

Émersion des terres et développement des sols bien drainés au lac Guillaume-Delisle, Québec subarctique
Land emersion and development of well-drained soils at Lake Guillaume-Delisle, Subarctic Québec

Violaine Lafortune, Louise Filion and Bernard Hétu

Volume 60, Number 2, 2006

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/016827ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/016827ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (print)

1492-143X (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Lafortune, V., Filion, L. & Hétu, B. (2006). Émersion des terres et développement des sols bien drainés au lac Guillaume-Delisle, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), 165–181. <https://doi.org/10.7202/016827ar>

Article abstract

In the Lake Guillaume-Delisle area, alluvial fans of various ages and elevations were deposited throughout the Holocene over raised beach deposits, which allowed the studying of a subarctic soil chronosequence. The temporal framework is based on 38 ¹⁴C dates obtained from buried organic soil horizons, and on an update of the Lake Guillaume-Delisle emersion curve. Postglacial uplift due to glacio-isostatic rebound occurred at a mean rate of 5.6 m/century from 8500 to 4500 cal. yr BP, and of 1.2 m/century after 4500 cal. yr BP. Soil morphology and chemistry showed that well-drained sandy soil and paleosol development, when not influenced by late-lying snowpatches and snowmelt, is characterized by B horizons having a dominant accumulation product of amorphous material composed mainly of humified organic matter combined with Al and Fe (podzolisation). However, pedogenic development is weak and would take about 12 400 years to reach the minimum values of $(Fe_p + Al_p) \geq 0.4\%$ required for meeting the criteria of a Bf horizon in the Canadian system of soil classification, according to a linear function. Although theoretical, this value indicates that conditions required for Podzol formation are hard to reach in subarctic soils with low vegetation and thin snow cover.

ÉMERSION DES TERRES ET DÉVELOPPEMENT DES SOLS BIEN DRAINÉS AU LAC GUILLAUME-DELISLE, QUÉBEC SUBARCTIQUE

Violaine LAFORTUNE*, Louise FILION et Bernard HÉTU ; premier et second auteurs : Centre d'études nordiques et Département de géographie, Université Laval, Québec, G1K 7P4, Canada ; troisième auteur : Centre d'études nordiques et Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, 300 allée des Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada.

RÉSUMÉ Dans la région du lac Guillaume-Delisle, au Québec subarctique, des cônes de déjection d'âge et d'altitude variables se sont déposés tout au cours de l'Holocène sur des plages soulevées, offrant ainsi la possibilité d'étudier une chronoséquence holocène de sols. Le cadre temporel a été établi par la datation radiocarbone de 38 horizons organiques enfouis et la mise à jour de la courbe d'émersion des terres pour la région. L'émersion se serait effectuée selon un taux moyen de 5,6 m/siècle entre 8500 et 4500 années cal. BP et de 1,2 m/siècle après 4500 années cal. BP. Les analyses morphologiques et chimiques ont montré que les sols et paléosols subarctiques sableux, bien drainés et soustraits à l'influence des combes à neige, sont formés principalement par l'accumulation dans l'horizon B de matière organique humifiée combinée à de l'aluminium et du fer (podzolisation). L'enrichissement de l'horizon B en fer et en aluminium se fait lentement en suivant une fonction linéaire. La durée de pédogenèse requise pour obtenir le seuil minimal (Fe_p+Al_p) de 0,4 % pour l'horizon Bf fixé par le Système canadien de classification des sols serait d'environ 12 400 années. Bien que théorique, cette durée indique à quel point les conditions nécessaires à la formation des podzols sont difficiles à réunir dans les sols subarctiques où la végétation demeure basse et le couvert nival peu épais.

ABSTRACT *Land emersion and development of well-drained soils at Lake Guillaume-Delisle, Subarctic Québec.* In the Lake Guillaume-Delisle area, alluvial fans of various ages and elevations were deposited throughout the Holocene over raised beach deposits, which allowed the studying of a subarctic soil chronosequence. The temporal framework is based on 38 ^{14}C dates obtained from buried organic soil horizons, and on an update of the Lake Guillaume-Delisle emersion curve. Postglacial uplift due to glacio-isostatic rebound occurred at a mean rate of 5.6 m/century from 8500 to 4500 cal. yr BP, and of 1.2 m/century after 4500 cal. yr BP. Soil morphology and chemistry showed that well-drained sandy soil and paleosol development, when not influenced by late-lying snowpatches and snowmelt, is characterized by B horizons having a dominant accumulation product of amorphous material composed mainly of humified organic matter combined with Al and Fe (podzolisation). However, pedogenic development is weak and would take about 12 400 years to reach the minimum values of $(Fe_p+Al_p) \geq 0,4\%$ required for meeting the criteria of a Bf horizon in the Canadian system of soil classification, according to a linear function. Although theoretical, this value indicates that conditions required for Podzol formation are hard to reach in subarctic soils with low vegetation and thin snow cover.

INTRODUCTION

La podzolisation fait partie des mécanismes de transformation des sols bien drainés des environnements nordiques. Son intensité diminue avec la latitude (Ugolini, 1986; Ugolini *et al.*, 1987). Dans l'Est du Canada, Moore (1978) a montré que des Podzols répondant aux critères du Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) se développaient préférentiellement dans la forêt boréale et rarement dans la toundra forestière située plus au nord. Des Podzols répondant aux critères du Système canadien de classification des sols ont tout de même été observés dans le domaine de la toundra forestière dans des sols basiques à acides (voir Payette, 1973; Protz *et al.*, 1984).

Bien que la podzolisation ait été identifiée comme un processus actif en milieu subarctique, peu d'études ont permis d'en mesurer l'évolution temporelle. Les chronoséquences de sols subarctiques publiées à ce jour portent principalement sur les stades initiaux de la pédogenèse (<250 ans) et sur l'évolution de la concentration en nutriments (Stork, 1963; Viereck, 1966, 1970). À plus long terme, le taux de podzolisation — tel qu'indiqué par l'accumulation de fer, d'aluminium et de carbone organique dans l'horizon B (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) — demeure peu connu pour les sols de la toundra forestière et de la toundra arbustive. Selon Protz (1984), la formation de Podzols répondant aux critères du Système canadien de classification des sols de la toundra forestière nécessiterait une durée de pédogenèse minimale de 2300 ans.

Les taux de pédogenèse sont difficiles à évaluer, car ils reposent sur l'établissement de chronoséquences de sols auxquelles plusieurs pré-requis sont associés. D'abord, l'âge des surfaces initiales doit être établi avec précision afin de permettre de mesurer quantitativement la pédogenèse à l'aide de chronofonctions (Catt, 1991). Ensuite, l'établissement d'une chronoséquence de sols repose sur le postulat selon lequel, à l'exception du temps, tous les facteurs de pédogenèse (climat, matériel parental, topographie, organismes) sont identiques entre les profils de sols étudiés (Jenny, 1941).

Dans la région du lac Guillaume-Delisle, au Québec subarctique (fig. 1A-B), des cônes de déjection d'origine torrentielle se sont déposés au cours de l'Holocène sur des plages soulevées ayant émergé en réponse au relèvement isostatique postglaciaire (Lafortune *et al.*, 2006). Ces cônes de déjection d'âge variable permettent l'étude d'une chronoséquence de sols à partir de la datation au radiocarbone de nombreux horizons organiques enfouis. L'homogénéité des conditions édaphiques des dépôts de cônes de déjection, et notamment en ce qui concerne le matériel parental (granulométrie et minéralogie), suggère la possibilité de mesurer quantitativement l'évolution de la pédogenèse à l'aide de chronofonctions.

Les sols enfouis sous les cônes de déjection, en fournissant un âge minimal de mise en place des surfaces, offrent aussi la possibilité de préciser la courbe d'émersion des terres de la région du lac Guillaume-Delisle (Hillaire-Marcel, 1976) en renseignant sur l'âge approximatif des surfaces émergées.

Les courbes d'émersion disponibles pour le Québec nordique reposent surtout sur la datation de coquillages marins et peu sur des datations de sols enfouis (Gray *et al.*, 1993). Les environnements littoraux sableux récents du lac Guillaume-Delisle sont cependant pauvres en coquillages marins et la courbe d'émersion des terres est basée principalement sur des datations de coquillages, toutes plus anciennes que 4500 années cal. BP (Hillaire-Marcel, 1976). La datation d'horizons organiques enfouis offre une avenue intéressante pour la période postérieure à 4500 années cal. BP dans ces environnements sableux.

Cette étude a pour objectifs (1) de caractériser le développement des sols subarctiques sableux bien drainés et soustraits à l'influence des combes à neige à partir de l'analyse d'une chronoséquence holocène et de sa relation avec les autres facteurs de pédogenèse et (2) d'établir le cadre temporel de mise en place des plages soulevées en mettant à jour la courbe d'émersion des terres de la région du lac Guillaume-Delisle.

RÉGION ET SITES D'ÉTUDE

Les sols enfouis au sein de six cônes de déjection localisés dans les vallées de l'Inverbule et de l'Amphithéâtre ont été étudiés (fig. 1C et 2). Les vallées sont incisées dans des cuestas d'âge protérozoïque qui reposent en discordance sur un socle de granite d'âge archéen et qui sont formées, de la base au sommet, de séquences d'arkose rose, de dolomie et de basalte (Woodcock, 1960; Chandler et Schwarz, 1980). Les revers des cuestas s'inclinent vers la baie d'Hudson et leur front, tourné vers l'est, atteint une altitude maximale de 420 m.

Après une brève période de stagnation du front glaciaire vers 8300 années cal. BP, les vallées ont rapidement été déglacées (Lajeunesse et Allard, 2003a). Les eaux de la mer de Tyrrell ont alors inondé les vallées de l'Amphithéâtre et de l'Inverbule jusqu'à une altitude respective de 254 m et 270 m au-dessus du niveau marin actuel (Hillaire-Marcel, 1976). La mer s'est ensuite retirée en raison d'un relèvement isostatique rapide dont le taux fut de l'ordre de 6,5 m/siècle jusque vers 6000 années ¹⁴C BP, puis de 1 m/siècle jusqu'à nos jours (Hillaire-Marcel, 1976). De nouvelles données présentées dans ce travail viendront préciser ces taux d'émersion pour la période récente. Le retrait des eaux de la mer de Tyrrell a laissé une succession de plages soulevées dans plusieurs vallées de la région, notamment dans la vallée de l'Amphithéâtre. Les sédiments quaternaires qui recouvrent les vallées sont essentiellement d'origine marine et littorale avec, par endroits, un remaniement éolien ou nivéo-éolien (Filion et Morisset, 1983).

Au cours de l'Holocène, des cônes de déjection ont recouvert, à l'occasion d'événements torrentiels, les sédiments marins et littoraux des vallées de l'Amphithéâtre et de l'Inverbule. La vallée de l'Amphithéâtre compte cinq cônes de déjection, alors que la vallée de l'Inverbule n'en compte qu'un seul (fig. 2; tabl. I). Quatre des cinq cônes de la vallée de l'Amphithéâtre (CF1 à CF4) et celui de la vallée de l'Inverbule ont une forme conique simple résultant de la superposition

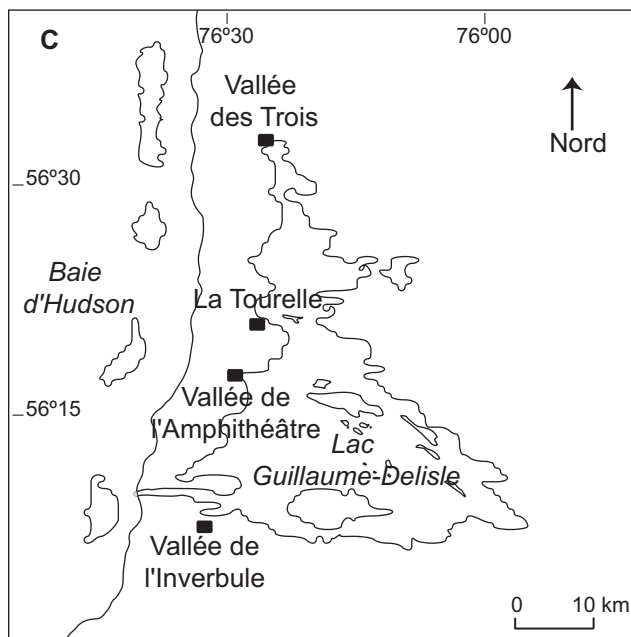
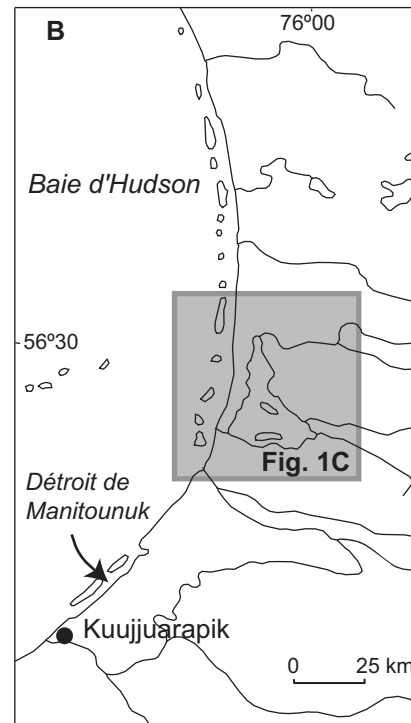
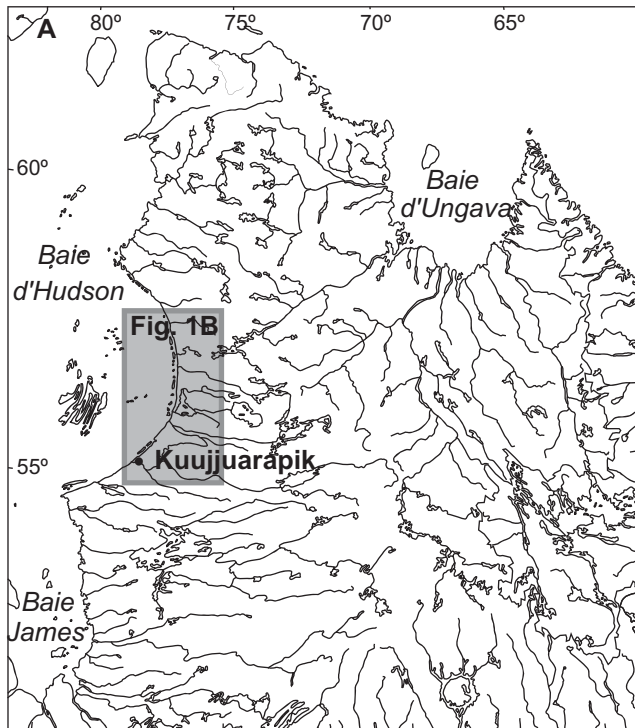


FIGURE 1. Localisation de la région du lac Guillaume-Delisle et des sites d'étude. Les noms de lieux mentionnés dans le texte sont également indiqués.

Location of the Lake Guillaume-Delisle area and of the two study sites. Place names mentioned in the text are also indicated.

de dépôts torrentiels. Le cône de déjection de la vallée de l'Amphithéâtre est imbriqué, c'est-à-dire qu'il est formé d'une succession de cônes simples emboîtés qui ont été progressivement abandonnés suite à l'encaissement permanent du chenal principal (fig. 2A et 3; Lafortune *et al.*, 2006). Ces cônes de déjection résultent d'écoulements torrentiels en nappe, d'écoulements hyperconcentrés ou d'écoulements intermédiaires entre les deux premiers types (Lafortune *et al.*,

2006). En règle générale, les cônes formés par ces types de dépôts se forment rapidement lors d'orages violents (Harvey, 1986; Blair, 1987; Wells et Harvey, 1987; Ballantyne et Whittington, 1999; Blair, 1999).

Les données provenant de la station météorologique de Kuujuaarapik, située à une centaine de kilomètres au sud du lac Guillaume-Delisle (fig. 1B), indiquent que la température moyenne annuelle et les précipitations totales annuelles sont

respectivement de $-4,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ et de 649 mm (Environnement Canada, 2004). Les précipitations tombent sous forme de neige dans une proportion de 36 %. Les vents de tempête et les vents anticycloniques du sud-ouest, de l'ouest et du nord-ouest soufflent la neige et la redistribuent dans les endroits protégés et les dépressions topographiques (Filion et Payette, 1976).

Dans les vallées à l'étude, des combes à neige d'une superficie de 209 à 3 045 m² sont présentes dans les bassins versants du cône de déjection de la vallée de l'Inverbule, du cône CF1 et du cône imbriqué de la vallée de l'Amphithéâtre. Une combe à neige unique, adossée à une paroi rocheuse, constitue l'essentiel des bassins versants des cônes CF2, CF3 et CF4. Les congères accumulées dans les combes à neige constituent un apport hydrique important favorisant la pédogenèse au moment de la fonte qui peut se produire jusque tard dans l'été (Payette et Filion, 1993b).

La zone d'étude se situe dans la zone de pergélisol discontinu et dispersé, c'est-à-dire là où le pergélisol couvre

moins de 50 % des surfaces (Allard et Séguin, 1987). Sur les hautes terres, le pergélisol peut atteindre une profondeur de 100 m, alors qu'il est absent des sites bien drainés des basses terres (Allard et Séguin, 1987).

Les vallées étudiées font partie du domaine de la toundra forestière maritime (Payette, 1976), caractérisé par la présence de l'épinette blanche [*Picea glauca* (Moench.) Voss]. Adaptée au climat maritime (Payette, 1975 ; Payette et Filion, 1975), cette espèce prédomine dans les sites de basse altitude. Plus haut en altitude ou plus au nord, l'épinette noire [*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.] sous forme prostrée remplace graduellement l'épinette blanche et la toundra forestière cède le pas à la toundra arbustive (Payette et Filion, 1975). Il n'y a actuellement aucun arbre à la surface actuelle des cônes de déjection étudiés. La majeure partie des cônes de déjection est couverte de lichénaies. Le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx) est parfois présent dans le chenal principal, dans les chenaux secondaires et au pourtour des combes à neige.

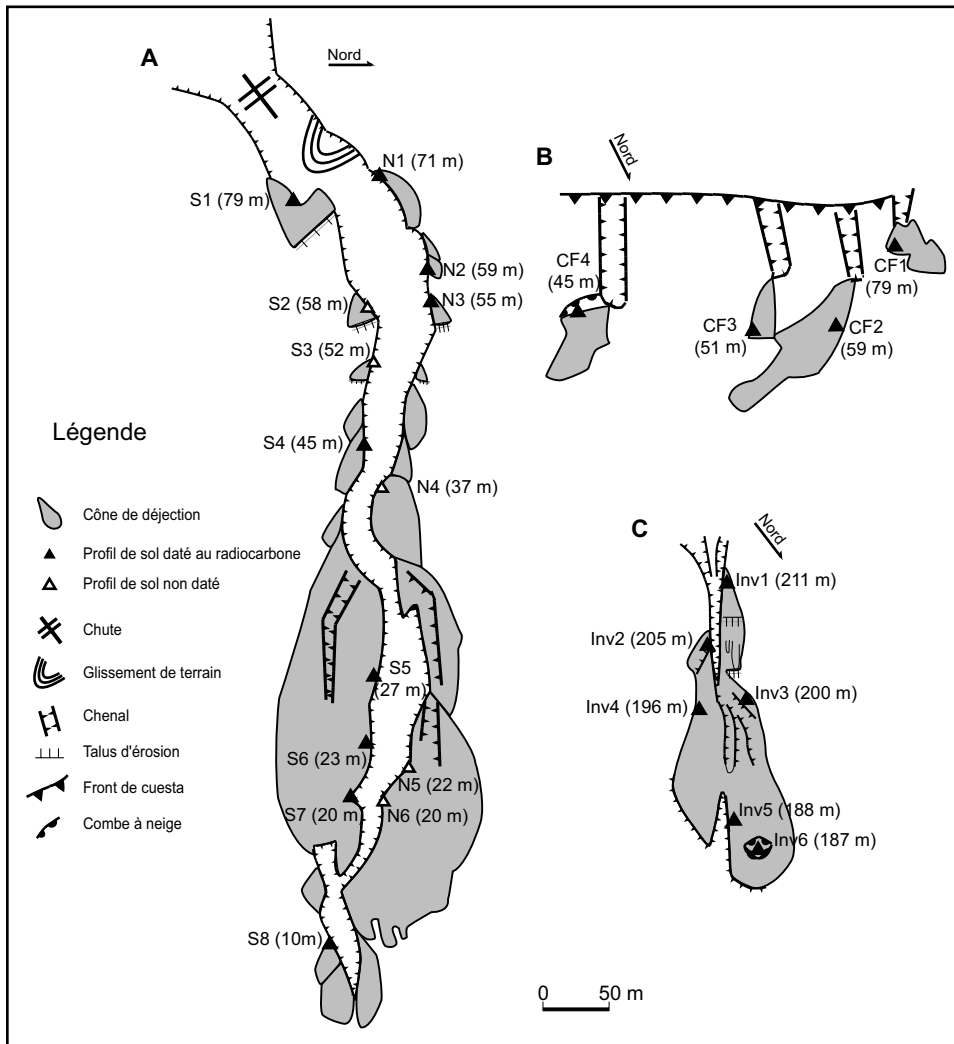


FIGURE 2. Cônes de déjection des vallées de l'Amphithéâtre (A et B) et de l'Inverbule (C). L'altitude actuelle de chaque profil (mètres au-dessus du niveau marin) est indiquée entre parenthèses.

Alluvial fans of the Amphithéâtre valley (A and B) and of the Inverbule valley (C). Present-day altitude (meters above sea level) is indicated in brackets for each profile.

TABLEAU I
Morphométrie des cônes de déjection dans la région du lac Guillaume-Delisle

	Superficie du cône de déjection (km ²)	Pente du cône de déjection (°)	Profondeur de l'incision du chenal principal (m)	Superficie du bassin versant (km ²)
Inverbule	0,0094	10	3,0	0,2915
CF1 (Amphithéâtre)	0,0030	12	0	0,0049
CF2 (Amphithéâtre)	0,0006	16	0	0,0004
CF3 (Amphithéâtre)	0,0010	16	0	0,0004
CF4 (Amphithéâtre)	0,0016	11	0	0,0007
Imbriqué (Amphithéâtre)	0,0352	7	21,9	0,2940

MÉTHODOLOGIE

ÉCHANTILLONNAGE SUR LE TERRAIN

Dans la vallée de l'Amphithéâtre, 14 profils de sol ont été dégagés dans les dépôts du cône de déjection imbriqué (N1 à N6 et S1 à S8) et un dans chacun des cônes situés au pied de la cuesta (CF1 à CF4 ; fig. 2A-B). Six profils ont été dégagés dans le cône de déjection de la vallée de l'Inverbule (Inv1

à Inv6 ; fig. 2C). L'altitude de chaque profil a été déterminée à l'aide d'un altimètre numérique (précision de 0,1 m) lors de courtes séquences de mesures et en partant de la ligne des hautes eaux.

Les propriétés morphologiques (profondeur/limite des horizons et structure des sédiments) des sols de surface et des paléosols ont été décrites pour chaque profil, selon la nomenclature du Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002). Les horizons organiques ont été échantillonnés pour la datation au radiocarbone et les horizons minéraux à des fins d'analyses en laboratoire, à l'exception des horizons trop minces pour être isolés, notamment les horizons Ae.

ANALYSES EN LABORATOIRE

Les échantillons minéraux ont été tamisés et seule la fraction inférieure à 2 mm a été retenue pour effectuer les analyses. La granulométrie de la matrice a été déterminée suivant la méthode décrite par Head (1992) et la granulométrie moyenne suivant la méthode de Folk et Ward (1957), exprimée selon la classification de Folk (1974). La minéralogie a été évaluée sommairement à la loupe binoculaire. La couleur de l'échantillon a été déterminée en laboratoire sur la fraction tamisée, à l'état sec et à l'état humide, à l'aide d'une charte Munsell.

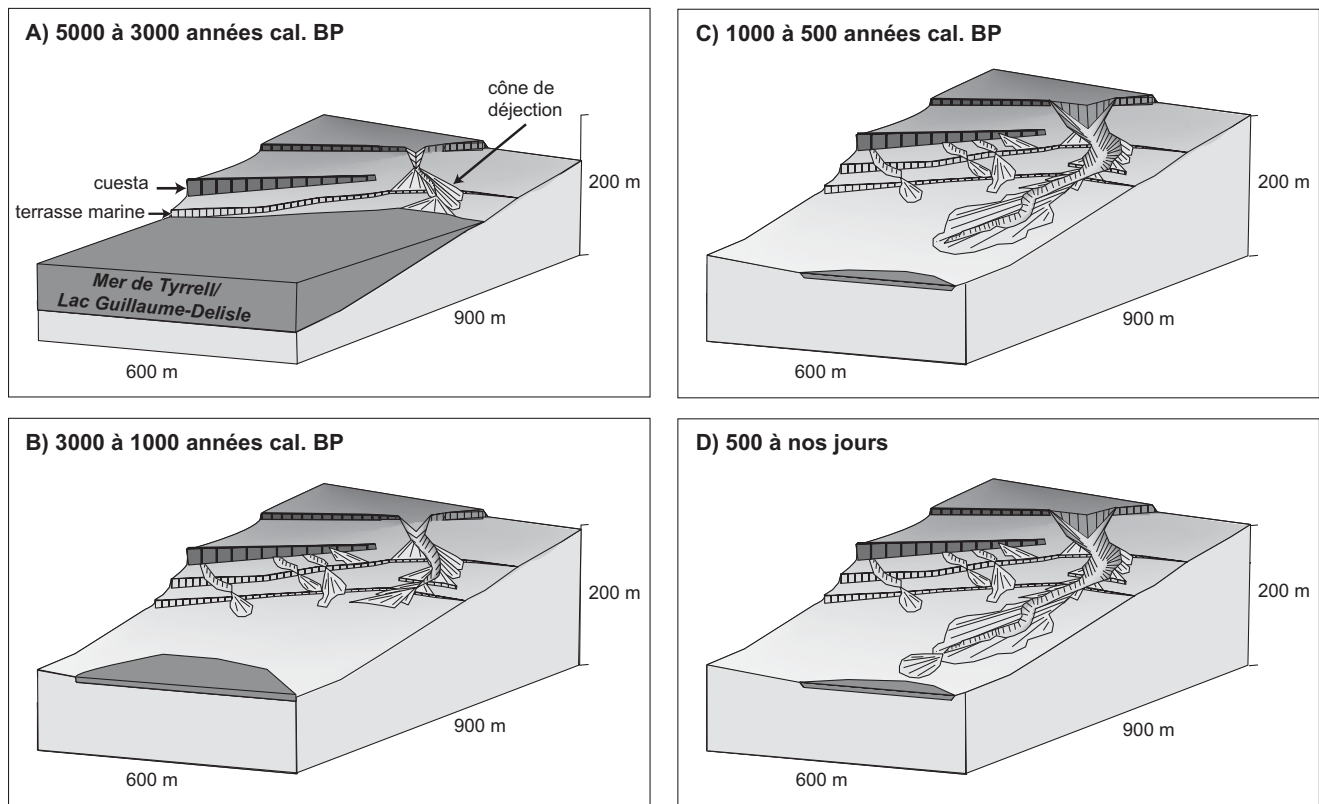


FIGURE 3. Blocs diagrammes montrant les diverses étapes de la formation des cônes de déjection dans la vallée de l'Amphithéâtre en relation avec le relèvement isostatique postglaciaire.

3D sketch showing various stages of alluvial fan development in the Amphithéâtre valley in relationship with postglacial land emersion.

Le pH CaCl_2 (1 : 2) a été déterminé pour la majorité des échantillons. La teneur en carbone organique (C_{org}) a été mesurée pour tous les échantillons par la méthode de Walkley-Black (Walkley et Black, 1934). Les teneurs en fer et en aluminium ont été obtenues par extraction au pyrophosphate de sodium (Fe_p , Al_p), à l'oxalate d'ammonium acide (Fe_o , Al_o) et au dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) (Fe_d). Toutes les analyses ont été effectuées selon le protocole de McKeague (1978). Le pyrophosphate de sodium extrait principalement les complexes organo-métalliques (McKeague *et al.*, 1971). L'oxalate d'ammonium acide extrait une portion des complexes organo-métalliques de fer et d'aluminium, mais aussi les allophanes, les ferrihydrites, l'imogolite et la proto-imogolite (Wang, 1990). Comme l'oxalate d'ammonium acide dissout la magnétite du matériel parental (Baril et Bitton, 1969; Walker, 1983), cette dernière a préalablement été extraite à l'aide d'un aimant rotatif. Le DCB extrait les oxydes de fer cristallins en plus des fractions déjà extraites par l'oxalate (McKeague et Day, 1966).

DATATIONS AU RADIOCARBONE

Les horizons organiques enfouis des profils de sols ont été datés au radiocarbone (tabl. II) et les datations ^{14}C obtenues ont été étalonnées à l'aide du *Radiocarbon calibration program rev 5.0.1* (Stuiver *et al.*, 2005). L'étalonnage a été effectué à partir des datations conventionnelles, c'est-à-dire corrigées pour le fractionnement isotopique. Le temps de séjour de la matière organique dans un sol (c'est-à-dire l'âge moyen de la matière organique en décomposition constituant un horizon H) doit être considéré, les humus livrant un âge apparent qui diffère de l'âge réel du sol (Paul *et al.*, 1964; Matthews, 1980; Kinnard et Lewkowicz, 2006). En raison de l'incertitude liée au temps de séjour et aux différents prétraitements des échantillons (Martin et Johnson, 1995; Wang et Hsieh, 2002), nous présumons que les datations ^{14}C obtenues sur les paléosols fournissent un âge minimal pour l'émersion des terres et un âge maximal pour l'enfouissement d'une surface donnée.

Pour l'établissement de la courbe d'émersion, des échantillons provenant du domaine marin (coquillages) et datés au ^{14}C ont aussi été utilisés. En plus de l'étalonnage des datations au radiocarbone à partir des datations conventionnelles, la différence (ΔR) entre l'âge apparent local et celui de l'océan a été prise en compte lors de l'utilisation du logiciel de Stuiver *et al.* (2005). Le ΔR utilisé provient de coquillages échantillonnés dans la région et il correspond à la datation moyenne de 135 ± 50 années obtenue pour trois sites sur la côte est de la Baie d'Hudson (181 ± 40 , 131 ± 50 et 92 ± 50 années; Barber *et al.*, 1999; Reimer, 2005).

ÉTABLISSEMENT DE LA CHRONOSÉQUENCE DE SOLS ET DES CHRONOFONCTIONS

La chronoséquence de sols et les chronofonctions correspondantes sont de type post-incisives (Vreken, 1975), c'est-à-dire qu'elles portent sur des sols qui ont commencé à se former à différentes périodes dans le passé et qui sont tou-

jours exposés. La chronoséquence repose donc sur l'évolution de propriétés de l'horizon B (ou C pour les régosols) des sols de surface en fonction du temps.

La chronoséquence analysée dans cette étude porte sur neuf des 24 profils de sols échantillonnés. Ces neuf sols sont tous bien datés et situés sur des surfaces bien drainées qui ne sont pas localisées dans une combe à neige. Ce n'est pas le cas des 15 autres profils qui ont été exclus de la chronoséquence en raison de la présence d'une combe à neige (S8, Inv6 et CF4) ou de problèmes concernant l'établissement de la durée de la pédogenèse liés à l'absence de datations au radiocarbone (S1, S2, S3, N4, N5, N6, Inv1, Inv2 et Inv3) ou à des inversions de dates (CF2, N2 et S7). Les sols qui n'ont pas été utilisés pour la chronoséquence ont tout de même été analysés afin d'évaluer la pédogenèse au sein de chaque profil (par exemple, tendances à l'enrichissement ou à la déplétion des propriétés de sol dans l'horizon B).

Des régressions linéaires multiples pas à pas ont été utilisées afin d'obtenir des équations prédictives (chronofonctions) pour les indicateurs pédogénétiques dans l'horizon B (ou C pour les régosols) à l'aide de la procédure REG du logiciel SAS 9.1 (SAS Institute inc.).

Les variations dans les conditions édaphiques, soit la topographie, le matériel parental, le climat et les organismes (Jenny, 1941), ont été prises en compte lors des régressions multiples pas à pas.

Pour la topographie, l'altitude médiane prévalant lors de la formation du sol [(altitude lors de la mise en place des surfaces + altitude lors de l'enfouissement ou altitude actuelle) / 2] a été retenue comme variable indépendante. La topographie locale n'a pas été utilisée puisqu'elle était similaire entre les profils, les profils S8, Inv6 et CF4 situés dans des combes à neige ayant déjà été exclus de la chronoséquence.

Pour le matériel parental, la granulométrie est similaire entre les profils avec une proportion de particules $< 63 \mu\text{m}$ inférieure à 5 % (tabl. III), ce qui, dans la majorité des cas, se situe sous le seuil de détectabilité de la méthode utilisée pour déterminer la granulométrie des sédiments fins. Les variations dans le contenu en particules fines au sein des profils n'ont donc pu être utilisées. La granulométrie moyenne de la matrice ($< 2 \text{ mm}$) a cependant été retenue puisque ce facteur varie légèrement entre les profils (tabl. III). La composition minéralogique était la suivante : quartz, feldspaths potassiques et plagioclases, magnétite, biotite — parfois chloritisée dans les horizons Bm, muscovite et amphiboles et/ou pyroxènes. Elle était similaire d'un profil à l'autre. Elle n'a pas été prise en compte pour l'établissement de chronofonctions.

Pour ce qui est du climat et de la végétation (organismes), ces facteurs ont connu des variations importantes au cours de l'Holocène (voir Payette *et al.*, 1985; Allard et Séguin, 1987; Bégin et Payette, 1988; Filion *et al.*, 1991; Payette et Filion, 1993a), mais ces changements peuvent difficilement être quantifiés et n'ont pu être inclus dans l'analyse statistique.

ÉTABLISSEMENT DE LA COURBE D'ÉMERSION

Onze datations ^{14}C ont été obtenues sur l'horizon Hb de plages enfouies situées entre 10 et 196 m d'altitude. Ces datations ^{14}C du domaine terrestre ont été utilisées pour mettre à jour la courbe d'émerision des terres, de même que neuf datations ^{14}C du domaine marin, soit huit datations obtenues de coquillages et déjà publiées (tabl. II ; Blake, 1988 ; Lajeunesse et Allard, 2003b) et une datation inédite obtenue sur des coquillages échantillonnés dans une plage soulevée, à 218 m d'altitude, dans la partie amont de la vallée de l'Inverbule. Il s'agit du site le plus élevé à avoir été daté à ce jour dans cette région.

Le début de l'émerision des terres a été estimé à partir de la datation de transgression marine la plus ancienne pour la région (I-9005 : 8370 (+290/-310) années cal. BP) obtenue sur des coquilles de *Macoma calcaria* récoltées dans les premiers 50 cm d'argile franche dans la région de Kuujuarapik (tabl. II ; fig. 1A ; Hillaire-Marcel, 1976). Cette datation a été associée à l'altitude des plus hautes plages dans la région à l'étude (270 m) et reportée sur la courbe d'émerision. La remontée eustatique postglaciaire n'a pas été prise en compte.

La courbe d'émerision obtenue fut comparée à celle de Hillaire-Marcel (1976) qui est basée sur le postulat d'une périodicité moyenne de 45 ans pour la formation des cordons de plages établie à partir de quatre datations ^{14}C provenant directement de la région du lac Guillaume-Delisle. Pour cette courbe, aucune transformation n'a été effectuée puisque l'échelle de temps était considérée par l'auteur comme étant en années sidérales. Notre courbe d'émerision fut aussi comparée à la courbe du détroit de Manitounuk (fig. 1B) de Allard et Tremblay (1983a) qui a été construite à partir de nombreuses datations dont les marges d'erreur altitudinales et temporelles ont été prises en compte. Les datations conventionnelles de Allard et Tremblay (1983a) ont été étalonnées de sorte que le tracé de la courbe a été légèrement modifié par rapport à celui de la publication originale.

RÉSULTATS

SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE ET CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES

Dans les trois sites d'étude, tous les profils ont été excavés dans des dépôts grossiers allant des sables moyens aux sables grossiers avec graviers. À l'exception des sols S3 et N5 qui ne présentent pas de paléosols, tous les profils étudiés montrent, du bas vers le haut, la séquence sédimentaire suivante : un dépôt de plage, un mince horizon organique enfoui (avec ou sans charbons de bois) ou une discordance d'érosion, un dépôt de cône de déjection de type torrentiel ou de combe à neige dans lequel le sol actuel s'est développé (tabl. III). Plusieurs profils montrent une succession de dépôts de cône séparés par un horizon organique, correspondant à autant d'événements sédimentaires suivis d'une stabilisation par le couvert végétal. Les sols S3 et N5 se sont formés uniquement dans des dépôts de cônes de déjection.

Les caractères morphologiques des sols sont faiblement développés, mais présentent tout de même une faible coloration de l'horizon B et la présence d'un horizon éluvié Aej dans plusieurs profils (tabl. III).

CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES ET CLASSIFICATION DES SOLS ET DES PALÉOSOLS

Les sols sont acides avec un pH CaCl_2 passant d'un minimum de 3,5 dans l'horizon B à un maximum de 5,4 dans l'horizon C. Les concentrations en C_{org} , Fe_p , Al_p , Fe_o et Al_o sont généralement plus élevées dans l'horizon B, mais elles demeurent faibles (tabl. IV et V). Les concentrations en $(\text{Fe}_o-\text{Fe}_p)$ et $(\text{Al}_o-\text{Al}_p)$ (correspondant aux allophanes et ferrihydrites pour Fe et à l'imogolite et proto-imogolite pour Al) ne montrent pas de tendance générale à l'enrichissement dans l'horizon Bm (tabl. IV). En conséquence, les concentrations en Fe_o et Al_o n'apportent pas d'informations supplémentaires dans les sols étudiés puisqu'elles dépendent principalement des variations dans la concentration en complexes organo-métalliques (Fe_p et Al_p) et non en allophanes, ferrihydrites, imogolite et proto-imogolite $((\text{Fe}_o-\text{Fe}_p)$ et $(\text{Al}_o-\text{Al}_p))$. De même, la concentration en Fe_d ne serait pas un bon indicateur pédogénétique puisque l'analyse des profils (tabl. IV) ne permet pas de confirmer la tendance à l'enrichissement de l'horizon B indiqué par les moyennes pour Fe_d (tabl. V). Les concentrations en Fe_d , $(\text{Fe}_o-\text{Fe}_p)$ et $(\text{Al}_o-\text{Al}_p)$ seraient liées aux variations dans le matériel parental. Ainsi, seuls le pH CaCl_2 et les concentrations en C_{org} , Fe_p et Al_p caractérisent la pédogenèse des sols et des paléosols étudiés. Ce sont donc ces variables qui seront utilisées pour l'établissement des chronofonctions.

Les sols et paléosols étudiés font partie des brunisols dystriques orthiques ou éluviés (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002). Les profils de base correspondant aux plages enfouies dans les profils S1, S2 et N3, de même que le sol de surface du cône de déjection du profil S5, ne montrent aucun indice de développement pédogénétique et sont des régosols orthiques.

Certains sols et paléosols pourraient faire partie des cryosols statiques dystriques brunisoliques ou des cryosols statiques régosoliques si le pergélisol était présent à moins de 1 m de profondeur par le passé (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002), comme le suggère la présence de fentes de gel fossiles dans les profils N1, S1 et S5 (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002).

Des sols podzoliques à plaques (Payette et Filion, 1993b) caractérisent certains profils dont la matrice contient peu ou pas de graviers (profils S7, N6, CF2, CF1 et Inv1). Les dépôts grossiers ne semblent pas permettre le développement de sols à plaques.

TEMPS ET PÉDOGENÈSE

La chronoséquence de sols montre que les premiers signes morphologiques de podzolisation apparaissent à partir de 570 ans avec la formation d'un horizon Aej (profil S5 ;

TABLEAU II

Datations ^{14}C provenant du domaine terrestre (paléosols) et du domaine marin (coquillages)

Localisation	Numéro de laboratoire	Échantillon	Altitude (m)	Pré-traitement	Matériel daté	Âge radiocarbone mesuré	Fractionnement isotopique ‰ ¹	Datation conventionnelle ²	Probabilité médiane ³	Source
								Années BP ($\pm 1\sigma$)	Années calibrées BP ($+ 2\sigma/- 2\sigma$)	
Kuujuarapik	I-9005	n.d.	2	n.d.	<i>Macoma calcaea</i>	7625 \pm 120	n.d.	8040 \pm 120	8370 (+290/-310)	Hillaire-Marcel (1976)
Vallée de l'Inverbule	Beta-144405	Inv-coq	218	Lavages acides	Fragments de coquillages mélangés	6900 \pm 40	2,1*	7340 \pm 40	7670 (+140/-110)	Cette étude
	TO-9008	Inv1-Hb4	211	AAA/HF	Humus		n.d.	520 \pm 50	540 (+110/-40)	"
	TO-9119	Inv1-Hb3	211	AAA/HF	Humus		n.d.	2420 \pm 50	2470 (+230/-120)	"
	UL-9120	Inv1-Hb2	211	AAA/HF	Humus		n.d.	5150 \pm 70	5900 (+280/-180)	"
	Beta-144403	Inv1-Hb1	211	Lavages acides	Humus	4870 \pm 50	-24,4*	4880 \pm 50	5620 (+110/-140)	"
	UL-1971	Inv3-Hb1	200	HCl 5%	Humus	4710 \pm 100	-24,4*	4720 \pm 110	5440 (+220/-390)	"
	TO-9004	Inv4-Hb2	196	AAA/HF	Humus		n.d.	2280 \pm 60	2260 (+190/-130)	"
	TO-9003	Inv4-Hb1	196	AAA/HF	Humus		n.d.	2740 \pm 60	2840 (+130/-90)	"
	TO-9007	Inv5-Hb4	188	AAA/HF	Humus		n.d.	840 \pm 50	760 (+150/-80)	"
	TO-9006	Inv5-Hb3	188	AAA/HF	Humus		n.d.	1170 \pm 90	1100 (+170/-170)	"
	TO-9005	Inv5-Hb2	188	AAA/HF	Humus		n.d.	1660 \pm 60	1560 (+140/-150)	"
	Beta-144406	Inv5-Hb1	188	Lavages acides	Humus	1650 \pm 40	-24,2*	1660 \pm 40	1560 (+130/-140)	"
	TO-9136	Inv6-Hb3	187	AAA/HF	Humus		n.d.	300 \pm 60	380 (+120/-380)	"
	UL-2262	Inv6-Hb2	187	HCl 5%	Humus	450 \pm 90	-24,4*	460 \pm 100	490 (+160/-180)	"
	UL-2268	Inv6-Hb1	187	HCl 5%	Humus	1580 \pm 100	-24,4*	1590 \pm 110	1490 (+230/-200)	"
Vallée de l'Amphithéâtre	GSC-1238	HIA-69-7(A)	172	n.d.	<i>Hiattella arctica</i>	6670 \pm 90	1,77**	7100 \pm 90	7470 (+180/-190)	Blake (1988)
	GSC-1261	HIA-69-7(B)	170	n.d.	<i>Mytilus edulis</i>	6410 \pm 50	0,72**	6820 \pm 150	7210 (+300/-360)	"
	GSC-1287	HIA-69-2(A)	138	n.d.	<i>Mytilus edulis</i>	5970 \pm 60	0,43**	6380 \pm 160	6700 (+410/-370)	"
	UL-2145	CF1-Hb1	79	HCl 5%	Humus	2840 \pm 90	-24,4*	2850 \pm 100	2990 (+260/-230)	Cette étude
	Beta-144409	S1-Hb1	79	Lavages acides	Humus	3910 \pm 50	-24,3*	3920 \pm 50	4350 (+170/-190)	"
	GSC-1328	HIA-69-1(A)	77	n.d.	<i>Mytilus edulis</i>	6390 \pm 180	0,23**	6790 \pm 180	7160 (+360/-420)	Blake (1988)
	Beta-144407	N1-Hb1	71	Lavages acides	Humus	3110 \pm 50	-24,1*	3120 \pm 50	3350 (+100/-130)	"
	TO-9128	N2-Hb2	59	AAA/HF	Humus		n.d.	3540 \pm 80	3830 (+250/-200)	"
	TO-9129	N2-Hb1	59	AAA/HF	Humus		n.d.	3310 \pm 70	3540 (+150/-150)	Cette étude
	UL-2256	CF2-Hb4	59	HCl 5%	Humus	490 \pm 90	-24,4*	500 \pm 100	530 (+140/-210)	"
	TO-9132	CF2-Hb3	59	AAA/HF	Humus		n.d.	2380 \pm 100	2460 (+270/-300)	"
	TO-9133	CF2-Hb2	59	AAA/HF	Humus		n.d.	1490 \pm 60	1380 (+140/-80)	"
	UL-2141	CF2-Hb1	59	HCl 5%	Humus	1990 \pm 90	-24,4*	2000 \pm 100	1960 (+340/-250)	"
	TO-9127	N3-Hb1	55	AAA/HF	Humus		n.d.	3750 \pm 70	4120 (+280/-220)	"
	TO-9134	CF3-Hb3	51	AAA/HF	Humus		n.d.	1960 \pm 60	1910 (+150/-170)	"
TO-9135	CF3-Hb2	51	AAA/HF	Humus		n.d.	2620 \pm 80	2730 (+190/-360)	"	
UL-2143	CF3-Hb1	51	HCl 5%	Humus	2540 \pm 90	-24,4*	2550 \pm 100	2600 (+240/-250)	"	

TABLEAU II (suite)

Datations ^{14}C provenant du domaine terrestre (paléolsols) et du domaine marin (coquillages)

Localisation	Numéro de laboratoire	Échantillon	Altitude (m)	Pré-traitement	Matériel daté	Âge radiocarbone mesuré	Fractionnement isotopique ‰ ¹	Datation conventionnelle ²	Probabilité médiane ³	Source
								Années BP ($\pm 1\sigma$)	Années calibrées BP ($+ 2\sigma/- 2\sigma$)	
	TO-9130	CF4-Hb2	45	AAA/HF	Humus		n.d.	250 \pm 50	300 (+160/-300)	“
	UL-2142	CF4-Hb1	45	HCl 5%	Humus	1280 \pm 90	-24,4*	1290 \pm 100	1200 (+160/-220)	“
	TO-9126	S4-Hb1	45	AAA/HF	Humus		n.d.	2750 \pm 70	2860 (+200/-110)	“
	UL-2146	S5-Hb2	27	HCl 5%	Humus	540 \pm 80	-24,4*	550 \pm 90	570 (+110/-240)	“
	UL-2255	S6-Hb4	23	HCl 5%	Humus	680 \pm 50	-24,4*	690 \pm 60	650 (+80/-100)	“
	TO-9122	S6-Fb3	23	AAA/HF	Humus		n.d.	1750 \pm 60	1660 (+160/-120)	“
	TO-9123	S6-Hb2	23	AAA/HF	Humus		n.d.	1890 \pm 50	1830 (+110/-120)	“
	TO-9124	S6-Hb1	23	AAA/HF	Humus		n.d.	3370 \pm 120	3620 (+290/-260)	“
	TO-9121	S7-Fb4	20	AAA/HF	Humus		n.d.	1040 \pm 50	960 (+100/-160)	“
	UL-2144	S7-Hb1	20	HCl 5%	Humus	570 \pm 80	-24,4*	580 \pm 90	590 (+100/-120)	“
	Beta-144408	S8-Hb1	10	Lavages acides	Humus	350 \pm 40	-25,0*	350 \pm 40	400 (+100/-90)	“
La Tourelle	GSC-1326	HIA-69-6(A)	24		<i>Hiatella arctica</i>	4010 \pm 60	3,42**	4470 \pm 60	4470 (+290/-240)	Blake (1988)
Sites entre la	GSC-1725	HIA-69-11	143	n.d.	<i>Hiatella arctica</i>	6000 \pm 210	0 \pm 2**	6400 \pm 210	6730 (+490/-450)	“
Tourelle et la	GSC-1364	HIA-69-8(A)	122	n.d.	<i>Mytilus edulis</i>	6230 \pm 220	0,07**	6630 \pm 220	6980 (+450/-510)	“
vallée des Trois										
Vallée des Trois	Beta-125552	n.d.	100	n.d.	Fragments de <i>Hiatella arctica</i> et <i>Mytilus edulis</i>	n.d.	n.d.	6850 \pm 80	7240 (+180/-230)	Lajeunesse et Allard (2003a)

n.d. non disponible.

Les données des dates déjà publiées proviennent des certificats originaux. Des différences avec les données apparaissant dans d'autres articles peuvent survenir (des erreurs de transcription concernant les datations et les altitudes ont été notées dans certaines publications).

Les 21 dates ^{14}C qui ont été utilisées pour constituer la courbe d'émergence (11 dates du domaine terrestre et 10 dates du domaine marin) sont indiquées en gras.

¹ * pour $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$; ** pour $\delta^{13}\text{C}$.

² Les dates conventionnelles sont normalisées en fonction du fractionnement isotopique. Les laboratoires IsoTrace Radiocarbon Laboratory (TO) et Beta Analytics (Beta) donnent directement les dates conventionnelles. Comme le Laboratoire de radiochronologie de l'Université Laval (UL) ne donne que l'âge mesuré, ce dernier a été normalisé à partir du fractionnement isotopique moyen de l'humus de la région d'étude, c'est-à-dire -24,4 ‰ tel que compilé à partir du ratio donné par le laboratoire Beta Analytics pour les échantillons d'humus de la présente étude.

³ La calibration a été effectuée à l'aide du logiciel CALIB rev 5.0.1 (Stuiver *et al.*, 2005) avec les données de calibration de Reimer *et al.* (2004) pour le domaine terrestre et de Hughen *et al.* (2004) pour le domaine marin. La probabilité médiane, une valeur statistique robuste, est utilisée pour présenter les datations calibrées (Telford *et al.* 2004).

tabl. III). Les indices chimiques de podzolisation suivent de près, montrant un enrichissement à partir de 650 ans (profil S6).

La procédure pas à pas des régressions multiples effectuée sur les indicateurs pédogénétiques (pH CaCl₂, C_{org}, Fe_p, Al_p et (Fe_p+Al_p); tabl. VI) a montré que seule la concentration en Al_p montre une relation significative avec le temps ($p = 0,0144$), les deux autres variables (granulométrie moyenne de la matrice et altitude médiane) n'étant pas significatives. La chronofonction obtenue est la suivante :

$$Al_p = 0,02308 + 0,00001469 * \text{durée} \quad (\text{éq. 1})$$

$$(R^2 = 0,5991, p = 0,0144)$$

Pour le pH CaCl₂ et les concentrations en C_{org} et Fe_p, aucune variable n'a été retenue par la procédure pas à pas. Des régressions linéaires simples montrent cependant que les concentrations en C_{org} et Fe_p augmentent avec la durée de la pédogenèse (fig. 4), bien que les relations ne soient pas significatives ($p < 0,05$). C'est aussi le cas de la relation entre (Fe_p+Al_p) — une variable utilisée par le Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification

TABLEAU III
Propriétés morphologiques des sols et des paléosols de quelques coupes stratigraphiques représentatives de la région du lac Guillaume-Delisle

Profil	Profondeur (cm)	Dépôt ¹	Couleur		Sable (%)	Texture		Datation ¹⁴ C (années cal. BP)
			sec	humide		Limon et argile (%)	\bar{m}^2 (mm)	
S4								
Aej	0-1	CD	—	—	—	—	—	2860 (+200/-110)
Bm1	1-30	CD	10/5/4	10/5/4	99,79	0,21	1,46	
II C	30-90	CD	10/6/3	10/5/3	99,43	0,57	1,46	
III C	90-260	CD	7,5/6/3	7,5/5/3	99,91	0,09	1,85	
Hb	260-261	H	—	—	—	—	—	
IV Aejb	261-262	P	—	—	—	—	—	
IV Bmb1	262-282	P	7,5/5/2	7,5/5/2	99,76	0,24	1,54	
IV Bmb2	282-300	P	7,5/5/4	7,5/4/3	99,84	0,16	2,37	
S5								
Aej	0-1	CD	—	—	—	—	—	570 (+110/-240)
C1	1-24	CD	10/5/2	10/5/2	99,66	0,34	1,84	
C2	24-41	CD	7,5/5/3	7,5/5/3	99,80	0,20	1,59	
Hb	41-42	H	—	—	—	—	—	
II Aejb	42-43	CD	—	—	—	—	—	
II Bmb1	43-61	CD	10/5/3	10/4/4	97,18	2,82	1,76	
III Bmb2	61-71	P	10/6/4	7,5/5/4	99,97	0,03	2,75	
III Bmb3	71-86	P	10/6/4	10/5/4	99,96	0,04	2,58	
N3								
Aej	0-1	CD	—	—	—	—	—	4120 (+280/-220)
Bm1	1-20	CD	7,5/3/3	7,5/3/2	99,87	0,13	1,67	
Bm2	20-32	CD	7,5/3/4	7,5/3/3	—	—	—	
Bm3	32-80	CD	10/4/3	10/4/3	99,54	0,46	2,01	
II Bm4	80-90	CD	10/5/4	10/4/3	99,64	0,36	2,52	
Hb	90-91	H	—	—	—	—	—	
III Cb	91-120	P	10/6/4	10/5/3	99,98	0,02	2,14	
CF1								
Aej	0-1	CD	—	—	—	—	—	2990 (+260/-230)
Bm1	1-26	CD	7,5/3/3	7,5/3/2	99,92	0,08	1,39	
Bm2	26-55	CD	10/4/3	10/3/3	—	—	—	
Hb	55-56	H	—	—	—	—	—	
II Aejb	56-57	P	—	—	—	—	—	
II Bmb1	57-75	P	7,5/3/3	7,5/3/2	99,92	0,08	1,80	
II Bmb2	Plaques	P	10/5/3	10/4/3	—	—	—	
III Bmb3	75-110	P	7,5/5/3	7,5/4/2	99,90	0,10	1,40	
IV Bmb4	110-115	P	10/5/4	10/4/3	99,75	0,25	2,35	

¹CD = Cône de déjection ; H = Humus ; P = Plage soulevée.

² \bar{m} = Granulométrie moyenne de la matrice.

TABLEAU IV

Propriétés chimiques des sols et des paléosols de quelques coupes stratigraphiques représentatives de la région du lac Guillaume-Delisle.

Profil	Profondeur (cm)	pH _{CaCl2}	C _{org} (%)	Fe _p (%)	Al _p (%)	Fe _o (%)	Al _o (%)	Fe _d (%)	Fe _o -Fe _p (%)	Al _o -Al _p (%)
S4										
Aej	0-1									
Bm1	1-30	4,1	0,258	0,038	0,042	0,143	0,086	0,219	0,105	0,044
II C	30-90	4,5	0,132	0,027	0,030	0,106	0,067	0,231	0,079	0,037
III C	90-260	4,9	0,041	0,025	0,030	0,084	0,217	0,204	0,059	0,188
Hb	260-261	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV Aejb	261-262	—	—	—	—	—	—	—	—	—
IV Bmb1	262-282	4,4	0,165	0,044	0,026	0,117	0,065	0,186	0,074	0,039
IV Bmb2	282-300	5,3	0,199	0,053	0,030	0,121	0,157	0,206	0,068	0,128
S5										
Aej	0-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C1	1-24	4,2	0,134	0,021	0,023	0,086	0,046	0,128	0,065	0,024
C2	24-41	4,3	0,041	0,026	0,026	0,073	0,053	0,154	0,047	0,028
Hb1	41-42	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II Aejb	42-43	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II Bmb1	43-61	3,9	0,095	0,104	0,041	0,239	0,059	0,280	0,135	0,018
III Bmb2	61-71	3,9	0,026	0,053	0,040	0,093	0,051	0,176	0,040	0,011
III Bmb3	71-86	3,8	0,010	0,030	0,038	0,069	0,050	0,145	0,039	0,012
N3										
Aej	0-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bm1	1-20	4,5	0,903	0,122	0,102	0,215	0,145	0,256	0,092	0,043
Bm2	20-32	4,1	0,347	0,058	0,063	0,170	0,130	0,304	0,112	0,067
Bm3	32-80	4,5	0,244	0,058	0,055	0,189	0,129	0,315	0,131	0,075
II Bm4	80-90	4,8	0,100	0,045	0,045	0,204	0,155	0,452	0,159	0,111
Hb	90-91	—	—	—	—	—	—	—	—	—
III Cb	91-120	4,8	0,091	0,026	0,024	0,186	0,116	0,293	0,160	0,092
CF1										
Aej	0-1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bm1	1-26	3,5	0,098	0,077	0,084	0,183	0,136	0,318	0,106	0,052
Bm2	26-55	3,7	0,492	0,031	0,054	0,109	0,086	0,161	0,078	0,032
Hb	55-56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II Aejb	56-57	—	—	—	—	—	—	—	—	—
II Bmb1	57-75	4,1	0,139	0,047	0,043	0,185	0,107	0,234	0,138	0,064
II Bmb2	Plaques	4,1	0,156	0,045	0,044	0,163	0,084	0,208	0,118	0,041
III Bmb3	75-110	4,0	0,013	0,034	0,041	0,136	0,091	0,199	0,102	0,050
IV Bmb4	110-115	4,2	0,142	0,028	0,056	0,122	0,100	0,153	0,094	0,044

des sols, 2002) pour identifier les Podzols — et la durée de la pédogenèse. La procédure pas à pas n'a retenu aucune variable permettant d'expliquer les variations dans les concentrations en (Fe_p+Al_p), mais elle montre une relation marginalement significative avec le temps ($p = 0,06$; fig. 4). Les équations obtenues lors des régressions simples sont les suivantes :

$$\text{pH CaCl}_2 = 4,33713 - 0,00002915 * \text{durée} \quad (\text{R}^2 = 0,0113, p = 0,8019) \quad (\text{éq. 2})$$

$$\text{C}_{\text{org}} = 0,05874 + 0,00011178 * \text{durée} \quad (\text{R}^2 = 0,2917, p = 0,1333) \quad (\text{éq. 3})$$

$$\text{Fe}_p = 0,04028 + 0,00001246 * \text{durée} \quad (\text{R}^2 = 0,2436, p = 0,1769) \quad (\text{éq. 4})$$

$$(\text{Fe}_p + \text{Al}_p) = 0,06336 + 0,00002715 * \text{durée} \quad (\text{R}^2 = 0,4306, p = 0,0549) \quad (\text{éq. 5})$$

D'après l'équation 5, la durée de pédogenèse requise pour obtenir le seuil minimal (Fe_p+Al_p) de 0,4 % pour l'horizon Bf fixé par le Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) serait de 12 398 années, toutes autres choses étant égales par ailleurs. Cette valeur demeure théorique, notamment en raison du fait que la relation entre (Fe_p+Al_p) et la durée de pédogenèse n'est que marginalement significative.

COURBE D'ÉMERSION DES TERRES

La courbe d'émersion des terres élaborée dans ce travail pour la région du lac Guillaume-Delisle précise la portion postérieure à 4500 années cal. BP. L'émersion s'est effectuée selon un taux moyen de 5,6 m/siècle entre 8500 et 4500 années cal. BP et de 1,2 m/siècle après 4500 années cal. BP (fig. 5).

TABLEAU V
Moyenne et écart-type des concentrations en C_{org} , Fe_p , Al_p , Fe_p+Al_p , Fe_o , Al_o et Fe_d des horizons B et C

C_{org}	Fe_p	Al_p	Fe_p+Al_p	Fe_o	Al_o	Fe_d
Horizon B (n = 93)						
0,28 ± 0,22	0,06 ± 0,02	0,05 ± 0,02	0,11 ± 0,04	0,19 ± 0,06	0,12 ± 0,05	0,27 ± 0,11
Horizon C (n = 27)						
0,09 ± 0,07	0,02 ± 0,00	0,03 ± 0,0	0,05 ± 0,01	0,12 ± 0,04	0,08 ± 0,04	0,23 ± 0,20

TABLEAU VI
Variables indépendantes et dépendantes utilisées pour la réalisation de la chronoséquence de sols

Profil	Horizon	Variables indépendantes			Variables dépendantes				
		Granulométrie moyenne de la matrice (mm)	Altitude médiane (m)	Durée de la pédogenèse (années)	pH $CaCl_2$	C_{org} (%)	Fe_p (%)	Al_p (%)	Fe_p+Al_p (%)
S5	3C1	1,84	24	570	4,2	0,13	0,02	0,02	0,04
S6	5Bm	2,06	20	650	4,7	0,03	0,06	0,04	0,10
Inv5	5Bm	1,72	185	760	4,2	0,32	0,07	0,05	0,12
CF3	Bm	2,56	41	1910	4,4	0,30	0,06	0,04	0,10
Inv2	4Bm	1,53	184	2260	—	0,50	0,11	0,05	0,16
S4	4Bm1	1,46	29	2860	4,1	0,26	0,04	0,04	0,08
CF1	4Bm1	1,39	62	2990	3,5	0,10	0,08	0,08	0,16
N1	2Bm1	1,71	51	3350	4,6	0,16	0,05	0,06	0,11
N3	3Bm1	1,67	29	4120	4,5	0,90	0,12	0,10	0,22

Les courbes d'émersion de la région du lac Guillaume-Delise, c'est-à-dire celle de Hillaire-Marcel (1976) et la courbe d'émersion mise à jour ici, sont similaires et se trouvent dans l'intervalle établi pour le détroit de Manitounuk (Allard et Tremblay, 1983b) pour la portion postérieure à 4500 années cal. BP (fig. 5). Une de nos datations du domaine terrestre obtenue pour une plage enfouie à 23 m d'altitude (S6) a toutefois donné un âge jugé trop ancien (TO-9124 : 3620 (+290/-260) années cal. BP). Comme la courbe de Allard et Tremblay (1983a) a été construite à partir de nombreuses datations ^{14}C dont les marges d'erreur altitudinales et temporelles ont été prises en compte, cette datation n'a pas été retenue pour la confection de la courbe d'émersion. Il est possible que le lit de matière organique échantillonné provienne en fait d'une laisse de mer.

Les datations Inv4, Inv5 et Inv6 situées entre 175 et 200 m d'altitude se trouvent considérablement en marge de la courbe (fig. 5). Les sols de ces plages enfouies montrent un développement avancé avec la présence d'un horizon Aej, suggérant l'existence d'un délai important entre l'émersion et l'enfouissement des surfaces. Ces datations ^{14}C n'ont donc pas été prises en compte pour la confection de la courbe d'émersion.

Les quatre datations ^{14}C obtenues à partir d'échantillons de coquilles de *Mytilus edulis*, un coquillage de la zone intertidale reconnu pour donner une bonne approximation de l'altitude des surfaces lors de l'émersion (Allard et Tremblay, 1983a; Mitrovica *et al.*, 2000), proviennent de plages situées à une altitude comprise entre 77 et 170 m (tabl. II; fig. 5), mais elles ne sont pas significativement différentes ($t = 4.31$; $p > 0,05$). Le tracé de la courbe prend en compte la datation de *Mytilus edulis* obtenue sur la surface la plus élevée des quatre sites (170 m). Les trois autres sites localisés à 77, 122 et 134 m sont considérés ici comme montrant un âge plus ancien que celui de l'émersion des terres en raison d'un remaniement des dépôts de plage par des processus littoraux (vagues de tempête et poussées glaciales).

DISCUSSION

PROCESSUS PÉDOGÉNÉTIQUES

La migration vers le bas du profil de complexes organo-métalliques avec les eaux de percolation serait le principal mode d'enrichissement en fer et en aluminium de l'horizon B dans les sols sableux et bien drainés de la région du lac

Guillaume-Delisle, considérant l'augmentation de la concentration en C_{org} , Fe_p et Al_p dans l'horizon B (tabl. IV). L'augmentation des concentrations en Fe_o et Al_o de la majorité des horizons B pourrait suggérer que la podzolisation se ferait aussi par l'enrichissement de l'horizon B sous forme de fer et d'aluminium amorphes ou au réseau cristallin peu structuré (ferrihydrites, proto-imogolite, imogolite et allophanes; Wang, 1990; Childs, 1992). Cependant, l'augmentation en Fe_o et Al_o reflète principalement l'enrichissement en complexes organo-métalliques, car les concentrations de (Fe_o-Fe_p) et (Al_o-Al_p) ne montrent pas de tendance à l'enrichissement dans l'horizon B.

DURÉE DE LA PÉDOGÉNÈSE

L'étude d'une chronoséquence de sols repose sur le postulat selon lequel tous les facteurs de développement pédogénétique (matériel parental, climat, organismes et topographie) sont constants, sauf le temps (Jenny, 1941) qui devient alors le seul facteur responsable de l'évolution d'une propriété du sol. Cependant, les propriétés d'un sol sont plus fréquemment le résultat de l'action de plusieurs facteurs (Moore, 1978; Bockheim, 1980). Dans cette étude, les régressions linéaires multiples pas à pas qui portaient sur les variables caractérisant la pédogenèse des sols étudiés, soit le pH $CaCl_2$ et les concentrations en Fe_p , Al_p et C_{org} , ont toutefois montré que seul le temps permettait d'expliquer significativement une partie des variations observées et ce, uniquement pour la concentration en Al_p .

La relation marginalement significative entre la concentration en Fe_p+Al_p et la durée de la pédogenèse a tout de même permis de proposer une première approximation de la durée minimale pour l'obtention d'un horizon B podzologique répondant aux critères du Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002), soit environ 12 400 ans. Cette valeur demeure théorique, d'abord d'un point de vue statistique ($p = 0,06$), mais aussi parce qu'elle constitue une extrapolation au-delà des données échantillonnées (>4120 années cal. BP) et même au-delà de l'âge même des surfaces émergées (>8300 années cal. BP). D'ailleurs, la durée de pédogenèse obtenue est légèrement supérieure à celles qui ont été répertoriées jusqu'ici, les podzols répondant aux critères des différentes classifications nationales et internationales prenant habituellement entre 1000 et 10 000 années à se former (Muhs, 1984). Cependant, la durée estimée de 12 400 ans permet de souligner que les conditions requises pour la formation d'un horizon Bf n'ont pu, à toutes fins pratiques, être atteintes dans les sols subarctiques sableux, bien drainés et où la végétation reste basse et le couvert nival peu épais.

La durée minimale de 2300 années estimée par Protz *et al.* (1984) pour la formation d'un Podzol subarctique (côte ouest de la Baie d'Hudson) répondant aux critères du Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) est nettement plus rapide qu'au lac Guillaume-Delisle. Les sols s'étaient aussi développés dans des sables et graviers (altitude variant de 4,2 à 104,7 m), mais sous une pessière à lichen où la quantité de neige au sol

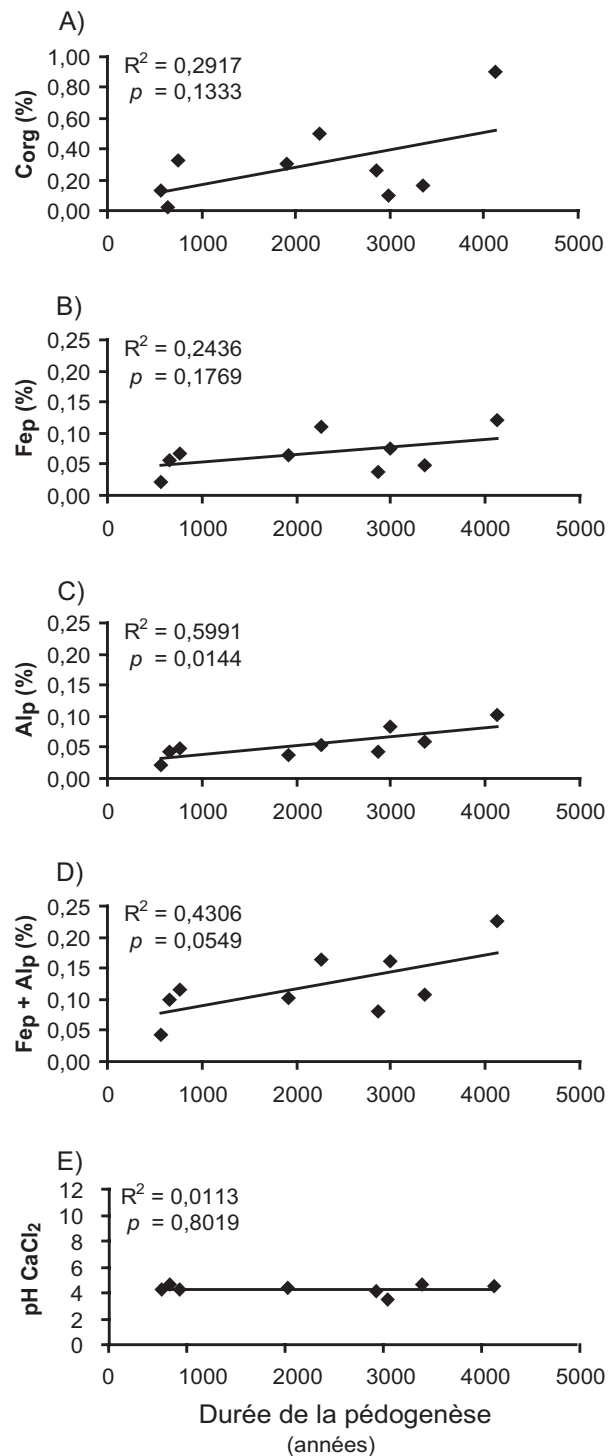


FIGURE 4. Durée de la pédogenèse et propriétés chimiques des sols sableux bien drainés et exempts de l'influence de combes à neige dans les vallées de l'Amphithéâtre et de l'Inverbule. (A) C_{org} , (B) Fe_p , (C) Al_p , (D) Fe_p+Al_p et (E) pH $CaCl_2$. L'échelle de l'ordonnée diffère en (A) et (E).

Time and soil chemical properties of well-drained soils not located in late-lying snowpatches environments in the Amphithéâtre and Inverbule valleys. (A) C_{org} , (B) Fe_p , (C) Al_p , (D) Fe_p+Al_p and (E) pH $CaCl_2$. The ordinate scale differs in (A) and (E).

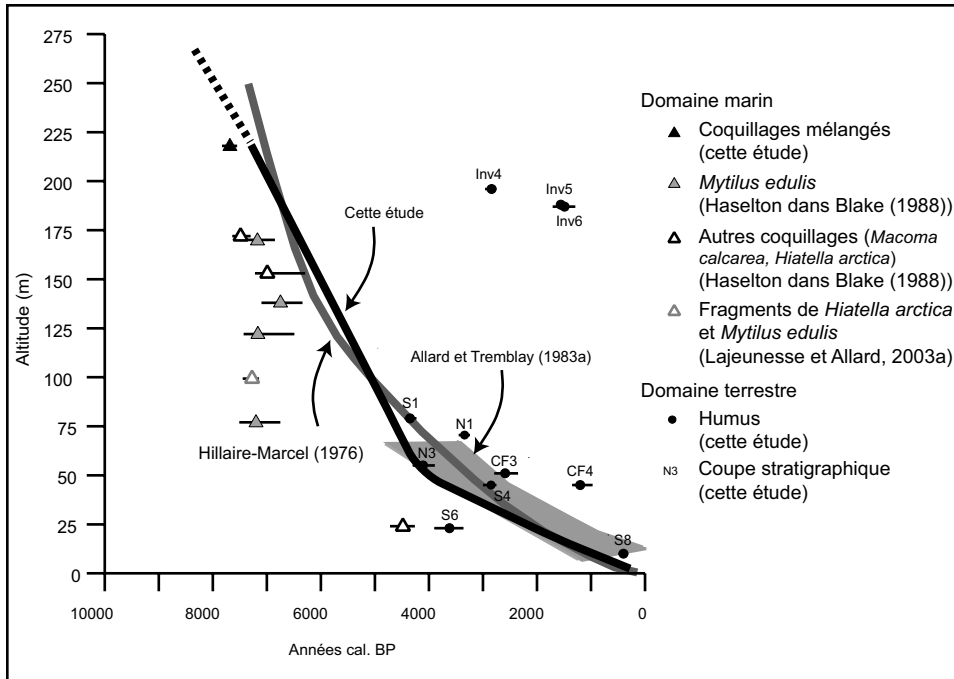


FIGURE 5. Courbe d'émergence révisée pour la région ouest du lac Guillaume-Delisle (trait noir). Les courbes d'émergence de Hillaire-Marcel (1976) (trait gris) et Allard et Tremblay (1983) (enveloppe grisée) sont également présentées.

Revised emergence curve of the Lake Guillaume-Delisle western area (black line). Emergence curves of Hillaire-Marcel (1976) and Allard and Tremblay (1983) (gray envelope) are also shown.

est plus abondante que sur les surfaces de toundra de la région du lac Guillaume-Delisle, ce qui pourrait expliquer la différence.

Payette (1973) a d'ailleurs montré que, sur la côte est de la Baie d'Hudson, les Podzols trouvent leur limite nordique un peu au nord de Kuujuarapik (fig. 1) et sont confinés aux sites à fort enneigement et bien alimentés en eau. Payette et Filion (1993) ont aussi montré que la pédogenèse des sols podzoliques à plaques était dépendante de la présence d'un couvert nival associé à la présence de combes à neige ou d'une végétation haute captant la neige et favorisant la podzolisation lors de la fonte printanière. Les sols de la région du lac Guillaume-Delisle qui ont été retenus pour l'établissement de la chronoséquence sont caractérisés par une topographie relativement plane et par la présence d'une végétation basse qui ne contribue pas à la rétention de la neige. Lors de la fonte printanière, l'apport en eau est faible et ne permet pas une migration rapide des oxydes de fer et d'aluminium vers le bas du profil et, par conséquent, la formation d'un horizon Bf. Le fait que le drainage des sols soit rapide diminue encore davantage le temps de percolation de l'eau au sein du profil.

Le temps requis pour atteindre les seuils minimums exigés par les différentes classifications des sols, notamment celle du Système canadien (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) peut donc varier considérablement en fonction des conditions édaphiques (Mokma *et al.*, 2004), notamment la température de l'air et du sol pendant la saison de croissance, les précipitations, de même que la topographie et la hauteur du couvert végétal qui contrôlent le régime d'enneigement (Payette et Filion, 1993b). Dans la région du

lac Guillaume-Delisle, les conditions édaphiques prévalant à la formation des sols subarctiques bien drainés n'ont pas permis, depuis l'émergence des terres, d'obtenir de véritables Podzols.

COURBE D'ÉMERSION

Les datations ^{14}C obtenues du domaine terrestre livrent un âge minimum pour l'émergence des terres et celles du domaine marin, un âge maximum. Les sols enfouis sont particulièrement utiles puisqu'ils représentent une période de stabilité géomorphologique permettant la colonisation végétale des dépôts de plages émergées. Les paléosols étudiés ne montrent pas de signes de remaniement par des vagues de tempêtes ou des poussées glacielles (à l'exception du sol S6). L'incertitude associée à l'altitude de coquillages qui ne sont pas échantillonnés en position de vie (Allard et Tremblay, 1983a) ne s'applique pas aux sols enfouis. Cependant, l'incertitude temporelle ne peut être exclue, ni pour le domaine marin (âge apparent local ou effet réservoir), ni pour le domaine terrestre (temps de séjour).

Les valeurs de pédogenèse des sols ont montré une relation significative avec la durée de la pédogenèse (temps) pour A_{1p} . La plupart des paléosols peu développés ont été enfouis rapidement après l'émergence, de sorte qu'ils offrent d'excellentes possibilités pour l'établissement d'une courbe d'émergence des terres. En ce sens, les plages enfouies des profils S1 et N3 sont particulièrement importantes : les paléosols de ces plages ne montrent pratiquement aucun développement pédogénétique (régosols orthiques), ce qui implique un enfouissement rapide des plages suite à l'émergence. Le tracé

de la courbe d'émersion proposée ici, et notamment dans son inflexion après *ca.* 4500 années cal. BP, prend en compte ces données pédogénétiques en ne laissant qu'une courte période de temps entre l'émersion et l'enfouissement des plages. À l'inverse, les plages des profils Inv4, Inv5 et Inv6 ont été enfouies longtemps après l'émersion et montrent des valeurs de pédogenèse plus élevées. Elles présentent donc un intérêt limité pour l'établissement de la courbe d'émersion.

Les deux courbes obtenues pour la région du lac Guillaume-Delisle sont similaires même si elles ont été obtenues par des méthodes différentes, c'est-à-dire une extrapolation à partir d'une périodicité moyenne de 45 ans pour la formation des cordons de plage (Hillaire-Marcel, 1976) et l'utilisation de datations ^{14}C étalonnées provenant du domaine terrestre et du domaine marin (cette étude). Bien que seules des datations non corrigées aient été utilisées par Hillaire-Marcel (1976), le fait de mesurer le nombre de cordons entre des niveaux datés relativement rapprochés dans le temps a permis de limiter les effets des variations holocènes dans le flux de ^{14}C atmosphérique sur la précision des datations au radiocarbone (Stuiver *et al.*, 1998). Entre 5000 et 2500 années cal. BP, la courbe d'émersion révisée indique cependant une inflexion plus prononcée que ce qui avait été proposé par Hillaire-Marcel (1976), mais elle se situe tout de même dans l'intervalle établi pour le détroit de Manitousuk (Allard et Tremblay, 1983b). La courbe d'émersion établie à partir de la périodicité des plages repose sur quatre datations ^{14}C provenant directement de la région du lac Guillaume-Delisle, toutes plus anciennes que 6000 années ^{14}C BP, ce qui pourrait expliquer les différences avec notre courbe : les nouvelles données présentées ici permettent donc de préciser la courbe existante de l'Holocène moyen à aujourd'hui, par l'utilisation de la datation ^{14}C de sols enfouis et de leur développement pédogénétique.

CONCLUSION

L'ensemble des datations ^{14}C obtenues de sols et des paléosols a permis de montrer que, dans la région du lac Guillaume-Delisle, les sols sableux bien drainés se forment principalement par la migration de complexes organo-métalliques vers le bas du profil. La chronoséquence de sols subarctiques formés dans des cônes de déjection montre que des signes de podzolisation peuvent apparaître dès 570 ans (horizon Ae_j) après la mise en place des surfaces. La durée de pédogenèse requise pour obtenir le seuil minimal ($\text{Fe}_p + \text{Al}_p$) de 0,4 % pour l'horizon Bf fixé par le Système canadien de classification des sols (Groupe de travail sur la classification des sols, 2002) est estimée à environ 12 400 ans, ce qui est plus élevé que les valeurs obtenues par Muhs (1984) et Protz *et al.* (1984) dans des environnements subarctiques. La datation d'horizons organiques enfouis et l'établissement de chronofonctions ont aussi permis de mettre à jour et de préciser la courbe d'émersion pour la côte ouest du lac Guillaume-Delisle pour la période allant de *ca.* 4500 ans à nos jours, ce qui constitue une contribution importante dans un contexte où les sédiments littoraux du secteur sont pauvres en coquillages.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier Stéphane Babin, Richard Dubuc, Yann Gilbert, Marianne Lafond, Michel Lajoie, Éva Stephani, Emmanuel Tousignant et le regretté Stéphane Beaudoin pour leur assistance sur le terrain et en laboratoire. Les commentaires de Michel Caillier, François Courchesne, Michel Allard, Hugo Asselin et Caroline Lavoie sur une version antérieure du manuscrit ont aussi été grandement appréciés, ainsi que ceux de Michel Nolin, Claude Hillaire-Marcel et d'un lecteur anonyme qui ont fait une lecture critique du manuscrit. Les analyses statistiques multivariées ont été réalisées par Hugo Asselin. Ce projet de recherche a été financé par le Fonds Québécois de la Recherche sur la Nature et les Technologies (FQRNT) et le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada (CRSNG). Les travaux de terrain ont été réalisés en partie grâce au soutien du Ministère des Affaires indiennes et du Nord du Canada.

RÉFÉRENCES

- Allard, M. et Séguin, M.K., 1987. The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24 : 2206-2222.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1983a. La dynamique littorale des îles Manitousuk durant l'Holocène. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement band 47* : 61-95.
- Allard, M. et Tremblay, G., 1983b. Les processus d'érosion littorale périglaciaire de la région de Poste-de-la-Baleine et des îles Manitousuk sur la côte est de la mer d'Hudson, Canada. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement band 47* : 27-60.
- Ballantyne, C.K. et Whittington, G., 1999. Late Holocene floodplain incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands, Scotland : chronology, environment and implications. *Journal of Quaternary Science*, 14 : 651-671.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D. et Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400 : 344-348.
- Baril, R. et Bitton, G., 1969. Teneurs élevées de fer libre et identification taxonomique de certains sols du Québec contenant de la magnétite. *Canadian Journal of Soil Science*, 49 : 1-9.
- Bégin, Y. et Payette, S., 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Québec. *Quaternary Research*, 30 : 210-220.
- Blair, T.C., 1987. Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 : 1-18.
- Blair, T.C., 1999. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46 : 913-940.
- Blake, W., Jr., 1988. Geological survey of Canada radiocarbon dates. *Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 87-7*, 100 p.
- Bockheim, J.G., 1980. Solution and use of chronofunctions in studying soil development. *Geoderma*, 24 : 71-85.
- Catt, J.A., 1991. Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions. *Geoderma*, 51 : 167-187.
- Chandler, F.W. et Schwarz, E.J., 1980. Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec — A hypothesis. *Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 80-1C*, p. 59-68.
- Childs, C.W., 1992. Ferrihydrite : a review of structure, properties and occurrence in relation to soils. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 155 : 441-448.

- Environnement Canada, 2004. Normales et moyennes climatiques au Canada 1971-2000, Service météorologique du Canada. Disponible en ligne à http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climate_normals/index_f.html, page consultée le 15 décembre 2006.
- Filion, L. et Morisset, P., 1983. Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, Northern Québec. *Nordicana*, 47: 73-94.
- Filion, L. et Payette, S., 1976. La dynamique de l'enneigement en région hémis-arctique, Poste-de-la-Baleine, Nouveau Québec. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 275-302.
- Filion, L., Saint-Laurent, D., Despons, M. et Payette, S., 1991. The late Holocene record of aeolian and fire activity in northern Québec, Canada. *The Holocene*, 1: 201-208.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill publishing company, Austin, 182 p.
- Folk, R.L. et Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Gray, J., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J., 1993. Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 1676-1696.
- Groupe de travail sur la classification des sols, 2002. *Le système canadien de classification des sols*, 3^e édition. Direction générale de la recherche, Ministère de l'Agriculture et Agro-Alimentaire du Canada, Ottawa, 196 p.
- Harvey, A.M., 1986. Geomorphic effects of a 100 year storm in the Howgill Fells, Northwest England. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30: 71-91.
- Head, K.H., 1992. *Manual of soil laboratory testing*, 2^e édition. Pentech Press, London, 388 p.
- Hillaire-Marcel, C., 1976. La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 185-220.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- Jenny, H., 1941. *Factors of soil formation and system of quantitative pedology*. McGraw-Hill, London, 281 p.
- Kinnard, C. et Lewkowicz, A.G., 2006. Frontal advance of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*, 73: 261-276.
- Lafortune, V., Filion, L. et Héту, B., 2006. Impacts of Holocene climatic variations on alluvial fan activity below snowpatches in subarctic Québec. *Geomorphology*, 76: 375-391.
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2003a. The Nastapoka drift belt, eastern Hudson Bay: implications of a stillstand of the Quebec-Labrador ice margin in the Tyrrell Sea at 8 ka BP. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40: 65-76.
- Lajeunesse, P. et Allard, M., 2003b. Late Quaternary deglaciation, glaciomarine sedimentation and glaciostatic recovery in the Rivière Nastapoka area, eastern Hudson Bay, northern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 57: 65-83.
- Martin, C.W. et Johnson, W.C., 1995. Variation in radiocarbon ages of soil organic matter fractions from Late Quaternary buried soils. *Quaternary Research*, 43: 232-237.
- Matthews, J.A., 1980. Some problems and implications of ¹⁴C dates from a podzol buried beneath an end moraine at Haugabreen, Southern Norway. *Geografiska Annaler*, 62A: 185-208.
- McKeague, J.A., 1978. *Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols*, 2^e édition. Canadian Society of Soil Science, Ottawa, 250 p.
- McKeague, J.A., Brydon, J.E. et Miles, N.M., 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminum in soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 33-38.
- McKeague, J.A. et Day, J.H., 1966. Dithionite- and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 46: 13-22.
- Mitrovica, J.X., Forte, A.M. et Simons, M., 2000. A reappraisal of postglacial decay times from Richmond Gulf and James Bay, Canada. *Geophysical Journal International*, 142: 783-800.
- Mokma, D., Yli-Halla, M. et Lindqvist, K., 2004. Podzol formation in sandy soils of Finland. *Geoderma*, 120: 259-272.
- Moore, T.R., 1978. Soil formation in Northeastern Canada. *Annals of the Association of American Geographers*, 68: 518-534.
- Muhs, D.R., 1984. Intrinsic thresholds in soil systems. *Physical Geography*, 5: 99-110.
- Paul, E.A., Campbell, C.A., Rennie, D.A. et McCallum, K.J., 1964. Investigations of the dynamics of soil humus utilizing carbon dating techniques. *Transactions of the 8th International Congress of Soil Science*, 3: 201-208.
- Payette, S., 1973. Contribution à la pédologie de la zone hémis-arctique: région de Poste-de-la-baleine, Nouveau-Québec. *Le Naturaliste canadien*, 100: 123-163.
- Payette, S., 1975. La limite septentrionale des forêts sur la côte orientale de la baie d'Hudson, Nouveau Québec. *Le Naturaliste canadien*, 102: 317-329.
- Payette, S., 1976. Les limites écologiques de la zone hémis-arctique entre la mer d'Hudson et la baie d'Ungava, Nouveau-Québec. *Cahiers de géographie de Québec*, 20: 347-364.
- Payette, S. et Filion, L., 1975. Écologie de la limite septentrionale des forêts maritimes, Baie d'Hudson, Nouveau-Québec. *Le Naturaliste canadien*, 102: 783-802.
- Payette, S. et Filion, L., 1993a. Holocene water-level fluctuations of a subarctic lake at the tree line in northern Québec. *Boreas*, 22: 7-14.
- Payette, S. et Filion, L., 1993b. Origin and significance of subarctic patchy podzolic soils and paleosols. *Arctic and Alpine Research*, 25: 267-276.
- Payette, S., Filion, L., Gauthier, L. et Boutin, Y., 1985. Secular climate change in old-growth tree-line vegetation of northern Quebec. *Nature*, 315: 135-138.
- Protz, R., Ross, G. J., Martini, I. P. et Terasmae, J., 1984. Rate of podzolic soil formation near Hudson Bay, Ontario. *Canadian Journal of Soil Science*, 64: 31-49.
- Reimer, P., 2005. Marine reservoir correction database. Disponible en ligne à <http://calib.qub.ac.uk/marine/>, page consultée le 21 avril 2006.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1029-1058.
- Stork, A., 1963. Plant immigration in front of retreating glaciers, with examples from the Kebnekajse area, Northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 45A: 1-21.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. et Spurk, M., 1998. IntCal98 Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40: 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Reimer, R., 2005. CALIB 5.0.1. Disponible en ligne à <http://www.calib.org>, page consultée le 21 avril 2006.
- Telford, R.J., Heegaard, E. et Birks, H.J.B., 2004. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene*, 14: 296-298.
- Ugolini, F.C., 1986. Pedogenic zonation in the well-drained soils of the arctic regions. *Quaternary Research*, 26: 100-120.
- Ugolini, F.C., Stoner, M.G. et Marrett, D.J., 1987. Arctic pedogenesis: 1. Evidence for contemporary podzolization. *Soil Science*, 144: 90-100.
- Viereck, L.A., 1966. Plant succession and soil development on gravel outwash of the Muldrow Glacier, Alaska. *Ecological Monographs*, 36: 181-199.
- Viereck, L.A., 1970. Forest succession and soil development adjacent to the Chena River in interior Alaska. *Arctic and Alpine Research*, 2: 1-26.

- Vreeken, W.J., 1975. Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history. *Journal of Soil Science*, 26 : 378-394.
- Walker, A.L., 1983. The effects of magnetite on oxalate- and ditionite-extractable iron. *Soil Science Society of America Journal*, 47 : 1022-1026.
- Walkley, A. et Black, I.A., 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37 : 29-37.
- Wang, C., 1990. The Canadian approach to identifying the spodic horizon, p. 387-394. *In* J.M. Kimble et R.D. Yeck, édit., Fifth international soil correlation meeting (ISCOM V) : characterization, classification, and utilisation of Spodosols. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Lincoln.
- Wang, Y. et Hsieh, Y.P., 2002. Uncertainties and novel prospects in the study of the soil carbon dynamics. *Chemosphere*, 49 : 791-804.
- Wells, S.G. et Harvey, A.M., 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98 : 182-198.
- Woodcock, J.R., 1960. Geology of the Richmond Gulf area, New Quebec. *Proceedings of the Geological Association of Canada*, 12 : 21-39.