

RP 2019-01

Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 24M05 à 24M08, 25D06, 25D07, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08), péninsule d'Ungava

Documents complémentaires

Additional Files



Licence

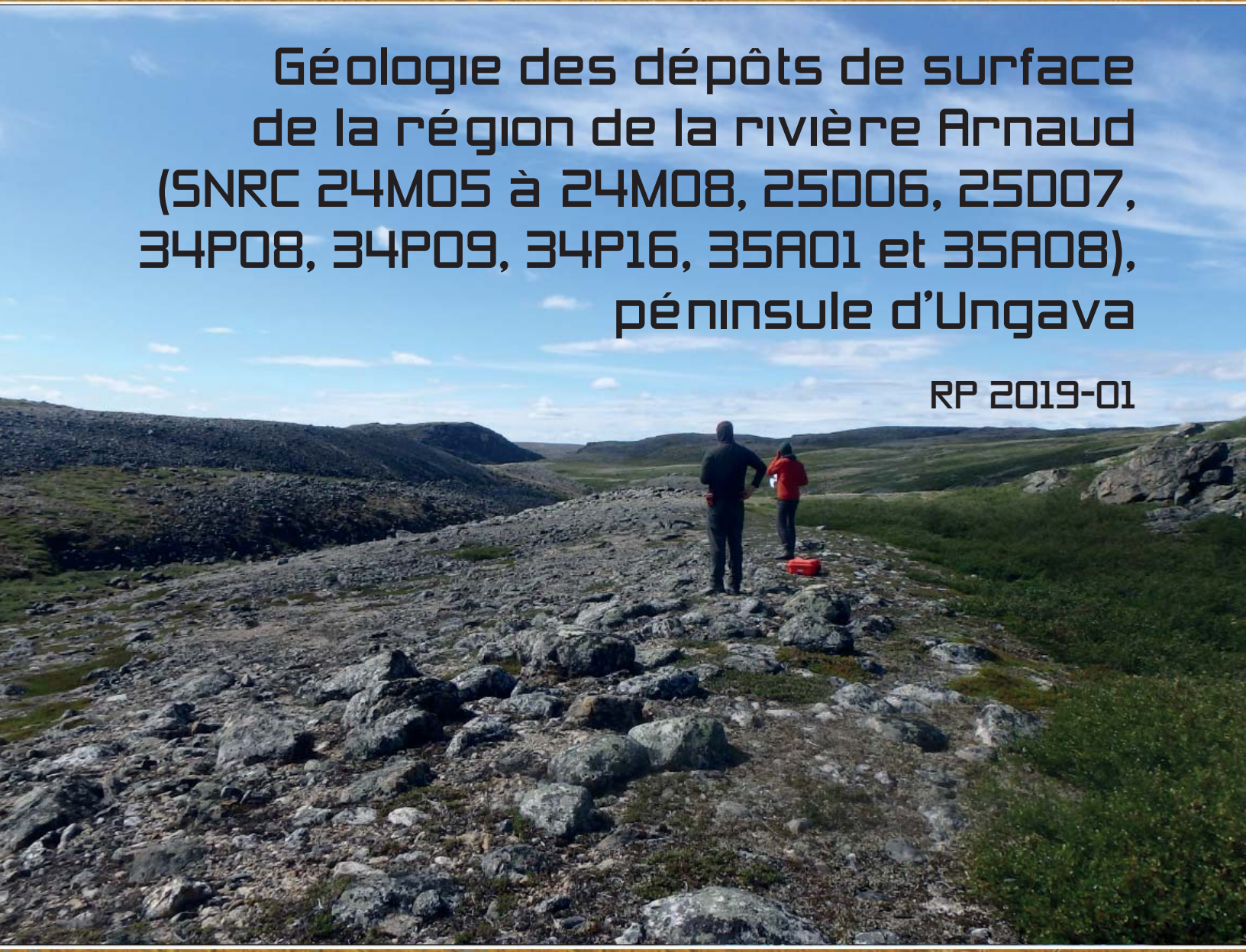


Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



**Géologie des dépôts de surface
de la région de la rivière Arnaud
(SNRC 24M05 à 24M08, 25006, 25007,
34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08),
péninsule d'Ungava**

RP 2019-01

Hugo Dubé-Loubert

Québec 

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Alain Dumas

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Andrea Amortegui

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Robert Thériault, géo.

Lecture critique

Olivier Lamarche, géo.

Auteurs

Hugo Dubé-Loubert, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Photo de couverture : exemple des dépôts associés à une ligne de rivage glaciolacustre.

Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 24M05 à 24M08, 25D06, 25D07, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08), péninsule d'Ungava

Hugo Dubé-Loubert¹

RP 2019-01

Résumé

Le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) a réalisé au cours de l'été 2018 une étude des dépôts de surface dans la région de la rivière Arnaud (feuilles SNRC 24M05 à 24M08, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08) comprenant un levé cartographique des dépôts quaternaires et l'échantillonnage des sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (esker). L'échantillonnage des feuilles 25D06 et 25D07 cartographiés en 2017 a également été complété à cette occasion.

Le secteur à l'étude se trouve à proximité du dôme de glace associé à la Ligne de partage glaciaire de Payne et de la zone d'influence du courant de glace de la rivière Arnaud. L'évolution, la migration et l'activité de ces entités au cours du dernier cycle glaciaire ont grandement influencé la distribution des dépôts et des formes de surface qui leur sont associées. De plus, la vallée de la rivière Arnaud a connu l'invasion marine postglaciaire de la Mer d'Iberville marquée par la construction de plusieurs terrasses et de deltas ainsi que par le remaniement des sédiments préexistants. Ces événements ont favorisé la mise en place d'une épaisseur considérable de sédiments quaternaires qui masquent par endroits le roc sous-jacent et qui constituent un frein à l'exploration minérale.

La cartographie des dépôts de surface, l'étude des marques d'érosion glaciaire et les résultats des analyses géochimiques et minéralogiques permettent de pallier le manque d'exposition du socle rocheux et de mieux évaluer le potentiel minéral régional. Ce rapport traite des dépôts de surface et de la dynamique glaciaire. Les résultats de la prospection glaciocédimentaire feront l'objet d'une publication subséquente.

Le secteur de la rivière Arnaud se trouve essentiellement dans la Province géologique du Supérieur. Seule l'extrémité sud-est du feuillet 24M08 expose les roches de la Province de Churchill. La partie nord-ouest de la région d'étude est caractérisée par de vastes zones de felsenmeer et des crêtes rocheuses gélifractées. Dans la partie sud-ouest, la surface est caractérisée par une mince couverture diamictique bosselée. Dans ces deux zones, l'épaisseur de dépôts meubles est relativement faible et les formes de surface relèvent d'une dynamique glaciaire très peu active. Dans la portion sud-est, on reconnaît quelques zones de till continu et fuselé entrecoupées de corridors fluvioglaciaires et de zones de décrépitude. De façon générale, l'épaisseur des dépôts dans ce dernier secteur est relativement importante en comparaison de ce qui est observé dans la partie ouest. Les caractéristiques qui distinguent les parties orientale et occidentale du terrain peuvent aussi se traduire par une variation des distances de transport glaciaire.

¹- Géologie Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Description et objectifs du projet.....	5
Localisation et accès.....	5
Cadre physiographique	5
Géologie du socle	5
Réseau hydrographique	5
Zone bioclimatique.....	5
Remerciements	5
TRAVAUX ANTÉRIEURS : DYNAMIQUE ET SÉQUENCE D'ÉCOULEMENTS GLACIAIRES DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA.....	6
Déglaciation : retrait de la marge glaciaire et invasion marine postglaciaire	6
MÉTHODE DE TRAVAIL	7
RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES.....	7
Description des unités morphosédimentaires.....	7
Sédiments glaciaires et morphologies associées.....	7
Sédiments fluvioglaciaires et morphologies associées.....	8
Sédiments glaciolacustres et morphologies associées.....	9
Sédiments glaciomarins et morphologies associées.....	9
Sédiments postglaciaires	10
Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés.....	10
Transport glaciaire et fluvioglaciaire relatif.....	10
CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR	11
RÉFÉRENCES	11
FIGURES.....	13
PHOTOGRAPHIES.....	19

INTRODUCTION

Description et objectifs du projet

Ce levé quaternaire réalisé par le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) dans la région de la rivière Arnaud s'inscrit dans le cadre d'un programme d'acquisition de connaissances géoscientifiques et de mise en valeur du potentiel minéral de la région à l'ouest de la baie d'Ungava. L'été 2018 a été consacré à la poursuite vers le sud et l'ouest des travaux entrepris en 2017 dans ce secteur (Dubé-Loubert *et al.*, 2019). La cartographie des dépôts de surface a couvert les feuillets 24M05 à 24M08, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08 (figure 1). De plus, l'échantillonnage des feuillets 25D06 et 25D07, cartographiés en 2017, a été complété.

Un inventaire des marques d'érosion glaciaire a été entrepris afin de définir la séquence des écoulements glaciaires dans la région. Les travaux de cartographie ont permis de mieux comprendre et caractériser les divers événements survenus au cours du dernier cycle glaciaire et de la déglaciation subséquente. Les données présentées dans ce rapport traitent des résultats de la cartographie et de l'étude de la dynamique glaciaire du secteur couvert en 2018. Les données analytiques recueillies dans le cadre de cette étude (géochimie, analyse des minéraux indicateurs des sédiments glaciaires et fluvioglaciaires, etc.) seront publiées dans un document distinct.

Localisation et accès

La région à l'étude couvre neuf feuillets SNRC à l'échelle 1/50 000 représentant une superficie d'environ 7900 km² (figure 1). Elle représente l'extension ouest et sud de la zone couverte lors de la campagne de terrain de 2017. Le camp de base était situé au *Payne River Fishing Camp*, appartenant à *Arctic Adventures*, à environ 35 km à l'ouest de la communauté de Kangirsuk (figure 1). Le transport du personnel sur le terrain s'effectuait en hélicoptère. Le ravitaillement en carburant et en nourriture s'est effectué à partir de l'aéroport de Kangirsuk.

Cadre physiographique

La région à l'étude est située dans la région physiographique du Plateau de Larch (Bostock, 1970) et est limitée au nord par les monts de Puvirnituk. Ce plateau légèrement ondulé et incliné vers le SE s'étend de la baie d'Ungava à l'est jusqu'à la baie d'Hudson (figure 1). La topographie dépasse rarement 400 m d'élévation et les escarpements les plus importants correspondent aux falaises bordant la vallée de la rivière Arnaud. La physiographie de la région a été façonnée lors du dernier cycle glaciaire et de l'épisode de déglaciation subséquente. La Mer d'Iberville, qui a envahi les principales vallées des rivières débouchant sur la baie

d'Ungava durant la déglaciation, a laissé d'importants dépôts sédimentaires.

Géologie du socle

Les unités formant le socle rocheux de la région de la rivière Arnaud se sont mises en place au Mésoarchéen et au Néoarchéen. Cette région se trouve en majeure partie dans la Sous-province de Minto, une sous-province de nature essentiellement plutonique appartenant à la Province du Supérieur (Simard *et al.*, 2008; figure 2a). Seule l'extrémité sud-est du feuillet 24M08 expose les roches sédimentaires paléoprotozoïques de la Province de Churchill.

Le Minto est principalement composé de roches ignées de composition felsique à ultramafique recoupées en plusieurs endroits par des dykes de diabase protozoïques pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Il est divisé en sept grands domaines lithotectoniques comprenant le Domaine de Douglas-Harbour, un imposant complexe de tonalite-trondhjémite-granodiorite qui constitue l'essentiel du socle rocheux du secteur d'intérêt (MERN, 2018a; figure 2b). Le Douglas-Harbour renferme plusieurs lambeaux de ceintures volcano-sédimentaires regroupés dans le Complexe d'Arnaud. Cette unité supracrustale regroupe des volcanites mafiques et, en moindre proportion, des intrusions ultramafiques (MERN, 2018b; figure 2b). Le potentiel minéral de ces ceintures est encore peu connu, mais on assume qu'elles seraient favorables à la présence de minéralisations polymétalliques (Cu, Au, Ag, Zn et Pb; Madore *et al.*, 2001).

Réseau hydrographique

La région à l'étude possède un réseau hydrographique relativement bien développé qui comprend la rivière Arnaud et ses affluents, notamment les rivières Vachon, Lestage et Hamelin (figure 3). Les lacs de petites dimensions sont nombreux et sont associés à des bassins versants de faible superficie.

Zone bioclimatique

Selon la classification du ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs (2013), la région à l'étude chevauche deux domaines bioclimatiques, soit la toundra arctique arbustive et la toundra arctique herbacée. Le couvert végétal est constitué en grande partie de mousses et de lichens et ne dépasse pas quelques mètres de hauteur. Les conditions du pergélisol évoluent de discontinu à continu du sud vers le nord et des formes de terrain associées à l'activité périglaciaire sont visibles dans les zones de sol gelé en permanence.

Remerciements

Nous tenons à remercier les nombreuses personnes ayant pris part, de près ou de loin, à ce projet. Un merci

tout particulier aux aides-géologues qui ont participé à la réalisation des travaux de terrain (Claudie Lefebvre-Fortier et Marc-Antoine Lévesque), au pilote d'hélicoptère (Daniel Boisvert) et au mécanicien (Neil Jeddore). Sans oublier la haute-voltige culinaire et les bons soins quotidiens de Paméla Fournier, notre cuisinière et femme de camp! Merci à Olivier Lamarche pour ses commentaires lors de la lecture critique. Finalement, nous aimerions souligner la qualité du travail de Kathleen O'Brien et de toute l'équipe de la Direction de l'information géologique pour leur soutien géomatique et l'édition des cartes.

TRAVAUX ANTÉRIEURS : DYNAMIQUE ET SÉQUENCE D'ÉCOULEMENTS GLACIAIRES DE LA PÉNINSULE D'UNGAVA

La géomorphologie du Nord québécois est caractérisée par deux importants ensembles de formes glaciaires et de déglaciation (figure 3a) ainsi que par un système complexe de lignes de partage glaciaire. Dans le secteur de Caniapiscau et plus au sud, un premier ensemble est caractérisé par des formes glaciaires et des eskers témoignant d'un écoulement radial orienté vers le sud, l'est et l'ouest à partir de la position présumée de la Ligne de partage glaciaire de Payne (figure 3a). Au nord de ce secteur, cet ensemble est tronqué par un important système géomorphologique convergeant vers la baie d'Ungava (figure 3a). La limite entre ces deux ensembles forme une zone courbe bien définie communément appelée *Horseshoe Unconformity* (Hughes, 1964; Drummond, 1965; Clark *et al.*, 2000).

La géologie de surface de la péninsule d'Ungava est marquée par une zonation symétrique des ensembles morphosédimentaires du centre vers la bordure de celle-ci (Gray et Lauriol, 1985). La partie centrale de la péninsule se distingue par une couche de matériel diamictique non orienté, riche en blocs. De part et d'autre de cette région, les dépôts sont caractérisés par des zones de roc affleurant couvert par endroits de minces couches de dépôt glaciaire. Ces zones de till mince passent latéralement à des zones de till en couverture continue remodelées par les écoulements. La distribution de ces différents types de dépôts témoignerait d'un écoulement radial à partir de la position présumée d'un dôme de dispersion glaciaire situé au centre de la péninsule (Gray et Lauriol, 1985) désigné comme le « Centre de dispersion de Payne » par Daigneault (2008). L'évolution et la migration des lignes de partage ainsi que les conditions sous-glaciaires associées sont généralement invoquées pour expliquer la zonalité des formes de terrain d'un secteur donné (Sugden et John, 1976; Aylsworth et Shilts, 1989; Boulton et Clark, 1990; Kleman, 1994). En effet, les conditions d'équilibre de la glace indiquent que la vitesse d'écoulement sous un dôme de dispersion est très

basse ou nulle sur une distance de près de 100 km de part et d'autre d'une ligne de partage (Sugden et John, 1976). De plus, Kleman (1994) a montré que les zones localisées sous une ligne de partage glaciaire sont caractérisées par des conditions sous-glaciaires à base froide (non hydratées) montrant très peu de glissement basal. Dans ces conditions, l'écoulement glaciaire se fait uniquement par déformation interne et sa faible vitesse diminue grandement la capacité érosive du glacier. Ces zones sont donc caractérisées par une faible production de sédiment, des phénomènes de gélifraction et des formes de surface non orientées. En périphérie des centres de dispersion, les conditions sous-glaciaires hydratées favorisent l'écoulement de la glace, une production plus importante de matériel sédimentaire et la formation de formes orientées (Kleman, 1994).

Très peu de travaux ont décrit la séquence des écoulements glaciaires dans la région à l'étude. Lauriol (1982) a répertorié des mouvements orientés à 060° dans la partie sud-est de la zone d'étude, au sud de la vallée de la rivière Arnaud. Ce même secteur est l'hôte d'un important corridor de formes fuselées résultant de l'activité du courant de glace de la rivière Arnaud (CGRA; Margold *et al.*, 2015; Hébert *et al.*, 2017). En outre, un mouvement plus ancien vers l'ESE (098°) a été observé à l'embouchure de la rivière Arnaud (Lauriol, 1982).

Déglaciation : retrait de la marge glaciaire et invasion marine postglaciaire

Les grandes étapes de la déglaciation de la péninsule d'Ungava ont été peu étudiées malgré l'apparente complexité du secteur. Cette région a été l'hôte de nombreux lacs de barrage glaciaires localisés dans les vallées des principales rivières (Lac Nantais, Lac Payne, Lac Minto, etc.; Lauriol et Gray, 1983; Gray *et al.*, 1993; Dubé-Loubert *et al.*, 2018). L'existence de ces lacs et leur intégration dans l'histoire glaciaire et les reconstructions paléogéographiques du secteur Labrador ont toujours posé problème (Clark *et al.*, 2000), notamment en relation avec la limite du *Horseshoe Unconformity*. L'évolution et le drainage de ces lacs sont intimement liés à l'évolution de retrait de la marge glaciaire. Une meilleure compréhension de la déglaciation du secteur permettra donc de préciser l'historique de ces plans d'eau et vice versa.

Storrar *et al.* (2013) ont réalisé un inventaire exhaustif des eskers du territoire canadien et ont regroupé ceux présents dans la péninsule d'Ungava en deux grands ensembles :

- les eskers orientés plus ou moins E-W situés à l'ouest de la position présumée de la Ligne de partage de Payne et qui témoignent du retrait de la marge glaciaire de l'ouest (baie d'Hudson) vers l'est;
- les eskers orientés E-W situés à l'est de cette ligne de partage et qui indiquent un retrait de l'est (baie d'Ungava) vers l'ouest.

La présence des lacs proglaciaires au cœur de la péninsule d'Ungava implique une dichotomie dans la vitesse de recul de la marge glaciaire afin de permettre l'accumulation des eaux de fonte dans les bassins des lacs se drainant vers l'est. En effet, l'existence de ces plans d'eau implique un retrait rapide de la marge glaciaire à l'ouest, depuis la baie d'Hudson jusqu'à la ligne de partage des eaux, et un retrait plus lent depuis la baie d'Ungava à l'est permettant d'endiguer les eaux de fonte (Gray et Lauriol, 1985).

L'invasion de la Mer d'Iberville a succédé au retrait de la marge glaciaire. Près de l'embouchure de la rivière Arnaud sur la baie d'Ungava, la limite marine maximale mesurée à partir des deltas glaciomarins varie entre 131 et 140 m d'élévation (Lauriol, 1982). Plus en amont, dans la vallée de l'Arnaud, les limites de délavage indiquent que la limite marine s'élevait entre 110 et 125 m (Lauriol, 1982). Les analyses du ^{14}C de coquillages permettent de dater l'invasion marine dans cette vallée autour de 7360 ± 170 ka cal. B.P. (Gray *et al.*, 1980; âge calibré avec le programme Calib version 7.1).

MÉTHODE DE TRAVAIL

Une photo-interprétation préalable à la campagne de terrain a été effectuée afin de produire une version préliminaire de la distribution des dépôts de surface et de déterminer les zones favorables à la cueillette d'échantillons.

La cartographie des dépôts et de la morphologie de surface a été réalisée à partir d'un ensemble fragmentaire de photographies aériennes à l'échelle 1/40 000 et d'une couverture complète d'images satellitaires Rapideye (résolution de 5 m). Près de 185 sites d'observation ont été visités. Les descriptions sédimentologiques (genèse, faciès primaire, secondaire et tertiaire, structures linéaires, etc.) et géomorphologiques ont été faites pour chacun des sites d'échantillonnage (till et esker) à l'aide de la géofiche du Quaternaire.

Au total, 102 échantillons de till et 82 échantillons d'esker ont été prélevés au cours de l'été 2018 (figure 3b). La matrice fine des échantillons de till sera analysée pour les éléments majeurs, en traces et d'intérêt économique, alors que tous les échantillons de till et d'esker seront éventuellement traités pour en extraire les minéraux indicateurs. Les résultats de ces analyses feront l'objet d'une publication future.

Une photo-interprétation finale a permis de corroborer les observations de terrain et de produire une carte des dépôts de surface et des grands ensembles morphologiques (carte hors texte). Cette information est offerte dans la base de données du SIGÉOM sous l'onglet « Géologie du Quaternaire » (<http://siggeom.mines.gouv.qc.ca>).

RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Description des unités morphosédimentaires

Le secteur à l'étude se trouve à proximité de la Ligne de partage glaciaire de Payne (Daigneault, 2008) dont l'évolution a profondément influencé la distribution et la nature des dépôts quaternaires. Les unités cartographiées décrites dans cette section témoignent de conditions sous-glaciaires et postglaciaires variables se traduisant par un agencement complexe de formes de terrain.

Sédiments glaciaires et morphologies associées

Le till de surface (**Tc** pour till en couverture continue; carte hors texte) est de composition relativement homogène dans toute la région d'étude. Le till contient des clastes millimétriques à décimétriques, anguleux à subanguleux, qui flottent généralement dans une matrice grisâtre composée de silt, de sable et d'un peu d'argile (photo 1). Les zones montrant une épaisseur de dépôt glaciaire importante sont relativement rares et sont principalement localisées dans la partie est du secteur à l'étude. Le till en couverture mince et discontinue (**Tm**), d'une épaisseur inférieure à 1 mètre, renferme des clastes anguleux et généralement monogéniques. L'abondance de blocs en surface est aussi caractéristique de ces zones de till. Dans le cadre de ce levé, les zones étiquetées comme till mince l'ont été en fonction essentiellement de l'épaisseur des dépôts et non du caractère génétique de ceux-ci. Ainsi, ces zones peuvent comprendre également des tills d'ablation, de fond ou même quelques petites étendues de felsenmeer montrant une couverture de dépôts meubles inférieure à 1 m.

La portion sud-ouest de la région à l'étude est caractérisée par une mince couverture sédimentaire et par une alternance de zones de roc affleurant (**R**), de zones de till mince (**Tm**) et de zones de till bosselé (**Tb**). Les zones de till bosselé se distinguent par la présence d'essaims de moraines mame-lonnées (*hummocky*). Ce type de dépôt, lié au morcellement d'une masse de glace ayant fondu sur place (photo 2), montre une matrice plus grossière (sableuse) que celle du till régional. À la différence du till de fusion (**Tf**) qui est marqué par une proportion importante de blocs généralement jointifs et dont la surface ne montre aucune structure définie, les zones de till bosselé présentent une topographie en crêtes et en creux irrégulièrement espacés (photo 2). La nature sableuse de la matrice de ces deux types de dépôts (**Tf** et **Tb**) est par contre assez semblable.

La partie orientale de la région montre des corridors de till en couverture continue et fuselée (**Ts**) caractérisés par des drumlins et des traînées morainiques derrière abri (*crag-and-tail*) de direction NE (photo 3b). Ces zones sont par endroits recoupées par des essaims épars de moraines de Rogen (photo 3a), regroupés sous l'étiquette till côtélé (**To**).

L'orientation générale des formes fuselées et des traînées morainiques est d'environ 060°. Ces formes et les dépôts associés semblent être étroitement liés au courant de glace cartographié au cours de l'été 2017 désigné comme le Courant de glace de la rivière Arnaud (CGRA).

La limite méridionale de ce courant de glace est mal définie et diffuse. En effet, cette limite apparente semble plutôt un artefact associé soit à la présence de hauts topographiques qui ont limité ou contrôlé la signature morphologique du courant de glace, soit à des processus de remaniement (glaciomarin, fluvioglacière, etc.) ayant oblitéré son empreinte. L'existence de formes orientées témoignant d'un écoulement glaciaire de même direction semble se poursuivre vers le sud, au-delà du secteur à l'étude. À l'est, la netteté des formes fuselées est altérée à proximité de la baie d'Ungava en raison du remaniement des dépôts de surface dû l'action des vagues de la Mer d'Iberville.

La partie nord-ouest du territoire cartographié comprend des zones de felsenmeer (**Qf**) dont la superficie atteint localement plusieurs kilomètres carrés (photos 4a, 4b et 4c). Ces zones sont formées essentiellement de blocs métriques jointifs, monogéniques ou polygéniques, avec par endroits des poches de matrice altérée (photo 4a). Les affleurements rocheux en périphérie et au cœur de ces zones sont gélifracés (photo 4b) et leur surface présente des marmites d'altération (*weathering pits*; photo 4d). Ces îlots sont l'équivalent des terrains sans modelé glaciaire cartographiés par Gray et Lauriol (1985) et soulignent l'existence de conditions de glace à base froide plus ou moins durables et intenses au cours des derniers cycles glaciaires.

Finalement, certaines aires de till ont été remaniées par les eaux de fonte glaciaire, par l'action littorale de lacs glaciaires ou encore par l'invasion marine postglaciaire. Ces zones ont été cartographiées respectivement comme des tills délavés (**Td**), des tills remaniés en couverture continue (**Tr**) ou encore comme des tills remaniés en couverture discontinue (**Trm**). Elles sont situées essentiellement près des corridors fluvioglaciers ou des secteurs chenalisés (till délavé), dans la région du lac Tasialujuaq (till remanié par un lac glaciaire) et dans la partie de la région d'étude qui a été envahie par la Mer d'Iberville, à l'ouest de la baie d'Ungava (till remanié par la mer postglaciaire).

Sédiments fluvioglaciers et morphologies associées

Dans la région à l'étude, les corridors fluvioglaciers (**Gx**) sont généralement orientés E-W, ce qui semble indiquer un retrait de la marge glaciaire de l'est vers l'ouest (figure 4a). Au sein de ces corridors, les eskers sont discontinus et de dimension variable. Ils sont caractérisés par des crêtes kilométriques plus ou moins arrondies et ont en moyenne une hauteur de 5 à 10 m et une largeur de 15 à 20 m (photo 5a). Certains contiennent un grand nombre de blocs délestés en surface; d'autres montrent un horizon B oxydé développé sur près de 50 cm (photo 5b). Les eskers

sont constitués de sédiment sablo-graveleux avec quelques cailloux arrondis et imbriqués par endroits.

Les terrains de type felsenmeer décrits précédemment sont associés à une semelle glaciaire gelée qui a limité la capacité érosive du glacier. Ces conditions sous-glaciaires sont donc propices à la préservation des morphologies reliques, mais également aux processus de gélifraction et d'altération. Ces terrains sont traversés par des corridors de matériel fluvioglacière qui soulignent le retrait d'une marge glaciaire caractérisée par des conditions de glace à base hydratée. La relation entre ces deux ensembles morphosédimentaires démontre un changement des conditions thermiques à la base du glacier et semble indiquer une évolution de l'environnement sous-glaciaire au cours du Wisconsinien (évolution polythermale?).

Dans la partie est de la région à l'étude, à proximité des formes associées à l'activité du CGRA, les sédiments juxtaglaciaires (**Gx**) alternent avec les sédiments d'épannage subaquatique (**Gs**). Ces derniers sont caractérisés par une succession de lits subhorizontaux composés de sables grossiers graveleux et de sables moyens formant des bancs à surface plane. Les corridors fluvioglaciers E-W coupent les traînées morainiques et les drumlinoïdes NE-SW selon un angle relativement prononcé. Cette particularité pourrait être liée à un changement de configuration de la calotte entre les périodes de crues glaciaires qui ont nourri le courant de glace et l'épisode final de déglaciation, ou du moins soulignent une mise en place asynchrone de ces formes glaciaires.

Sur la rive nord de la rivière Arnaud, un corridor de matériel juxtaglaciaire chaotique associé à des zones de roc lessivé, des crêtes morainiques mineures et une convergence de chenaux glaciaires de direction grossièrement N-S semblent marquer l'ouverture de la calotte résiduelle dans l'axe de la vallée (zone 1, figure 4a). Au nord de cette vallée, les felsenmeers dominant, alors qu'au sud de cette ligne, des chenaux s'écoulant vers le nord convergent vers la vallée et ont nourri des deltas glaciomarins (**MGd**) débouchant dans la Mer d'Iberville. Ces chenaux semblent avoir capturé et dévié une partie des eaux de fonte provenant des corridors fluvioglaciers E-W dans les creux topographiques occupés par les tributaires de la rivière Arnaud (photo 6). La présence de ces chenaux suggère également une ouverture du couvert glaciaire dans l'axe de la vallée de l'Arnaud.

Les terrains au sud de la rivière Arnaud sont essentiellement caractérisés par une mince couverture de till, du till remanié et des zones de roc affleurant. Ce changement dans la nature des dépôts quaternaires au pourtour de la vallée de la rivière Arnaud pourrait être causé, du moins en partie, par les variations topographiques dans ce secteur. En effet, la vallée de l'Arnaud marque la limite sud des hauts plateaux caractéristiques du centre de la péninsule d'Ungava (monts de Puvirnituk, figure 1). Ces reliefs semblent avoir favorisé des conditions sous-glaciaires à base froide ou très peu dynamique au cours du dernier cycle glaciaire comme le suggère la présence de zones de felsenmeer. Le territoire

au sud de l'Arnaud forme un plan légèrement incliné vers la baie d'Ungava incisé par des vallées secondaires N-S perpendiculaires au tracé de la rivière. La partie occidentale de ce secteur se distingue par une mince couche de matériel glaciaire, décrit précédemment, et sa partie orientale par des zones de till continu fuselé par l'activité du CGRA.

Plusieurs chenaux de fonte glaciaire ont été cartographiés dans la région d'étude, notamment au nord de la rivière Arnaud, dans les feuillets 35A01 et 35A08. Pour la plupart, ce sont des chenaux sous-glaciaires E-W de type Nye mis en place dans l'axe des corridors fluvioglaciaires (figure 4b). Ces chenaux alternent généralement avec des sections de crêtes fluvioglaciaires et marquent une déflexion du drainage des eaux de fonte dans les dépressions topographiques (vallées des rivières Lestage, Leridon et Vachon). Le fait que certains de ces chenaux fluvioglaciaires traversent des terrains de felsenmeer suggère l'existence durant le dernier cycle glaciaire de conditions sous-glaciaires polythermales.

Sédiments glaciolacustres et morphologies associées

L'obstruction par la glace du drainage des rivières s'écoulant naturellement vers la baie d'Ungava a permis l'accumulation d'eau de fonte et le développement de lacs proglaciaires (Lauriol et Gray, 1983; Gray *et al.*, 1993). Dans les vallées des rivières Leridon, Vachon et Lestage, des unités glaciolacustres associées à des lacs de barrage glaciaire éphémères ont été cartographiées. Les sédiments littoraux (**LGb**) se présentent sous la forme de zones de till lessivé et de roc ou de terrasses glaciolacustres. De petits deltas perchés ont aussi été observés sur le terrain (**LGd**), mais un seul possède une taille suffisamment importante pour figurer sur la carte. Les terrasses ou les lignes de rivage de ces lacs de barrage ont été construites à flanc de colline, dans des sédiments glaciaires (photo 7a). Le lessivage du till sous l'action des vagues a mis au jour des zones de roc qui marquent la limite supérieure de délavage du till (*washing limit*). En contrebas, le till remanié forme des plateaux discontinus horizontaux de 5 à 10 mètres de largeur que l'on peut suivre par endroits sur quelques centaines de mètres (photo 7b). Étant donné le faible développement de ces constructions glaciolacustres, ces lacs ne semblent pas avoir eu une existence très longue. Au sud de la rivière Arnaud, dans le bassin versant du lac Tasialujjuaq, une importante superficie de till remanié associée à quelques lignes de rivage très peu développées semble démontrer la présence d'un lac de barrage lors de la déglaciation. Aucune mention d'un tel plan d'eau n'existe dans la littérature et, en raison du manque de données et des rares évidences recueillies dans le cadre de ce projet, son existence demeure hypothétique.

Des chenaux déversoirs, qui témoignent d'un changement de niveau d'eau entre deux phases glaciolacustres, ont été cartographiés dans la partie amont du bassin versant de

la rivière Lestage et à proximité de la vallée des rivières Vachon et Leridon. Ces chenaux de quelques mètres de profondeur et de largeur ont surcreusé le till ou le soubassement rocheux et sont parfois associés à la mise en place de petites constructions deltaïques.

Sédiments glaciomarins et morphologies associées

À la suite du retrait de la marge glaciaire de la côte de la baie d'Ungava, la Mer d'Iberville a envahi les parties basses de la région. Les constructions associées à l'invasion marine sont restreintes à la vallée de la rivière Arnaud et dans la partie sud-est du secteur à l'étude.

Dans la vallée de la rivière Arnaud, l'élévation maximale atteinte par la Mer d'Iberville coïncide avec la limite de battement des vagues. Les eaux marines y ont complètement lessivé les sédiments glaciaires, jusqu'à mettre à nu le socle rocheux sous-jacent (photo 8a). Cette limite de délavage peut être suivie latéralement sur plusieurs dizaines de kilomètres. Elle est mieux définie sur le versant sud de la vallée, probablement à cause de la quantité plus importante de sédiments sur cette rive (Lauriol, 1982) ou en raison de la présence d'une marge glaciaire sur le versant nord. Les terrasses marines (**MGb**, photo 8a) et les deltas (**MGd**, photos 8a et 8b) présents le long de la rive sud de la rivière Arnaud témoignent d'importants épisodes de stabilité du niveau de la Mer d'Iberville.

À l'extérieur de la vallée de la rivière Arnaud, dans la partie sud-est de la région d'étude, les formes fuselées associées à l'activité du CGRA ont été façonnées par l'action des vagues. Certaines formes fuselées présentent un gradin d'érosion glaciomarin sur leur versant sud. Les secteurs fortement remaniés et les zones sableuses associées à l'invasion marine ont été cartographiés comme des dépôts littoraux (**MGb**). Quant aux dépôts silto-argileux observés à proximité de la baie d'Ungava, ils sont associés à des faciès marins distaux (**MGa**).

L'altitude maximale atteinte par la Mer d'Iberville lors de l'épisode de transgression varie dans le secteur à l'étude. En amont de la vallée de la rivière Arnaud, la limite maximale serait d'environ 115 m, alors que dans la partie SE du secteur, elle s'élève à environ 140 m. Le délavage associé au battement des vagues, tout comme la construction de gradins d'érosion, est fonction de plusieurs facteurs comme l'orientation des vents dominants, la présence ou l'absence de matériaux meubles et l'amplitude des marées. Dans le secteur d'Aupaluk, Lauriol (1982) a noté une différence d'altitude de 6 m sur une même colline entre le versant soumis à l'action directe des vagues et celui subissant uniquement l'effet des vagues réfléchies. Les variations de la limite marine peuvent donc être en partie attribuables à des facteurs locaux plutôt que liées uniquement au gauchissement isostatique.

Sédiments postglaciaires

La déglaciation du territoire s'est terminée vers 6000 ans BP (Dyke et Prest, 1987). La reprise du drainage normal a déposé des séquences alluvionnaires (**Ap**) composées de sable, de silt sableux, de gravier et de matière organique disséminée formant des plaines, des levées et des barres alluviales. Les dépôts associés aux plans d'eau lacustres ont été cartographiés comme des sédiments lacustres non différenciés (**L**). Ces sédiments comprennent des sables et des graviers littoraux, pré-littoraux et deltaïques ainsi que des sédiments fins d'eau profonde.

À la suite de la fonte des dernières masses de glace résiduelle et de l'exhumation subséquente du territoire, des complexes organiques (**O**) se sont développés dans les zones mal drainées. La rivière Arnaud et certains de ses tributaires coulent dans des vallées relativement encaissées. Par endroits, les escarpements rocheux ont subi des phénomènes de gélifraction engendrant des colluvions (**Ce**). Ces dépôts forment des cônes ou des tabliers de cailloux et de blocs anguleux au pied des falaises.

Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés

L'inventaire des marques d'érosion glaciaire et l'orientation des formes macroscopiques de terrain ont permis de dresser les grandes lignes de la séquence des écoulements glaciaires. Dans la partie ouest du terrain, la piètre qualité des affleurements et la nature intrusive du substratum rocheux expliquent la rareté des marques d'érosion. De plus, la région située au nord de la rivière Arnaud est caractérisée par des terrains de felsenmeer qui ne sont pas favorables à la mesure de ces marques (figure 5a). Les affleurements de cette zone sont généralement altérés et gélifractés. Par contre, la préservation du poli glaciaire dans les régions au sud de la vallée de la rivière Arnaud et à l'est du secteur à l'étude a permis de relever une centaine de marques d'érosion glaciaire de bonne qualité (figure 5a).

Les mesures ont été divisées en sous-ensembles en fonction de leur localisation (zones UTM 18 à l'ouest et 19 à l'est) et de leur chronologie afin de construire des diagrammes en rose (figures 5b, 5c, 5d et 5e). L'analyse des marques d'érosion glaciaire (stries glaciaires, cannelures) du secteur d'étude révèle que la plupart d'entre elles sont associées à l'écoulement glaciaire plus récent (figure 5) avec un azimut moyen d'environ 063° (figure 5b) dans la partie ouest, et de 049° à l'est (figure 5d).

Quelques rares sites d'observation ont permis de reconnaître des relations de recoupement entre les marques d'érosion. Dans la partie ouest, le recoupement d'un mouvement ancien ENE (075° à 080°) par un écoulement NE (055° à 058°) a été mis en évidence à trois endroits (figures 5a et 5c). Dans le secteur est, un site présente une situation similaire avec un mouvement précoce ENE (074° à 076°) recoupé par un écoulement plus tardif vers le NE (052°; figures 5a

et 5d). Un second site expose des stries orientées à 074° sur une face protégée (figure 5e). En raison de la configuration de l'affleurement et de la chronologie des stries par rapport au poli glaciaire récent, cette mesure est associée à l'écoulement ancien mentionné précédemment. Les relations de recoupement indiquent que les écoulements anciens observés dans les parties est et ouest du secteur d'étude sont probablement associés à un même événement glaciaire.

Les marques d'érosion mesurées en amont de la zone d'influence du CGRA ne présentent pas toutes une orientation que l'on peut associer à l'activité de ce dernier (limite en jaune, figure 5a). En effet, la plupart des marques d'érosion montrent une orientation différente (azimut moyen de 045°) de celle des formes fuselées associées au CGRA (azimut moyen de 060°), alors que les autres sont parallèles. La majorité de ces mesures proviennent du sommet des crêtes rocheuses les plus élevées, ce qui s'explique par l'absence d'affleurement dans l'axe des corridors de formes fuselées. L'orientation de ces marques témoigne peut-être d'une déflexion du glacier au contact de l'obstacle représenté par une crête rocheuse. Ce phénomène pourrait aussi être le résultat de la convergence glaciaire engendrée par l'activité et l'évolution du CGRA.

Transport glaciaire et fluvioglaciaire relatif

La morphologie des trains de dispersion glaciaire varie en fonction de plusieurs paramètres : la dynamique glaciaire (conditions sous-glaciaires, vitesse d'écoulement, etc.), l'environnement de transport et de déposition (transport sous-glaciaire, supra-glaciaire, etc.) ainsi que la nature des roches sources et des minéraux indicateurs recherchés (McClenaghan et Paulen, 2018). Par exemple, la recherche de la source des grains d'or dans les environnements englacés devrait se limiter à quelques kilomètres, alors que pour les minéraux kimberlitiques, le transport peut dépasser la centaine de kilomètres (Averill, 2015). La signature d'une roche mère dans un sédiment glaciaire s'estompe de façon exponentielle dans les premières dizaines de kilomètres (Shilts, 1976). La cartographie des dépôts de surface et des morphologies associées permet de caractériser l'importance de ce transport.

La figure 6 illustre les distances relatives de transport en fonction des secteurs et des types de dépôts cartographiés. Les dépôts des zones de felsenmeer (figure 6, polygones blancs) sont généralement considérés comme de nature plutôt locale puisque la plupart d'entre eux montrent une signature lithologique monogénique qui indique une genèse *in situ* par une combinaison de processus de gélifraction et d'altération. De ce fait, ces zones donnent un aperçu du substratum rocheux local. Dans le cas des felsenmeers polygéniques, on peut supposer l'existence d'un transport hérité afin d'expliquer la présence de matériel allochtone; ces terrains devraient donc être considérés comme ayant une signature locale à régionale.

Le matériel composant les dépôts fluvioglaciaires (figure 6, polygones orange) est généralement interprété comme ayant subi un transport important, car le bassin de drainage sous-glaciaire ayant nourri le tunnel fluvioglaciaire peut avoir une superficie appréciable. En général, les dépôts fluvioglaciaires donnent un aperçu régional de la nature du socle et, conséquemment, de son potentiel minéral.

Les secteurs ayant été cartographiés comme du till en couverture continue (Te) ont été associés à une dispersion glaciaire modérée de l'ordre de 1 à 10 km, soit une signature locale (figure 6, polygones verts). Finalement, les secteurs qui ont été sous l'influence du CGRA, dont la morphologie de surface témoigne d'une glace très dynamique, présentent un transport important relié à une signature potentiellement régionale (figure 6, polygones turquoise).

La distance relative de transport dans les zones montrant de la décrépitude glaciaire ou formées de till de fusion est plus difficile à estimer. Les sédiments trouvés dans ces zones (figure 6, polygones bleus) sont caractérisés par du matériel lâche, généralement sableux, avec une proportion importante de blocs. Il s'agit essentiellement de sédiments transportés par des mécanismes sous-glaciaire, intraglaciaire ou, plus rarement, supraglaciaire qui ont été délestés à la surface du dépôt lors de la fonte de la masse de glace résiduelle. Les affleurements localisés dans ces zones montrent un poli glaciaire bien développé suggérant une dynamique glaciaire active préalable à la mise en place du matériel de fusion. Ainsi, le transport de ces dépôts est interprété comme plutôt régional (sédiment intraglaciaire délesté) ou, dans une plus faible mesure, locale (sédiments liés à l'érosion sous-glaciaire préalable et subséquentement lessivés).

Des travaux plus détaillés seront nécessaires afin de préciser l'importance du transport subi par les sédiments quaternaires dans les différents terrains du secteur à l'étude. L'obtention de données géochimiques sur la fraction fine de la matrice des tills permettra de développer des indices d'altération comme le *chemical index of alteration* (CIA; Nesbitt et Young, 1982), un outil parfois employé dans les environnements glaciaires afin de caractériser le temps de résidence ou les conditions sous-glaciaires (Roy *et al.*, 2004; Refsnider et Miller, 2010 et 2013) et qui peut être aussi utilisé comme un indicateur relatif de la distance de transport glaciaire.

CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR

La campagne de terrain 2018 comprenait la cartographie du quaternaire et l'échantillonnage des dépôts de surface de neuf feuillets à l'échelle 1/50 000 (feuillets SNRC 24M05 à 24M08, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08) en plus de l'échantillonnage des feuillets 25D06 et 25D07 dont la cartographie avait été réalisée au cours de la campagne de terrain de l'été précédent. Près de 185 sites d'observation

ont été décrits et, lorsque possible, les marques d'érosion glaciaire ont été recensées.

De façon générale, la partie NW de la région limitée au sud par la vallée de la rivière Arnaud est caractérisée par un important couvert de felsenmeer. Dans la partie SW, la couverture sédimentaire est mince et caractérisée par des dépôts diamictiques à la surface bosselée ne montrant aucune morphologie orientée. À l'est, l'épaisseur des sédiments glaciaires est plus importante et la morphologie de surface est marquée par des corridors de formes fuselées et des traînées morainiques témoignant de l'activité du CGRA au cours de la dernière glaciation. Ce secteur a également subi l'invasion de la Mer d'Iberville et le remaniement des sédiments associé.

La qualité médiocre des affleurements et l'absence de poli glaciaire, de même que l'importante couverture de dépôt de felsenmeer dans la partie NW de la région, ont entravé la reconstitution de l'historique des écoulements glaciaires. Néanmoins, la direction des mouvements récents a pu être estimée et varie légèrement entre les secteurs ouest (063°) et est (049°) de la région de la rivière Arnaud. Quelques sites ont permis l'observation de relations de recoupement mettant en évidence un mouvement ancien de direction ENE (070 à 080°) recoupé par les mouvements récents.

Les sédiments fluvioglaciaires sont répartis assez uniformément sur le territoire où ils forment de grands corridors kilométriques continus ou une succession d'eskers à crête discontinue et de dépôts de sédiments d'épandage proglaciaire. Les corridors fluvioglaciaires traversent également les secteurs de felsenmeer laissant croire à l'existence de conditions sous-glaciaires polythermales au cours du dernier cycle glaciaire. Leur orientation générale témoigne d'un retrait de la marge glaciaire de l'est vers l'ouest. Finalement, la cartographie des dépôts et de la morphologie de surface a permis de dépeindre de façon sommaire l'importance du transport glaciaire associé à la nature des différents terrains.

L'interprétation des données géochimiques provenant des échantillons glaciaires et fluvioglaciaires des campagnes de terrain 2017 et 2018, combinée aux résultats sur la dynamique glaciaire présentés ici et dans le rapport de Dubé-Joubert *et al.* (2019) devraient permettre de circonscrire des zones favorables et d'établir des vecteurs d'exploration pour la région à l'étude.

RÉFÉRENCES

- AVERILL, S., 2015 – Basic Indicator Mineral Math: How mineral frequency and grain size dictate sample weight requirements and laboratory treatment and mineral identification procedures. Université Laval; Atelier annuel de la Chaire de recherche Industrielle CRSNG-Agnico Eagle en exploration minière.
- AYLSWORTH, J.M. – SHILTS, W.W., 1989 – Glacial features around the Keewatin Ice Divide: Districts of Mackenzie and Keewatin. Geological Survey of Canada; Paper 88-24, 21 pages.

- BOSTOCK, H.S., 1970 – Carte physiographique du Canada. Commission géologique du Canada; carte 1254A (2e édition), échelle 1/5 000 000.
- BILODEAU, C. – CARON-CÔTÉ, E., 2018 – Géologie de la région de la rivière Arnaud, provinces du Supérieur (Minto) et de Churchill (Fosse du Labrador), secteur de Kangirsuk, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; BG 2018-04 <http://gq.mines.gouv.qc.ca/bulletins-geologiques/riviere-arnaud/> (page consultée le 3 mai 2019).
- BOULTON, G.S. – CLARK, C.D., 1990 – A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature*; volume 346, pages 813-817.
- CLARK, C.D. – KNIGHT, J.K. – GRAY, J.T., 2000 – Geomorphological reconstruction of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Review*; volume 19, pages 1343-1366.
- DAIGNEAULT, R.-A., 2008 – Géologie du Quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec. Commission géologique du Canada; Bulletin 533, 126 pages.
- DRUMMOND, R.N., 1965 – Glacial geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava. McGill University; Ph. D. thesis, 222 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – ROY, M. – SCHAEFER, J.M. – CLARK, P.U., 2018 – ¹⁰Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Quebec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*; volume 191, pages 31-40.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – HÉBERT, S. – ROY, M., 2019 – Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D [moitié sud] et 24M [moitié nord]). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2018-04.
- DYKE, A.S. – PREST, V.K., 1987 – Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41, pages 237-263.
- GRAY, J.T. – DE BOUTRAY, B. – HILAIRE-MARCEL, C. – LAURIOL, B., 1980 – Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Quebec. *Arctic and Alpine Research*; volume 12, pages 19-30.
- GRAY, J.T. – LAURIOL, B., 1985 – Dynamics of the late Wisconsin ice sheet in the Ungava peninsula interpreted from geomorphological evidence. *Arctic and Alpine Research*; volume 17, pages 289-310.
- GRAY, J.T. – LAURIOL, B. – BRUNEAU, D. – RICARD, J., 1993 – Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1676-1696.
- HÉBERT, S. – ROY, M. – DUBÉ-LOUBERT, H., 2017 – Characterization of the Payne Bay paleo-ice stream, Eastern Ungava Peninsula (Quebec, Canada). Affiche présentée dans le cadre de l'AGU Fall Meeting 2017, New-Orleans.
- HUGHES, O.L., 1964 – Surficial geology, Nichicun-Kaniapiscaw Map-area. Geological Survey of Canada; Bulletin 106, 20 pages.
- KLEMAN, J., 1994 – Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*; volume 9, pages 19-32.
- LAURIOL, B., 1982 – Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. *Paléo-Québec*; volume 15, 174 pages.
- LAURIOL, B. – GRAY, J.T., 1983 – Un lac glaciaire dans la région du lac Minto – Nouveau-Québec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*; volume 20, pages 1488-1492.
- MADORE, L. – LARBI, Y. – SHARMA, K.N.M. – LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P. – DAVID, J. – BROUSSEAU, K. – HOCQ, M., 2001 – Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du cratère du Nouveau-Québec (1/2 sud de 35H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 200109, 46 pages, 2 plans.
- MARGOLD, M. – STOKES, C.R. – CLARK, C.D., 2015 – Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*; volume 143, pages 117-146.
- McCLENAGHAN, M. – PAULEN, R., 2018 – Application of Till Mineralogy and Geochemistry to Mineral Explorations. *In: Past Glacial Environments*, second edition (Menziés, J. and van der Meer, J., editors). Elsevier; pages 689-751.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES NATURELLES, 2018a – Sous-province de Minto. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; Lexique stratigraphique <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/sous-province-de-minto/> (page consultée le 30 avril 2019).
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES NATURELLES, 2018b – Complexe d'Arnaud. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; Lexique stratigraphique. <http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/province-du-superieur/complexe-arnaud/> (page consultée le 30 avril 2019).
- MINISTÈRE DES FORÊTS, DE LA FAUNE ET DES PARCS, 2013 – Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec. Ministère des Forêts, de la Faune et des Parcs, Québec <https://mffp.gouv.qc.ca/forets/inventaire/inventaire-zones-carte.jsp> (page consultée le 3 mai 2019).
- NESBITT, H.W. – YOUNG, G.M., 1982 – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*; volume 299, pages 715-717.
- REFSNIDER, K.A. – MILLER, G.H., 2010 – Ice-sheet erosion and the stripping of Tertiary regolith from Baffin Island, eastern Canadian Arctic. *Quaternary Science Reviews*; volume 67, pages 176-189.
- REFSNIDER, K.A. – MILLER, G.H., 2013 – Reorganization of ice sheet flow patterns in Arctic Canada and the Mid-Pleistocene Transition. *Geophysical Research Letters*; volume 37, L13502.
- ROY, M. – CLARK, P.U. – RAISBECK, G.M. – YIOU, F., 2004 – Geochemical constraints on the regolith hypothesis for the middle Pleistocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 227, pages 281-296.
- SHILTS, B., 1976 – Glacial till and mineral exploration. *In: Glacial Till : An interdisciplinary study* (Legge, R.F, editor). Royal Society of Canada; Special publication 12, pages 205-223.
- SIMARD, M. – LABBÉ, J.Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – BOILY, M., 2008 – Synthèse du nord-est de la province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 2008-02, 151 pages, 8 plans.
- STORRAR, R.D. – STOKES, C.R. – EVANS, D.J.A., 2013 – A map of large Canadian eskers from Landsat satellite imagery. *Journal of Maps*; volume 9, pages 456-473.
- SUGDEN, D.E. – JOHN, B.S., 1976 – Glaciers and landscape. Hodder Arnold; 176 pages.

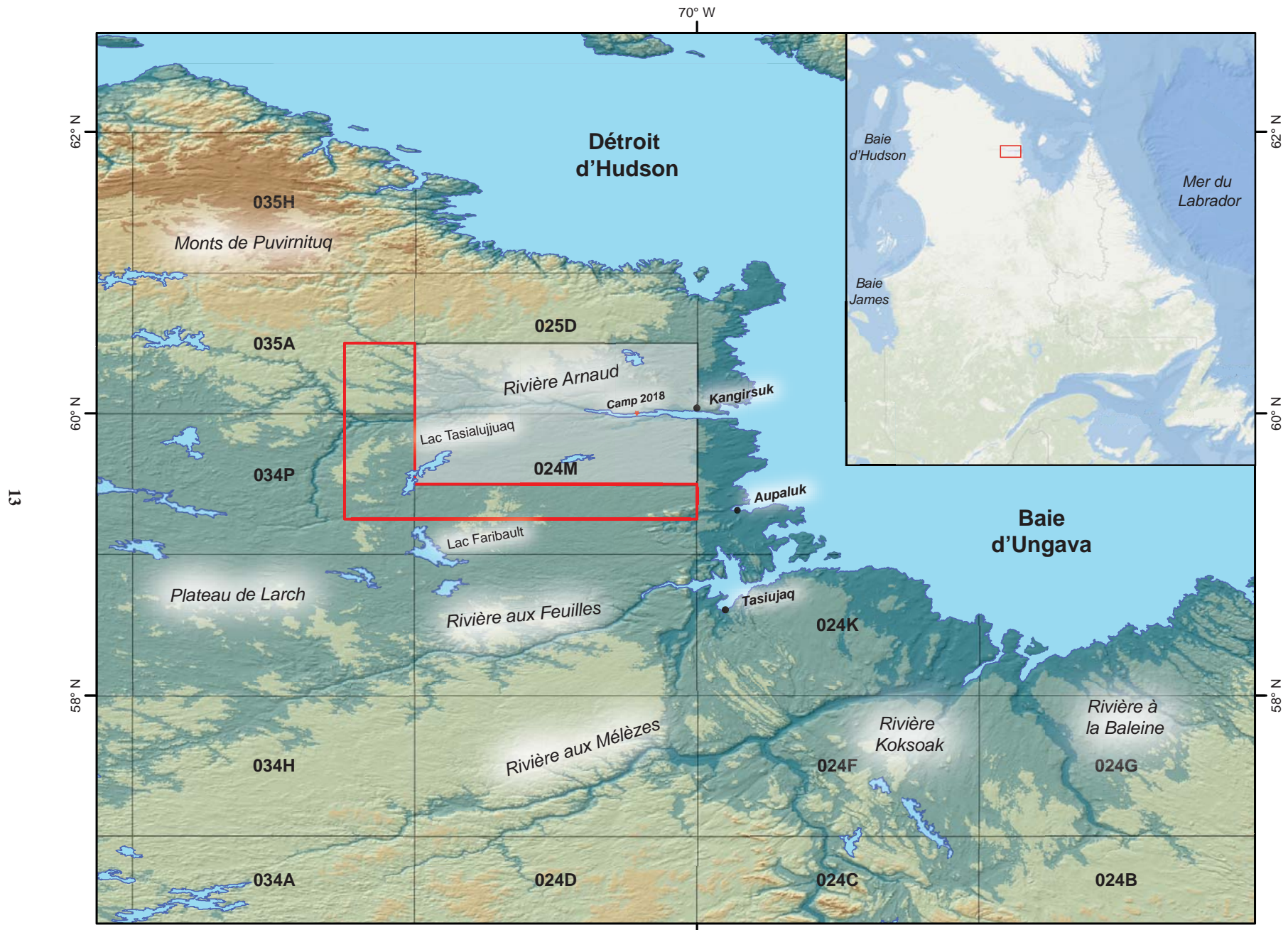


FIGURE 1 – Localisation et physiographie de la zone cartographiée et position du camp le long de la rivière Arnaud au cours de la campagne 2018. Le quadrilatère transparent blanc délimite le secteur à l'étude de l'été 2017.

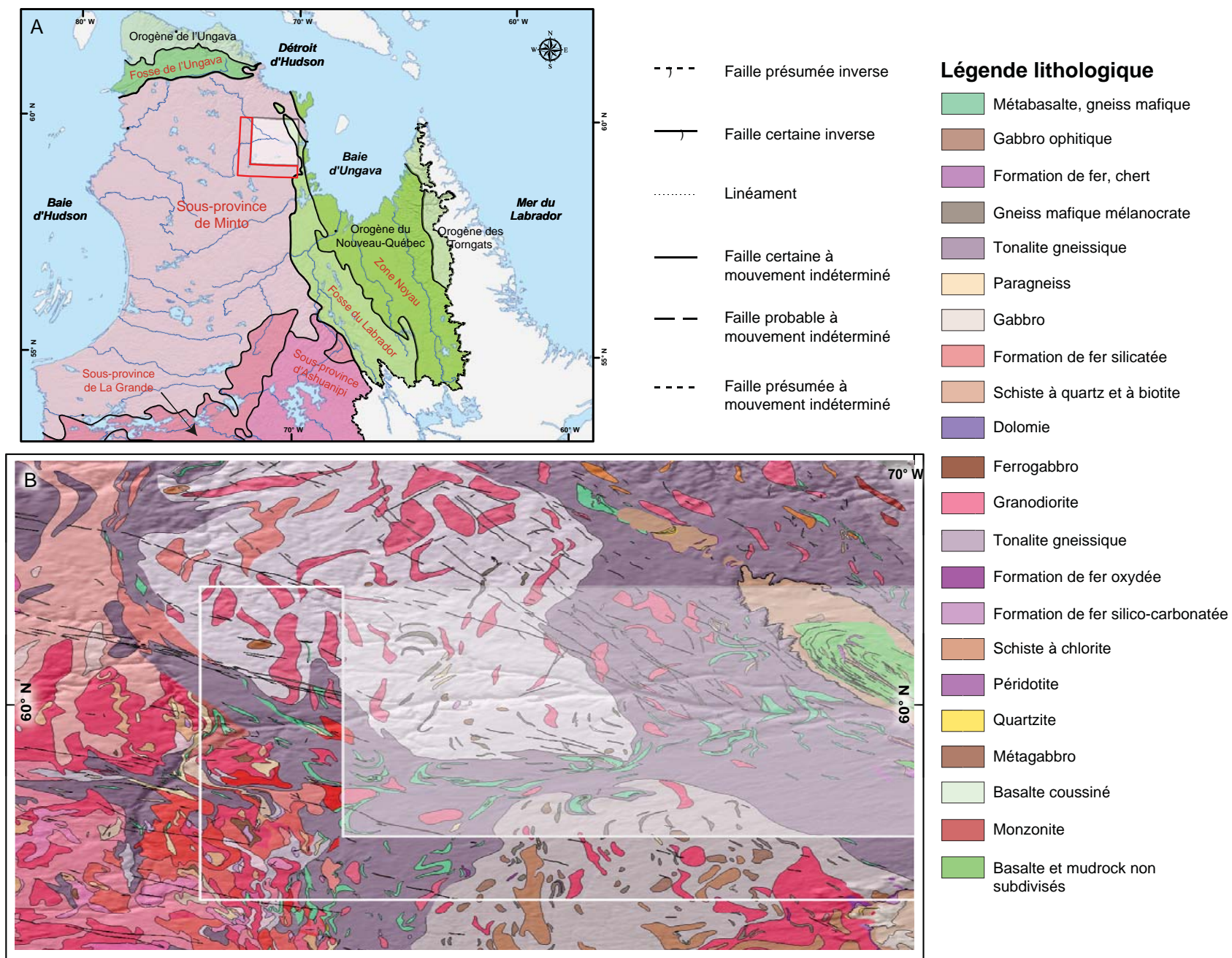


FIGURE 2 – a) Grands ensembles géologiques du nord québécois; b) géologie du socle rocheux du secteur à l'étude (d'après Bilodeau et Caron-Côté, 2017).

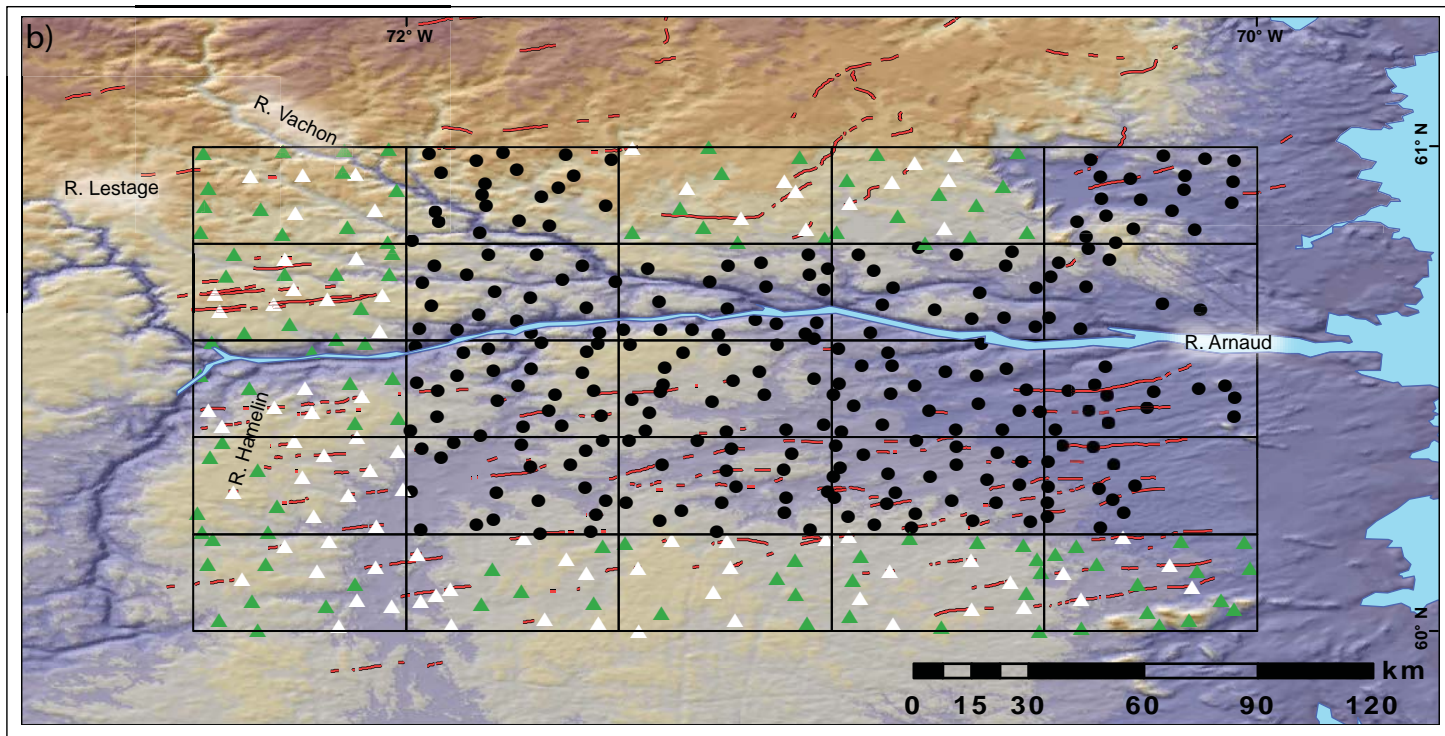
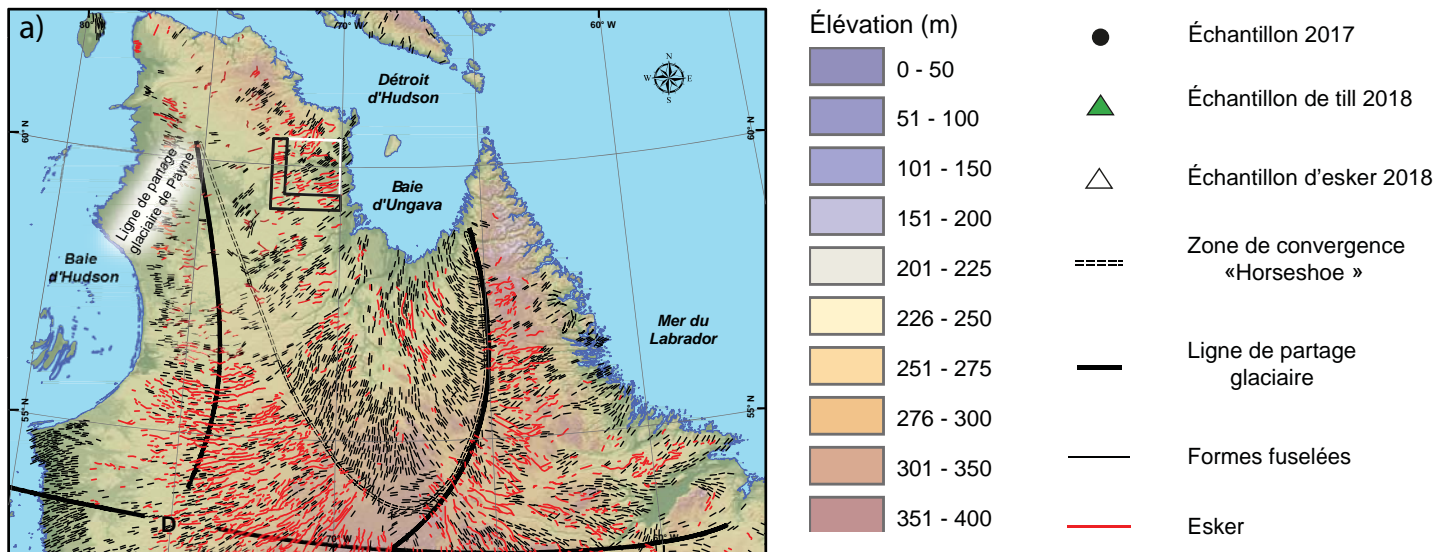


FIGURE 3 – a) Principaux ensembles morphosédimentaires et position présumée des lignes de partage glaciaire du secteur Labrador-Québec de l’Inlandsis laurentidien (modifié de Dyke et Prest, 1987; Clark *et al.*, 2000); b) localisation des échantillons de till et d’esker prélevés au cours des campagnes 2017 et 2018.

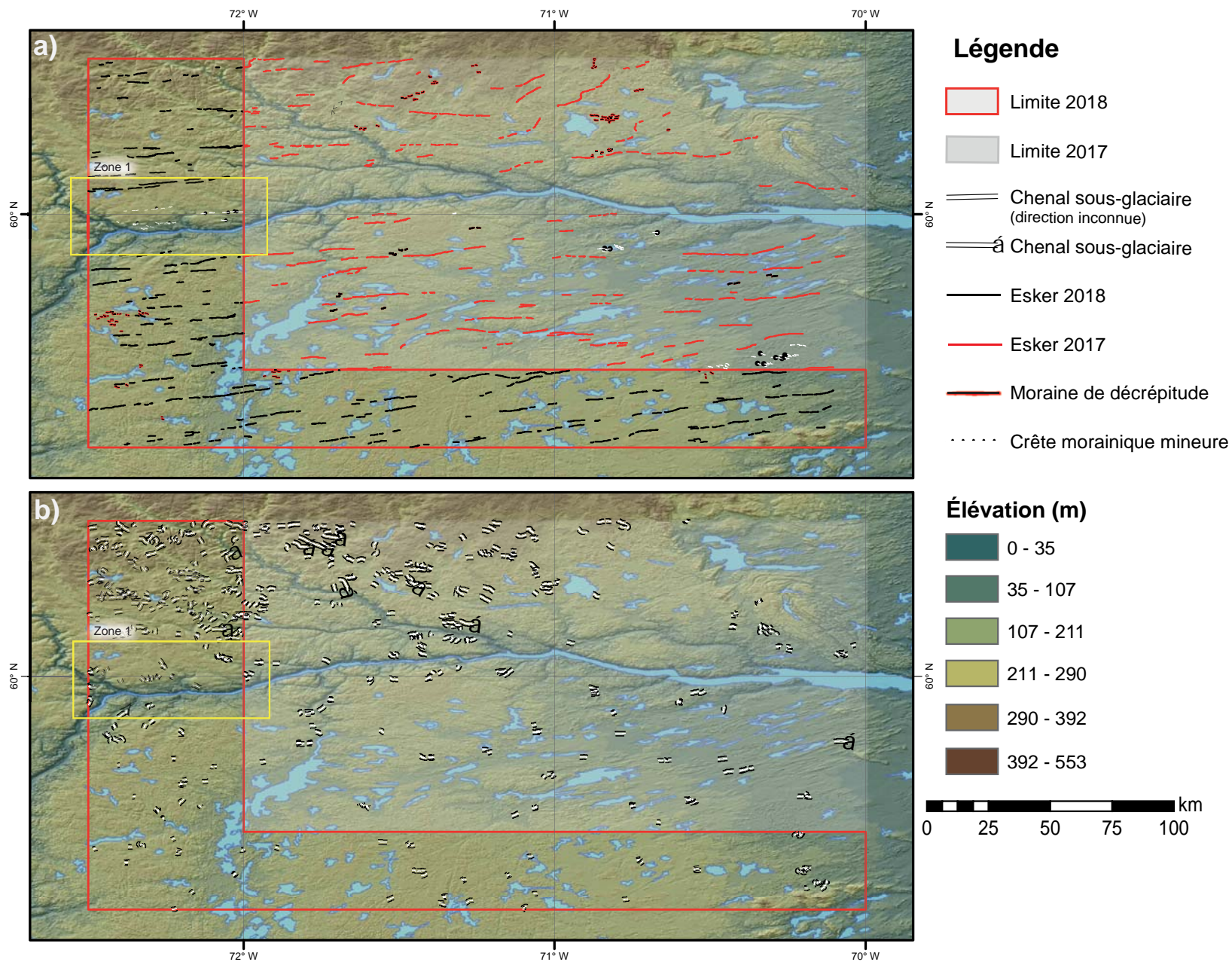


FIGURE 4 – a) Répartition des principaux eskers et des crêtes morainiques mineures cartographiés au cours des campagnes 2017 et 2018; b) répartition des chenaux sous-glaciaires cartographiés au cours des campagnes 2017 et 2018.

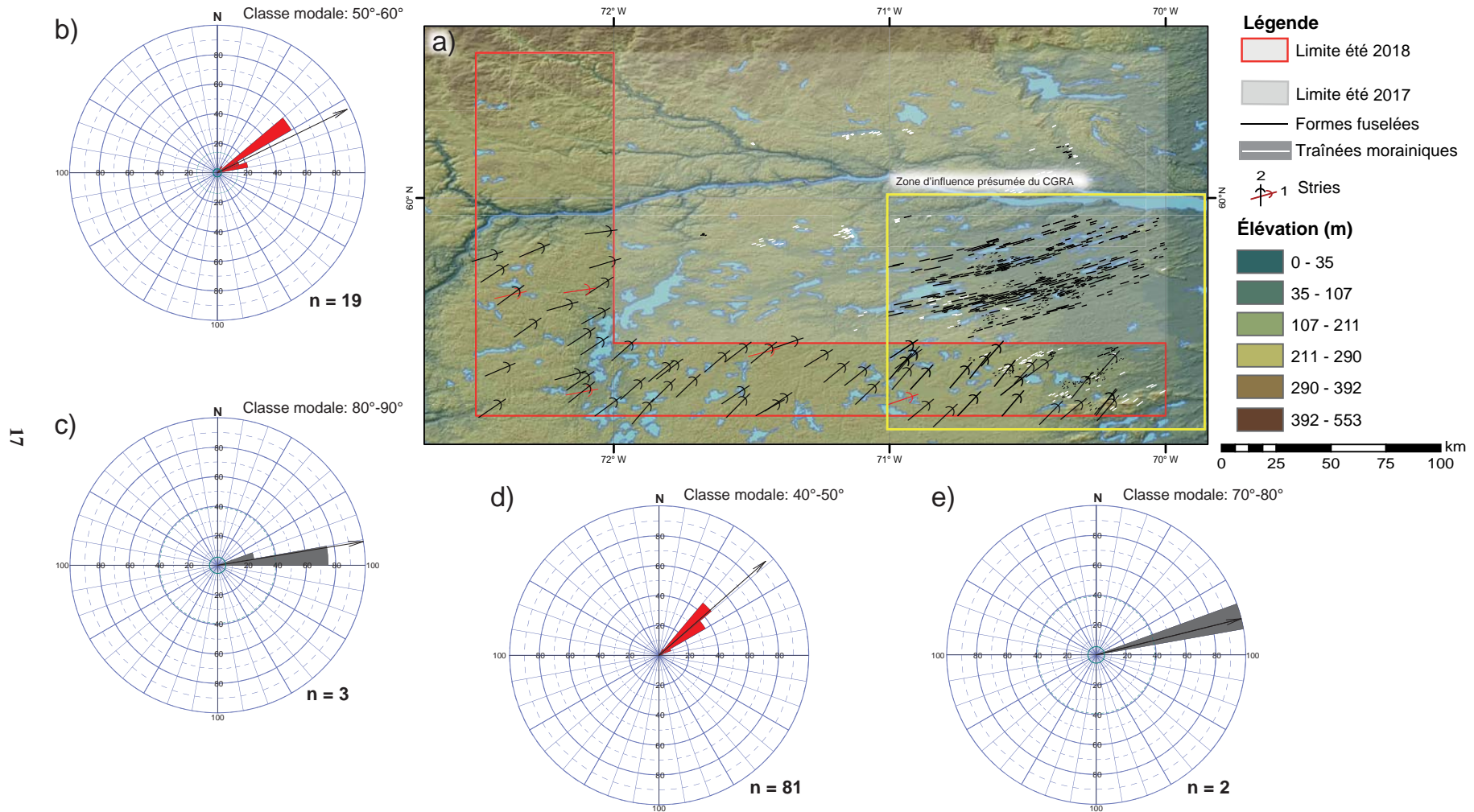


FIGURE 5 – a) Direction et répartition des mesures de stries et des formes fuselées indiquant les principaux mouvements glaciaires répertoriés dans la zone d'étude; b) diagramme en rose montrant l'orientation des marques d'érosion associées au mouvement récent (zone UTM 18); c) diagramme en rose montrant l'orientation des marques d'érosion associées au mouvement précoce (zone UTM 18); d) diagramme en rose montrant l'orientation des marques d'érosion associées au mouvement récent (zone UTM 19); e) diagramme en rose montrant l'orientation des marques d'érosion associées au mouvement précoce (zone UTM 19).

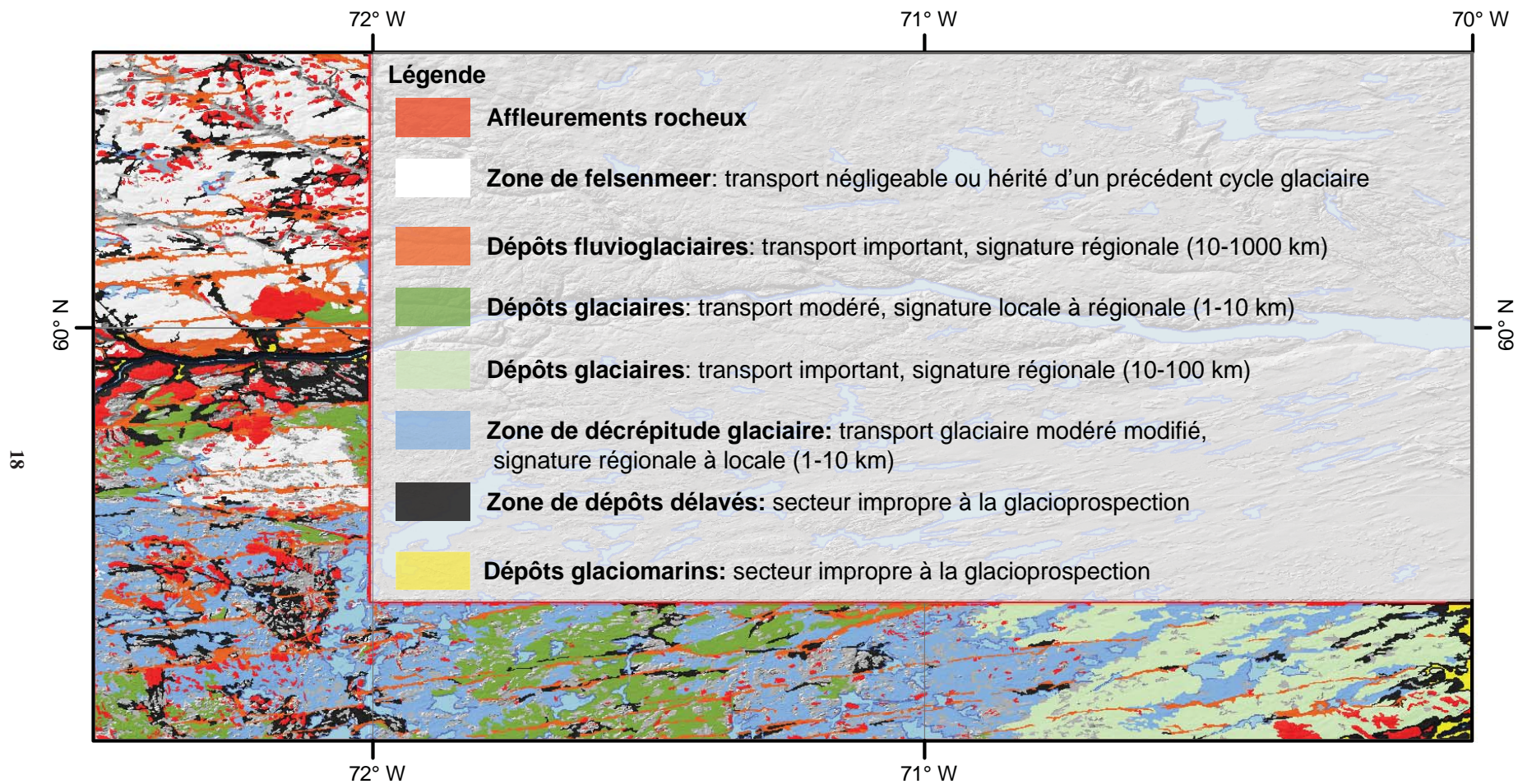


FIGURE 6 – Distances de transport glaciaire relatives déterminées en fonction de la cartographie des dépôts et de la morphologie de surface.

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Exemple d'un site d'échantillonnage de till. Le till de fond est un till à matrice sablo-silteuse grisâtre.



PHOTO 2 - Zone de till bosselé et de moraines de décrépitude caractérisée par une topographie en crêtes et en creux irrégulièrement espacés.

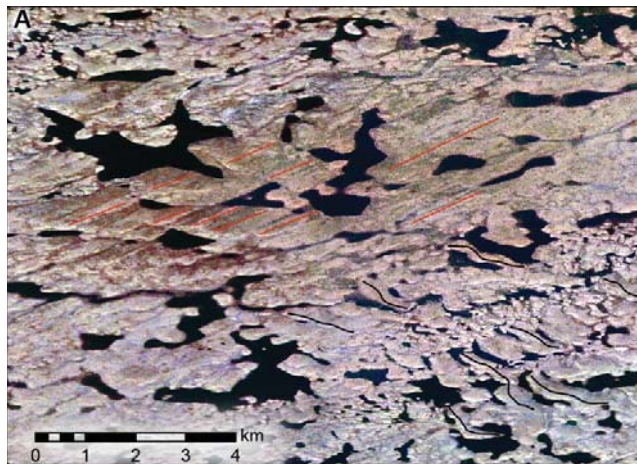


PHOTO 3 - a) Exemple d'une alternance de corridors de trainées morainiques derrière abri et d'essaims de moraines de Rogen cartographiés dans le secteur est de la zone à l'étude; b) plaine de till et ostioles sur la queue d'une trainée morainique. Vue vers l'ouest.

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 4 - a) Zone de felsenmeer montrant la matrice typiquement altérée de ces terrains; b) champ de blocs et affleurements rocheux affectés par le processus de gélifraction typiques des zones de felsenmeer; c) exemple de zone de felsenmeer à blocs monogéniques associées à des sols polygonaux; d) marmites d'altération présentes sur la surface de certains affleurements dans les zones de felsenmeer.

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 5 - a) Corridor fluvioglaciaire (esker) typique de la région à l'étude; b) exemple de crête d'esker montrant les nombreux blocs délestés en surface.

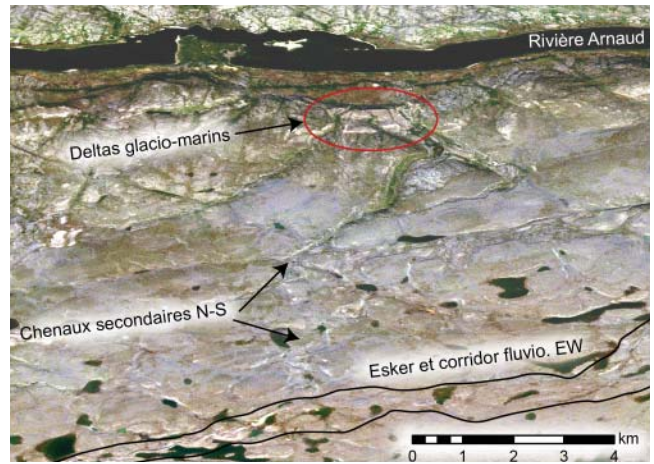


PHOTO 6 - Chenaux sous-glaciaires de direction nord convergeant vers la vallée de la rivière Arnaud. Ces chenaux ont nourri des deltas glaciomarins à leur embouchure dans la Mer d'Iberville.



PHOTO 7 - a) Succession de lignes de rivage glaciolacustres dans la vallée de la rivière Vachon; b) exemple des dépôts associés à une ligne de rivage glaciolacustre.



PHOTO 11 - a) Association d'une terrasse marine et d'un delta glaciomarin dans la vallée de la rivière Arnaud. Les zones de roc (limite de délavage) ont été mises à nu par l'action des vagues de la Mer d'Iberville; b) construction deltaïque mise en place dans la Mer d'Iberville et nourrie par des chenaux nourriciers sous-glaciaires.

