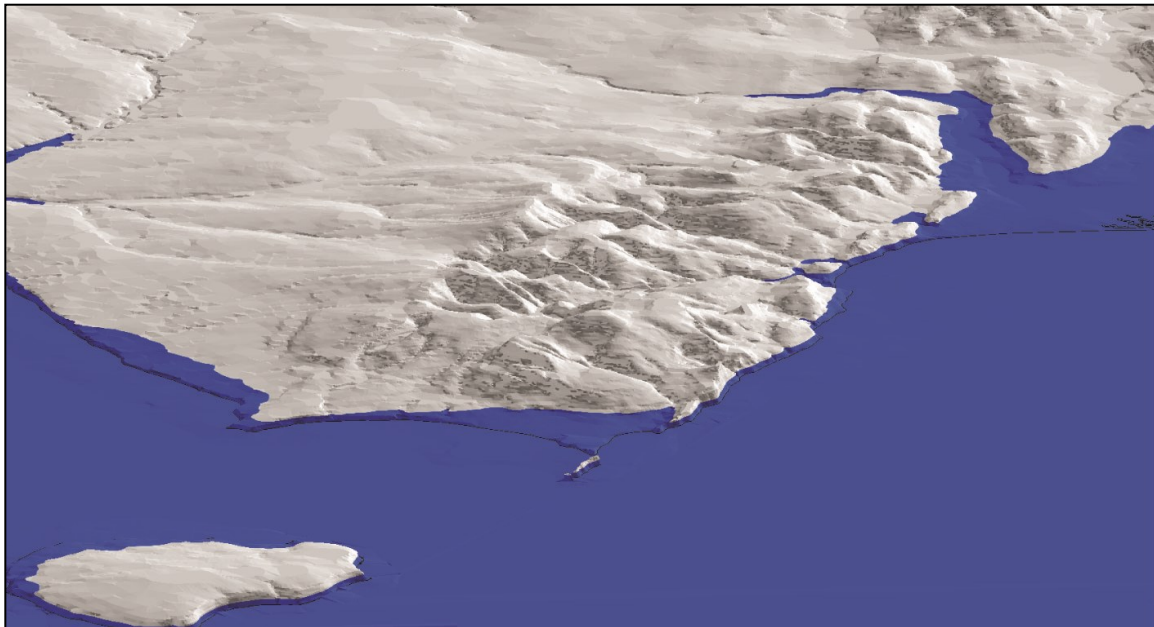


Figure 8. Configuration glaciers-mer au début de la déglaciation dans la région de Percé. Le trait noir permet de visualiser le tracé de la côte actuelle. Le Rocher Percé formait alors une île isolée à plus de 1400 mètres du littoral de Percé.

#### *L'invasion de la mer de Goldthwait*

Le poids des glaciers continentaux a provoqué l'enfoncement de la croûte terrestre. Cet enfoncement est dû à la différence de densité entre la croûte et le manteau terrestres. En ajoutant du poids sur la croûte terrestre, celle-ci s'enfonce (figure 9), comme si on appuyait sur un glaçon dans un verre d'eau. Lorsque le poids est supprimé, la croûte terrestre cherche à retrouver son équilibre dans le manteau (figure 9); c'est le concept de glacio-isostasie. C'est ce qui explique que le niveau marin a atteint des altitudes supérieures à son niveau actuel au début de la déglaciation.

Alors que les glaciers exerçaient encore du poids sur la croûte terrestre et que celle-ci était enfoncée, le recul des marges glaciaires a permis à la mer d'envahir les terres sur lesquelles nous marchons aujourd'hui (figure 9).

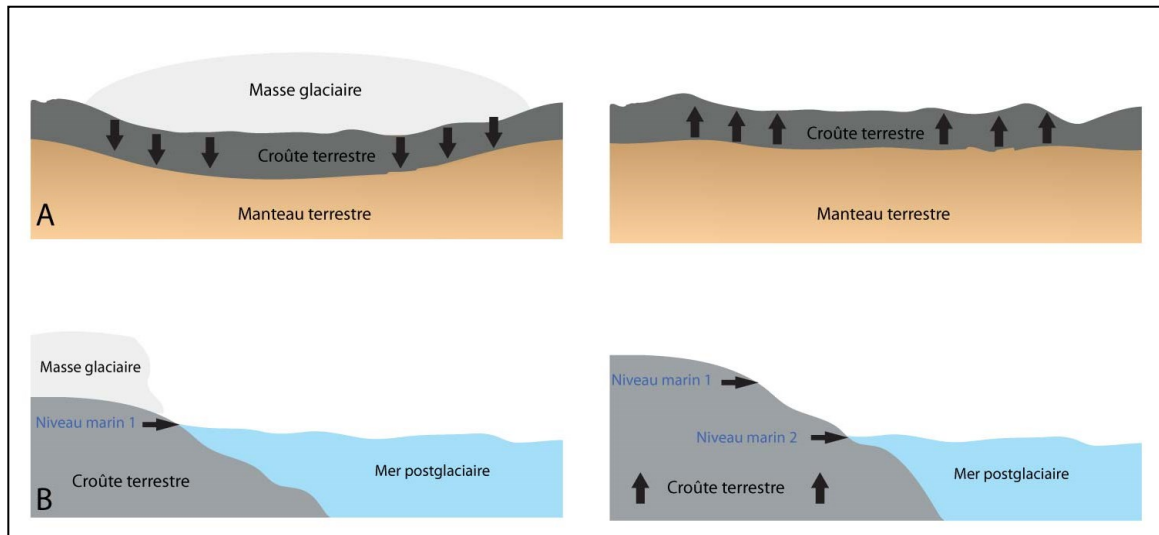


Figure 9. Processus d'ajustement glacio-isostatique et de variations du niveau marin relatif. A) Enfoncement de la croûte terrestre dû au poids d'une masse glaciaire et relèvement glacio-isostatique à la suite de la fonte des glaciers. B) La croûte étant encore enfoncée par les glaciers, la mer peut envahir les terres; lorsque le poids des glaciers s'amenuise et que la croûte terrestre remonte, le niveau marin relatif s'abaisse.

Il n'y a actuellement pas de consensus quant à la limite altitudinale atteinte par la mer de Goldthwait dans la région de Percé. À l'est de la péninsule gaspésienne, tant sur la rive nord que dans la baie des Chaleurs, la limite marine se maintient entre 40 et 50 m dans la plupart des secteurs (Héту et Gray, 2002; Olejczyk et Gray, 2007), sauf à l'extrémité est de la péninsule où on note une légère décroissance. Dans les régions de Gaspé et de Percé, la limite de la submersion marine est estimée entre 30 et 40 m (Allard et Tremblay, 1981; Veillette, 1988; Veillette et Cloutier, 1993; Houde-Poirier, 2014). Dans la vallée de la rivière Malbaie, à proximité de Percé, un delta est situé à une altitude de 40 m. Plus à l'ouest, à Chandler, un delta s'est érigé à 38 m d'altitude (Veillette et Cloutier, 1993). La limite marine atteinte par la mer de Goldthwait dans le secteur de Percé est vraisemblablement entre 38 et 40 m (figure 10).

Cette incertitude concernant l'altitude de la limite marine est liée au contexte topographique de la région de Percé. Les versants escarpés et l'étroite frange côtière ont limité l'accumulation de

sédiments littoraux ou deltaïques permettant de retracer les niveaux marins. La mer, à son plus haut niveau, devait frapper directement les versants rocheux abrupts derrière Percé, faisant alors office de falaises côtières. Une étroite plage a pu se former aux endroits les moins élevés en altitude (figure 10).



Figure 10. Invasion de la mer de Goldthwait à l'altitude de 40 m lors du recul des marges glaciaires

#### *Fonte finale des glaciers en Gaspésie*

Le recul des glaciers à l'intérieur des terres s'est fait plus lentement que sur la côte. La calotte gaspésienne s'est maintenue sur les hauts plateaux de la péninsule jusque vers 10 500 ans cal. BP, pour disparaître complètement 1000 ans plus tard (Richard *et al.*, 1997). À ce moment, la toundra d'abord herbacée puis arbustive qui avait colonisé le paysage dénudé en périphérie des lambeaux de la calotte glaciaire laissait peu à peu place à la forêt boréale (Mott *et al.*, 2004; Dyke 2005). L'interglaciaire de l'Holocène venait de commencer.

### **3. Variations holocènes du niveau marin relatif dans la région de Percé**

À mesure que les glaciers fondaient, le poids exercé sur la croûte terrestre s'amenuisait et les terres se relevaient pour retrouver l'équilibre glacio-isostatique pré-glaciaire. La mer se retirait

graduellement des terres, atteignant des altitudes moins élevées. C'est pourquoi il est question de variations du niveau marin *relatif*. Il s'agit de l'altitude atteinte par la mer à un moment donné dans un contexte où tout est en mouvement : le continent allégé se soulève tandis que le niveau marin mondial s'élève sous l'influence des apports en eau de fusion.

Après l'invasion de la mer de Goldthwait, une rapide émergence des terres a engendré le retrait progressif de la mer. Vers 14 900 ans cal. BP, la mer était passée de 40 m à 9 m au-dessus du niveau actuel à Percé (figure 11). Cette régression marine s'est opérée jusqu'à un niveau marin en-deçà de l'actuel, ce qui implique que pendant un certain temps le continent s'est soulevé plus rapidement que la mer remontait. Dans la baie des Chaleurs, ce bas niveau marin est estimé entre 30 et 45 m sous l'actuel (Schafer, 1977; Syvitski et Praeg, 1989; Shaw *et al.*, 2002; 2006) et se serait produit il y a environ 9 500 ans cal. BP (Mott *et al.*, 2004). Dans la baie de Gaspé, le plus bas niveau atteint par la mer a été évalué à 30 m sous l'actuel (Houde-Poirier, 2014). On peut donc supposer qu'à Percé, le littoral était à environ 30 m sous le niveau actuel entre 11 000 et 9 000 ans cal. BP (figure 12).

Au cours de cette émergence des terres, les cours d'eau se sont encaissés dans les sédiments glaciaires et postglaciaires et/ou le plancher rocheux pour rejoindre une mer toujours plus basse et éloignée. Les dernières masses de glace, actives sur les hauts plateaux de la Gaspésie jusque vers 11 000 ans cal. BP (Richard *et al.*, 1997), engendrent un climat périglaciaire sur la péninsule. Le territoire était alors colonisé par une végétation de toundra (Mott *et al.*, 2004; Dyke, 2005), semblable à ce qui se trouve dans le nord canadien de nos jours. Peu à peu, alors que le climat se réchauffait, les arbres ont atteint la péninsule gaspésienne pour en arriver à l'établissement d'une forêt boréale entre 11 000 et 10 500 ans cal. BP (Richard *et al.*, 1997; Mott *et al.*, 2004; Dyke, 2005).

À la suite de cet épisode de bas niveau marin, la croûte terrestre a commencé à s'enfoncer (subsidence), engendrant une nouvelle transgression marine pour atteindre le niveau actuel (figure 13). Depuis environ 9 000 ans cal. BP, la mer gagne du terrain sur les terres. Encore aujourd'hui, la croûte s'enfonce d'environ un millimètre par année dans le secteur de Percé (Koohzare *et al.*, 2008). Dans le contexte de réchauffement climatique dans lequel nous nous situons, nous pouvons ajouter à cet enfoncement de la croûte terrestre une hausse du niveau marin mondial qui atteint maintenant plus de 3 mm par an (IPCC, 2013).



Figure 11. Configuration du littoral dans la région de Percé au niveau marin de 9 m



Figure 12. Configuration du littoral lors du bas niveau marin estimé à -30 m



Figure 13. Configuration actuelle de la région de Percé

## Conclusion

Au niveau de la géomorphologie du Quaternaire, l'intérêt d'un Géoparc dans la région de Percé tient à son histoire tout à fait particulière. Cette région constitue la frontière entre deux masses glaciaires présentes lors du dernier maximum glaciaire. La région a enregistré des traces d'écoulements vers le sud-est qui témoignent de l'extension de la calotte gaspésienne en marge de la péninsule. Un écoulement glaciaire vers le nord lui est synchrone et provient de la calotte d'Escuminac, prédominante dans l'ouest des Maritimes lors du dernier maximum glaciaire. Cette masse de glace a tout juste effleuré les pointes orientales de la Gaspésie que sont Percé, Pointe-Saint-Pierre et le cap Gaspé (Parc national Forillon). Le Cap Gaspé marque la limite septentrionale de ce glacier. Les marques d'abrasion glaciaire recensées à certains endroits sur le territoire permettent de bien mettre en évidence cette configuration. Des tills recensés le long de la côte résultent également du passage de ces glaciers. Ces tills, qui dérivent des roches gaspésiennes ou du bassin carbonifère des Maritimes, présentent des caractéristiques bien particulières suivant leur provenance, notamment en ce qui a trait à leur compacité, leur couleur et à la grosseur des blocs qu'ils contiennent.

La dynamique géomorphologique n'a cessé d'évoluer depuis le retrait des glaciers. L'invasion marine, l'émersion des terres et la subsidence de la croûte terrestre sont autant d'éléments qui ont façonné le paysage de la région de Percé depuis plusieurs millénaires. Il reste fascinant d'imaginer un niveau marin de 40 m au-dessus de nos têtes qui s'est, en quelques milliers d'années à peine, retrouvé à presque autant de mètres sous nos pieds. Le passage des glaciers en Gaspésie influence d'ailleurs encore aujourd'hui l'évolution du niveau marin relatif (subsidence), qui résulte de l'effet combiné de la subsidence d'origine glaciaire et de la hausse du niveau marin mondial.

Les dépôts sédimentaires et les coquillages répertoriés sur les géomorphosites proposés sont des outils des plus intéressants pour comprendre l'évolution constante des paysages en lien avec les changements climatiques, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique. Ils permettent de reconstituer le dernier cycle glaciaire-interglaciaire, les environnements et les climats qui s'y sont succédés, d'imaginer les effets cumulés de la cinquantaine de cycles qui ont précédé et d'anticiper l'évolution géomorphologique future.



## Bibliographie

- Allard, M. et Tremblay, G., 1981. Observations sur le Quaternaire de l'extrémité orientale de la péninsule de Gaspé, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 35(1), p. 105–125.
- Bail, P., 1983. Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Thèse Ph. D., Department of Geography, McGill University, Montréal, 148 p.
- Bail, P., 1985. Un mouvement glaciaire vers le nord-ouest dans la région de Saint-Godefroi, Gaspésie, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, p. 1871–1876.
- Berger, A. et Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(7-8), p. 701-709.
- Berger, A., 2006. Les causes astronomiques des grandes variations du climat Quaternaire. *Comptes Rendus Palevol*, 5(1-2), p. 21-26.
- Bond, G.C., et Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, 267, p. 1005-1010.
- Charbonneau, R. et David, P.P., 1993. Glacial dispersal of rock debris in central Gaspésie, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, p. 1697–1707.
- Cohen, K.M. et Gibbard, P.L., 2010. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England, 6 p.
- Cohen, K.M. et Gibbard, P.L., 2011. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England.
- David, P.P. et Lebus, J., 1985. Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. *In*: Borns H. W., LaSalle P. et Thompson W. B., (Eds), *Late Pleistocene History of Northern New England and adjacent Quebec*. Geological Society of America, Special paper 197, p. 85-109.
- Dodds, D.J. et Fader, G.B.J., 1986. A combined seismic reflection profiler and sidescan Sonar System for deep ocean geological surveys. *In*: Merklinger, H. (Ed.), *Proceedings of the 12th International Congress on Acoustics*. Plenum Press, New York, p. 169-179.
- Dredge, L.A. et Thorleifson, L.H., 1987. The middle Wisconsinan history of the Laurentide ice sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), p. 215-236.

- Duplessy, J.-C., Cortijo, E., Masson-Delmotte, V. et Paillard, D., 2005. Reconstituer la variabilité du système climatique : faits et théories. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(10-11), p. 888-896.
- Dyke, A.S., 2005. Late Quaternary vegetation history of northern North America based on pollen, macrofossil and faunal remains. *Géographie physique et Quaternaire*, 59(2-3), p. 211-262.
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. et Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, p. 9-31.
- Grant, D.R., 1989. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. p. 421-474. *In*: Fulton, R.J. (Rédacteur scientifique). *Le Quaternaire du Canada et du Groenland (Géologie du Canada n°1)*. Commission géologique du Canada, 907 p.
- Gratton, D., Gwyn, Q.H.J. et Dubois, J.M.M., 1984. Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(3), p. 229-242.
- Hétu, B. et 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), p. 5-40.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 2002. L'apport de la géomorphologie à l'archéologie des périodes paléoindienne et archaïque dans l'est du Québec. *Une géoarchéologie à (ré)inventer? Recherches amérindiennes au Québec*, 32 (3): 76-90.
- Houde-Poirier, M., 2014. Écoulements glaciaires au Wisconsinien supérieur, déglaciation et variations du niveau marin relatif dans la région de Gaspé, Québec. Mémoire M. Sc. Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, 160 p.
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis*. Working Group 1, WMO & UNEP, Suisse, 1535 p.
- Josenhans, H. et Lehman, S., 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36, p. 1327-1345.
- Koohzare, A., Vaníček, P. et Santos, M., 2008. Pattern of recent vertical crustal movements in Canada. *Journal of Geodynamics*, 45, p. 133-145.
- Labeyrie, J., 2006. Paléoclimats et mécanismes climatiques. *Comptes Rendus Palevol*, 5(1-2), p. 27-34.
- LaSalle, P., 1987. De Mont-Saint-Pierre à Gaspé : morphologie glaciaire et littorale. p. 45-56. *In*: French, H.M. et Richard, P., (Rédacteurs). *Union Internationale pour l'Étude du Quaternaire, Processus et paléo-environnements du quaternaire dans la Péninsule Gaspésienne et le Bas Saint-Laurent - Livret guide excursion C-4*. Conseil national de recherches du Canada, 85 p.

- Lebuis, J. et David, P.P., 1977. La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), p. 275–296.
- Lunt, D.J., Valdes, P.J., Haywood, A. et Rutt, I.C., 2008. Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation. *Climate Dynamics*, 30(1), p. 1-18.
- Mélières, M.A., 2014. Système et facteurs climatiques: la théorie astronomique du climat. CNRS. [En ligne] Adresse URL : <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim1/sysfacte/soleil/soleil1.htm> (consultée en juin 2014).
- Miller, A.A.L., Fader, G.B.J. et Moran, K., 2001. Late Wisconsinan ice advances, ice extend, and glacial regimes interpreted from seismic data, sediment physical properties, and foraminifera: Halibut Channel, Grand Banks of Newfoundland. *In*: Weddle, T.K. et Retelle, M.J. (Eds), Deglacial history and relative sea-level changes, northern New England and adjacent Canada: Boulder Colorado. Geological Society of America Special Paper 351, p. 51-107.
- Mosher, D.C., Piper, D.J.W., Vilks, G.V., Aksu, A.E. et Fader, G.B.J., 1989. Evidence for Wisconsinan glaciations in the Verrill Canyon area, Scotian Slope. *Quaternary Research* 31, p. 27-40.
- Mott, R.J., Jetté, H., Guiot, J. et Cloutier, A., 2004. Postglacial vegetation, climate history and land-sea interaction at island Lake, baie des Chaleurs, New Brunswick, as documented by palynological analysis. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(1), p. 109–122.
- Neuendorf K.E., Mehl, J.P. et Jackson, J.A., 2005. Glossary of geology. 5e Édition. American Geological Institute, Alexandria, États-Unis, 779 p.
- Occhietti, S., Parent, M., Shilts, W.W., Dionne, J.-C., Govare, E. et Harmand, D., 2001. Late Wisconsinan glacial dynamism, deglaciation, and marine invasion in southern Québec. *Special Paper of the Geological Society of America* 351, p. 243- 270.
- Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M. et Vincent, J.-S., 2004. Late Wisconsinan-Early holocene deglaciation of Québec-Labrador. *Developments in Quaternary Science* 2 (Part B), p. 243-273.
- Olejczyk, P. et 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, p. 1603–1625.
- Parkhill, M. et Doiron, A., 2003. Quaternary geology of the Bathurst Mining Camp and implications for base metal exploration using drift prospecting. *Economic Geology*, 11, p. 631–660.
- Pronk, A.G., Bobrowsky, P.T. et Parkhill, M.A., 1989. An interpretation of Late Quaternary glacial flow indicators in the Baie des Chaleurs region, northern New Brunswick. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), p. 179–190.

- Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J. and Seaman, A.A., 1984. Quaternary geology of New Brunswick. Geological Survey of Canada, Mémoire 416, 77 p.
- Rémillard, A.M., Hétu, B., Bernatchez, P. et Bertran, P., 2013. The Drift des Demoiselles on the Magdalen Islands (Québec, Canada): sedimentological and micromorphological evidence of a Late Wisconsinan glacial diamict. *Canadian journal of Earth sciences*, 50, p. 545-563.
- Richard, P.J.H., Veillette, J., Larouche, A.C., Hétu, B., Gray, J.T. et Gangloff, P., 1997. Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), p. 163–184.
- Sarnthein, M., Bartoli, G., Prange, M., Schmittner, A., Schneider, B., Weinelt, M., Andersen, N. et Garbe-Schönberg, D., 2009. Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Climate of the Past*, 5, p. 269-283.
- Schafer, C.T., 1977. Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, p. 593–605.
- Schnikter, D., Belknap, D.F., Bacchus, T.S., Friez, J.K., Lusardi, B.A. et Popek, D.M., 2001. Deglaciation of the Fulf of Maine. *Geological Society of America Special Paper* 351, p. 9-34.
- Seamann, A.A., 2009. The Appalachian Glacier complex, and the Middle to Late Pleistocene history of west-central New Brunswick, Canada. *In: Martin, G.L. (Ed.), Geological Investigations in New Brunswick for 2008*, New Brunswick Department of Natural Resources; Minerals, Policy and Planning Division, Mineral Resource Report 2009-2, p. 66-140.
- Seamann, A.A., Stea, R.R. et Allard, S., 2011. The Appalachian Glacier Complex in the Canadian Maritime Provinces during the Illinoian and Wisconsinan. *Proceedings Geohydro* 2011. 8 p.
- Shaw, J., Gareau, P. et Courtney, R.C., 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13 – 0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 21, p. 1861–1878.
- Shaw, J., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J., King, E.L., Todd, B.J., Belt, T., Batterson, M.J. et Liverman, D.G.E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, p. 2059–2081.
- Stea, R.R., 2004. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. *In Ehlers, J. et Gibbard, P.L. (Eds). Quaternary Glaciations - Extend and Chronology, Part II: North America*. Elsevier, New York, p. 213–232.
- Stea, R.R., Piper, D.J.W., Fader, G.B.J. et Boyd, R., 1998. Wisconsinan glacial and sea-level history of Maritime Canada and the adjacent continental shelf: A correlation of land and sea events. *GSA Bulletin*, 110(7), p. 821–845.

- Stea, R.R., Seaman, A.A., Pronk, T., Parkhill, M.A., Allard, S. et Utting, D., 2011. The Appalachian Glacier Complex in Maritime Canada. In Ehlers, J., Gibbard P. L. et Hugues, P. D. (Eds). Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Elsevier, New York, p. 631–659.
- Syvitski, J.P.M., et Praeg, B.B., 1989. Quaternary sedimentation in the St. Lawrence Estuary and adjoining areas, Eastern Canada: an overview based on high-resolution seismostratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(3), p. 291-310.
- Veillette, J., 1988. Observations sur la géologie glaciaire du nord de la Gaspésie, Québec. Commission géologique du Canada, Recherche en cours, partie B, Étude 88-1B: 209-220.
- Veillette, J. et Cloutier, M., 1993. Géologie des formations en surface, Gaspésie, Québec [document cartographique]. Commission géologique du Canada, carte 1804A. Échelle 1 : 125 000
- Vigneault, B., 2012. Cadre lithostratigraphique quaternaire du nord des Îles-de-la-Madeleine. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, Rimouski, 109 p.