



Géologie des dépôts de surface de la région du lac Safray (24G)

RP 2014-06



Hugo Dubé-Loubert, Virginie Daubois (MERN), Martin Roy (UQAM) et Guillaume Allard (MERN)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Lecture critique

Alain Plouffe

Auteurs

Hugo Dubé-Loubert, géo. stg., Virginie Daubois, géo. stg., Martin Roy et Guillaume Allard, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Photo de couverture : Esker sur le lac Saffray

Photo de couverture (endos) : Couché de soleil sur les berges du lac Saffray

Géologie des dépôts de surface de la région du lac Saffray (24G)

Hugo Dubé-Loubert, Virginie Daubois (MERN), Martin Roy (UQAM)
et Guillaume Allard (MERN)

RP 2014-06

Mots-clés : Géologie des dépôts de surface, prospection glaciocédimentaire, direction d'écoulement glaciaire, invasion marine, étendues glaciolacustres.

RÉSUMÉ

La cartographie du socle rocheux et l'exploration minérale représentent un défi dans les régions ayant été affectées par les grandes glaciations du Quaternaire en raison principalement de la couverture de sédiments qui limitent l'exposition de la roche en place. Dans ce type de terrain, de nombreuses campagnes d'exploration ont mis l'accent sur l'échantillonnage de dépôts glaciaires afin de cibler les secteurs possédant un potentiel élevé pour les ressources minérales.

Le Bureau de la connaissance géologique du Québec (BCGQ) a initié à l'été 2012 un projet de cartographie des dépôts de surface et d'échantillonnage des sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers) dans la région au sud de la baie d'Ungava. Le projet poursuit plusieurs objectifs. En premier lieu, le projet quaternaire Ungava permettra d'évaluer le potentiel minéral (diamants, métaux usuels et précieux, etc.) de la région à l'aide des outils de la prospection glaciocédimentaire. Les données recueillies lors de l'échantillonnage de sédiments quaternaires seront étayées par une cartographie à l'échelle 1/250 000 du secteur d'intérêt. De plus, les événements ayant ponctué l'histoire quaternaire (invasion/régression marine de la mer d'Iberville, dynamique glaciaire et directions d'écoulements de l'Inlandsis laurentidien, déglaciation, etc.) de la région au sud de la baie d'Ungava seront étudiés et permettront de préciser le cadre chronostratigraphique régional. Finalement, les campagnes de cartographie et d'échantillonnage serviront à documenter divers aspects de la géologie régionale (lacs glaciaires Naskaupi et McLean, âge relatif des formes glaciaires, etc.) qui feront l'objet d'un projet de doctorat mené en parallèle.

Au cours de l'été 2012, le feuillet SNRC 24G a été cartographié et échantillonné, permettant la récolte et l'analyse de plus de 200 échantillons de till et d'une centaine d'échantillons d'esker. Des cibles anormales en cuivre, en uranium et en zinc ont pu être délimitées à partir des résultats analytiques obtenus.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Description et objectifs du projet.....	7
Localisation et accès.....	7
Méthode de travail.....	7
Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires	8
Schéma de traitement des échantillons de till et d'eskers	8
Géochimie de la matrice des tills.....	8
Comptages lithologiques	8
Cartographie des formations de surface, levés stratigraphiques et fabriques de till.....	8
Remerciements	8
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET ÉTAT DE LA CONNAISSANCE.....	9
Géologie du substrat rocheux	9
Potentiel minéral de la région.....	9
Travaux antérieurs dans la région de la baie d'Ungava	9
Cadre chronostratigraphique du secteur Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien	10
Écoulements glaciaires du secteur Labrador-Québec au Wisconsinien.....	10
Déglaciation : lacs glaciaires, invasion marine de la mer d'Iberville et constructions fluvioglaciaires.....	11
RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES.....	12
Description morphosédimentologique	12
Sédiments antérieurs aux tills de surface	12
Sédiments glaciaires	12
Coupe de la rivière à la Baleine.....	12
Coupe de la rivière Chemaux	13
Dynamique et modelé glaciaire	13
Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés	14
Déglaciation : dépôts fluvioglaciaires, dépôts marins associés à la mer d'Iberville et dépôts d'exondation	15
Géochronologie	15
Cibles potentielles pour l'exploration minière.....	15
Cibles potentielles du socle.....	15
Potentiel pour les minéralisations aurifères	16
Potentiel pour les minéralisations en cuivre	16
Potentiel pour les minéralisations d'uranium	16
Potentiel pour les minéralisations en zinc	17
CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR	17
BIBLIOGRAPHIE.....	17
FIGURES.....	20
PHOTOGRAPHIES.....	38
ANNEXES.....	40
CARTE HORS TEXTE	RP2014-06-C001

INTRODUCTION

Description et objectifs du projet

Le Bureau de la Connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) poursuit, depuis quelques années, un projet portant sur la cartographie du socle rocheux de la partie sud-est de la Province de Churchill. Le but de ce projet est de compléter et de raffiner la cartographie géologique à l'échelle de 1/250 000 de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau. En parallèle, un programme de cartographie de la géologie du Quaternaire à l'échelle 1/250 000 a été amorcé au cours de l'été 2012 (figure 1). Outre le volet cartographique, ce programme comprend également un aspect de prospection glaciocédimentaire qui inclut un échantillonnage régional des eskers et du till.

Cette approche est particulièrement utile dans les secteurs où l'information géologique est limitée, car elle permet d'obtenir un aperçu rapide du potentiel minéral d'un grand territoire. Dans ce contexte, la cartographie quaternaire devient essentielle aux travaux de prospection glaciocédimentaire, car elle permet de comprendre l'histoire glaciaire (séquence d'écoulements et de transports) et représente un élément crucial dans l'interprétation des anomalies géochimiques et minérales obtenues.

La région de l'Ungava est particulièrement intéressante pour ce type de travail. En effet, les formes glaciaires et fluvioglaciaires convergent vers les basses-terres de la baie d'Ungava. Un échantillonnage systématique des eskers de cette région pourrait permettre par exemple de mettre en évidence la présence de minéraux indicateurs dérivés d'éventuelles intrusions kimberlitiques associées au couloir Mistassini-Lemoine plus au sud (Moorhead *et al.*, 2000). Ce linéament régional est considéré comme un métallotecte intéressant pour les kimberlites potentiellement diamantifères. Le potentiel en métaux usuels (Cu, Ni, Zn), en terres rares, en or et en uranium sera également évalué par l'échantillonnage combiné du till et des eskers. L'utilisation conjointe de ces deux faciès sédimentaires permet d'obtenir un aperçu à la fois local et régional du potentiel minéral; les eskers drainant généralement une superficie importante, alors que la composition du till témoigne normalement de la nature locale du socle.

Finalement, cette région présente une situation stratégique permettant de documenter l'évolution du centre de dispersion du Labrador-Québec et semble également avoir été favorable à la préservation des formes associées aux manifestations tardives de l'inlandsis lors de la dernière déglaciation.

En résumé, le projet Ungava vise, au cours des quatre prochaines années, à caractériser la géologie du Quaternaire de la région au sud de la baie d'Ungava. L'échantillonnage et l'analyse de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires, la cartographie de détail de la région d'étude, ainsi que la

poursuite d'un programme de datation devraient permettre d'affiner la compréhension des événements quaternaires de cette région. Ce projet verra aussi la réalisation d'un projet de doctorat (Hugo Dubé-Loubert) mené en partenariat entre l'UQAM et le BCGQ. La direction du projet doctoral sera assurée par le Dr Martin Roy, professeur à l'UQAM. La coordination et la supervision de ce projet seront menées par Hugo Dubé-Loubert, géologue au BCGQ.

Localisation et accès

La zone d'étude (figure 1) est située au sud-est de la communauté inuite de Kuujuaq et couvre la totalité du feuillet SNRC 24G, soit une superficie approximative de 14 400 km². Aucune route n'existe dans la région mises à part celles situées en périphérie des villages inuits. Tous les déplacements doivent donc être effectués par hélicoptère, par bateau ou à pied. La région est traversée par une multitude de rivières et de lacs, notamment les rivières à la Baleine, Qurlutq et Marralik, ainsi que les lacs Saffray, Guers et La Moinerie. Ce dernier doit sa forme arrondie à l'impact d'un météorite daté à environ 400 ±50 Ma (Bottomley *et al.*, 1990). Le camp de base lors de la campagne de terrain 2012 était situé sur une presqu'île du lac Saffray (figure 1). La zone d'étude est bordée par la chaîne de montagnes des Torngat à l'est, par la baie d'Ungava au nord et par les terrains associés à la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau-Québec) à l'ouest (figure 2).

Le secteur à l'étude est situé principalement dans la Zone noyau de la Province géologique de Churchill. Les roches de la région sont d'âge mésoprotérozoïque à archéen. Le soubassement rocheux a enregistré une histoire tectono-métamorphique des plus complexes comprenant plusieurs phases de déformation et d'intrusion de roches magmatiques (Lafrance *et al.*, 2014). Pour l'essentiel, le socle est formé de roches granitiques et gneissiques déformées. Il comprend également quelques lambeaux métasédimentaires près de la limite ouest du secteur, à proximité de la Fosse du Labrador. La géologie du socle sera détaillée plus loin dans ce rapport.

La zone d'étude est située près des limites d'extension nord et est de l'inlandsis laurentidien. Elle montre des vestiges sédimentaires et géomorphologiques des événements associés aux derniers cycles glaciaires. Ces aspects seront traités plus en détail dans une section subséquente.

Méthode de travail

Préalablement à la campagne de terrain 2012, une photo-interprétation du secteur a été effectuée afin d'identifier les zones d'échantillonnage potentielles et d'établir une version préliminaire de la carte des ensembles sédimentaires de surface. Les travaux de terrain ont été réalisés au cours de l'été 2012 par une équipe formée de deux géologues et d'un assistant.

Échantillonnage de sédiments glaciaires et fluvioglaciaires

L'échantillonnage a été effectué à la pelle et à la tarière. Toute la région à l'étude a été parcourue, cartographiée et échantillonnée au rythme d'environ trois à quatre jours de travail par feuillet 1/50 000. Plus de 375 échantillons de till et d'eskers ont été prélevés. Les échantillons de till ont été prélevés à 50 centimètres de la surface en moyenne, sous la zone remaniée par les phénomènes pédogénétiques. Dix kilogrammes de sédiment glaciaire ont été récupérés pour chacun des sites sans tamisage préalable. Dans la plupart des cas, le till échantillonné est un till de fond. À l'extrémité nord-est de la région, quelques échantillons de till de fusion et de till oxydé ont dû être prélevés étant donné l'absence de till de fond.

Dans le cas des échantillons d'eskers, le sédiment a été préalablement tamisé afin de récupérer la fraction inférieure à 8 mm et de profiter du tri hydraulique dans le tunnel sous-glaciaire. De cette fraction, 15 kilogrammes ont été prélevés pour chacun des sites d'échantillonnage.

Une description sédimentologique (genèse, faciès primaire, secondaire et tertiaire, structures linéaires, etc.) et géomorphologique ont été réalisées pour chacun des sites d'échantillonnage à l'aide du formulaire de la géofiche quaternaire. Cette information est disponible dans la base de données du SIGÉOM à partir de la page Web « Produits et services en ligne – Mines, du MERN, à l'adresse suivante : <http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca>.

Schéma de traitement des échantillons de till et d'eskers

Les échantillons ont été traités par IOS Services Géoscientifiques selon la procédure de McClenaghan (2011). Après le prélèvement d'une aliquote de 500 grammes (échantillon témoin), l'échantillon est séché et séparé par tamisage humide en différentes classes granulométriques : supérieure à 8 mm, 4 à 8 mm, 2 à 4 mm, 2 à 1 mm et <1 mm.

Après une préconcentration des minéraux lourds à l'aide d'une table à secousses, la fraction inférieure à 2 mm est lavée à l'acide oxalique avant d'être soumise à des séparations séquentielles au polytungstate (*LST Fastfloat*, $d = 2,95$), de façon à obtenir un concentré de minéraux lourds de densité $>3,2$. Le concentré obtenu est ensuite lavé, rincé, séché et pesé. Le concentré est ensuite soumis au séparateur isodynamique de Frantz et la fraction paramagnétique est mise de côté et identifiée. L'identification et le comptage des minéraux indicateurs provenant du concentré résiduel sont par la suite réalisés. Les minéraux indicateurs sont montés dans des pastilles d'époxy et analysés au microscope électronique à balayage (MEB) ou à la microsonde pour en déterminer la composition.

Géochimie de la matrice des tills

Des sous-échantillons d'environ 30 grammes de till provenant de la fraction granulométrique inférieure à 63 μm

ont été envoyés au laboratoire ActLabs pour fins d'analyses géochimiques. Les éléments majeurs et mineurs ont été analysés par fusion totale et spectrométrie d'émission optique par torche à plasma (ICP-OES), les éléments économiques et en traces par activation neutronique et le cuivre par digestion totale à quatre acides et ICP-OES. Les résultats sont disponibles dans la base de données SIGÉOM (<http://sigeom.mrn.gouv.qc.ca>) sous l'entité « Géochimie » et l'onglet « Échantillon de sédiment ».

Comptages lithologiques

Le comptage lithologique des clastes de la matrice des échantillons de till a été réalisé à l'UQAM sous la supervision du Dr Martin Roy. Cent cinquante clastes de la fraction supérieure à 8 mm ont été identifiés par échantillon en utilisant les classes lithologiques fournies par le MERN.

Cartographie des formations de surface, levés stratigraphiques et fabriques de till

Près de 1500 sites d'observation ont été décrites au cours de l'été 2012, permettant ainsi de parfaire notre connaissance de la géologie de surface. Une photo-interprétation finale a permis de corroborer les observations de terrain et de traduire le tout sous la forme d'une carte (carte hors texte). Les rives de la plupart des cours d'eau montrant un potentiel stratigraphique ont été visitées afin de relever les coupes naturelles. Des secteurs montrant des séquences de till importantes ont permis de réaliser des mesures de la fabrique de till. Ces mesures de la fabrique ont été réalisées en mesurant l'orientation de l'axe long (axe a) et de l'axe moyen (axe b) de 50 galets d'une taille généralement comprise entre 4 et 10 cm et dont l'axe a est au moins deux fois plus long que l'axe b. Le pôle du plan défini par les axes a et b, soit l'axe c, a par la suite été calculé. La représentation des axes a et c dans un stéréogramme a permis de préciser les directions d'écoulement glaciaire à l'origine de la mise en place des unités.

Remerciements

Nous tenons à remercier les nombreuses personnes ayant pris part, de près ou de loin, à ce projet. Mentionnons la participation de Laurent Janssen (assistant), Jonathan Beaumont (pilote) et Patrick Côté (pilote) qui ont grandement contribué aux travaux de terrain. Nous remercions tout particulièrement toute l'équipe de la géologie du soubassement rocheux menée par Isabelle Lafrance et Daniel Bandyayera. Merci à Alain Plouffe, de la Commission géologique du Canada, pour ses précieux commentaires lors de la lecture critique. Finalement, nous aimerions souligner la qualité du travail de Pierre-Thomas Poulin pour son soutien géomatique et l'édition des cartes.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL ET ÉTAT DE LA CONNAISSANCE

Géologie du substrat rocheux

Le soubassement rocheux de la région est formé de roches appartenant à la Province géologique de Churchill d'âge mésoprotérozoïque à archéen (figure 2). Celle-ci se divise en trois zones : la Fosse du Labrador, la Zone noyau et l'Orogène des Torngat.

La Fosse du Labrador (ou Orogène du Nouveau-Québec) est formé de roches paléoprotérozoïques (2,17 à 1,87 Ga) représentant deux cycles volcano-sédimentaires surmontés d'un cycle de roches métasédimentaires de type molasse (Clark et Wares, 2004). Il représente une ceinture de chevauchement et de plissements localisée en périphérie de la Province du Supérieur (Houle et Perreault, 2007). Cette ceinture, orientée NNW-SSE, court du Front du Grenville jusqu'à la baie d'Ungava sur une distance de plus de 850 km (Lafrance *et al.*, 2013). Les roches constituent une séquence de cycles volcano-sédimentaires (sédiments de rift et de plate-forme, dolomie, chert, grès, basalte tholéitique, rhyolite, gabbro, péridotite, etc.) déformée lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec. La bordure est de la fosse est composée d'une séquence de roches métamorphisées limitée à l'ouest et à l'est par des failles de chevauchement (Lafrance *et al.*, 2014). Cette zone est connue sous le nom de Zone de Rachel-Laporte (Wardle *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2013).

La Zone noyau s'étend sur plus de 280 km de largeur et forme un corridor orienté NNW-SSE (Lafrance *et al.*, 2013). Formée en grande partie de l'arrière-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec et de l'avant-pays de l'Orogène des Torngat, la Zone noyau est constituée majoritairement de gneiss, de migmatites, de roches intrusives, de paragneiss et d'amphibolites d'âge archéen à paléoprotérozoïque. Ces roches ont été métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites (Lafrance *et al.*, 2013). Une intrusion paléoprotérozoïque constituée de roches granitiques et charnockitiques, le Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma), s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone noyau (Lafrance *et al.*, 2013). Cette zone est interprétée comme un microcontinent archéen qui serait entré en collision avec le craton de la Province de Nain (1,95 à 1,87 Ga) durant l'Orogenèse des Torngat. Elle aurait par la suite subi les déformations (1,82 à 1,77 Ga) liées à l'Orogenèse du Nouveau-Québec (Lafrance *et al.*, 2013).

L'Orogène des Torngat, d'âge paléoprotérozoïque, est formé de domaines et de complexes lithotectoniques séparés par des corridors de déformation ductile (Houle et Perrault, 2007). Les roches sont essentiellement intrusives et sont associées à des complexes métamorphiques de haut grade.

Potentiel minéral de la région

La partie nord de la Fosse du Labrador présente un potentiel minéral important, bien qu'aucun projet minier n'a encore vu le jour dans ce secteur de la Province de Churchill. Plusieurs indices ou gisements y ont été découverts, mais très peu dans la région du lac Saffray (figure 3).

Dans la région d'étude, des travaux de terrain réalisés durant les années 2000 par WMC International ont permis d'identifier des indices en Ni-Cu-EGP (Papavoine, Baleine, Marraliup, Bonne Une) et des « chapeaux de fer » (figure 3). Les travaux ont consisté en des levés aéroportés magnétiques et électromagnétiques, en géophysique au sol (gravimétrie, levés électromagnétiques de surface), en levés géochimiques de l'environnement secondaire (sédiments de ruisseau, sol et humus) et en forages au diamant. L'indice Papavoine consiste en une zone de chapeaux de fer s'étendant sur 1,2 km, encaissée dans un filon-couche de troctolite. Cette zone présente des valeurs en Ni (jusqu'à 1,2 %) et en Cu (jusqu'à 0,5 %) associées à de la pyrrhotite, de la pentlandite et de la chalcopryrite (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001). Les indices Bonne Une et Marraliup montrent respectivement des teneurs de 0,16 % et 0,14 % Ni et de 0,19 % et 0,19 % Cu dans des chapeaux de fer. Finalement, l'indice Baleine a révélé des minéralisations en sulfures magmatiques de Ni-Cu disséminés; son potentiel économique semble par contre être relativement faible (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001).

Récemment, un levé aéromagnétique et spectrométrique réalisé par le ministère des Ressources naturelles (MRN) (Intissar *et al.*, 2013) a permis d'identifier des cibles uranifères locales (12 zones de moins de 5 km²) et régionales (trois zones de plus de 20 km²). De plus, ce même levé a permis de cibler des anomalies magnétiques plus ou moins circulaires sur la carte du champ magnétique résiduel qui pourraient correspondre à des cheminées kimberlitiques (D'Amours et Intissar, 2013).

Travaux antérieurs dans la région de la baie d'Ungava

La région au sud de la baie d'Ungava a fait l'objet de relativement peu de travaux de cartographie du Quaternaire. La seule carte existante de la géologie de surface pour cette partie du Nunavik est celle publiée par la Commission géologique du Canada à l'échelle 1/5 000 000 (Fulton, 1995; Klassen *et al.*, 1992; figure 4). Plus récemment, Paradis et Parent (2002a et b) ont réalisé la carte de la géologie de surface du bassin de la rivière Koroc (feuillelet SNRC 24I). Malgré la rareté des projets de cartographie de détail, cette région a fait l'objet de plusieurs travaux touchant diverses thématiques glaciaires depuis la fin des années 50.

À l'est de la zone d'étude, Ives (1959, 1960) a réalisé des travaux dans la vallée de la rivière George portant essentiellement sur la morphologie de surface et les lacs glaciaires, ainsi que sur la déglaciation de la région Labrador-

Ungava. Le même auteur a également travaillé sur les glaciations ayant affecté la chaîne des Torngat (Ives, 1957, 1958), ainsi que sur le complexe morainique de Saglek et sur l'extension maximale des glaces laurentidiennes le long de la côte est du Labrador (Ives *et al.*, 1976; Ives, 1978). Barnett (1963, 1967), Peterson (1965a et b) et Barnett et Peterson (1964) ont publié de nombreux travaux sur les niveaux glaciolacustres de la péninsule de l'Ungava et du Labrador et sur la déglaciation de cette région.

Les travaux d'Allard et Séguin (1985) et Allard *et al.* (1989) ont mis l'accent sur la géologie du Quaternaire dans le nord du Québec, sur la déglaciation de la vallée de la rivière George et, plus particulièrement, sur des thématiques périglaciaires et du pergélisol de cette région (Allard et Séguin, 1987). Clark et Fitzuhg (1990) et Clark *et al.* (2003) ont travaillé sur la déglaciation des Torngat, sur la datation cosmogénique et la signification paléoclimatique du complexe morainique de Saglek. Jansson *et al.* (2002), Jansson (2003) et Jansson et Kleman (2004) ont poursuivi des travaux sur les différentes directions d'écoulement glaciaire et sur la signification des paléolignes de rivages glaciolacustres dans la reconstitution des grandes étapes de la déglaciation de la région Labrador-Ungava.

Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont étudié la géomorphologie de la côte ouest de la baie d'Ungava, ainsi que dans les vallées des rivières aux Mélézes, aux Feuilles et Arnaud, à l'ouest de la zone d'étude. D'autres travaux touchant la dispersion glaciaire ont été réalisés dans cette même zone en appui à la cartographie du soubassement rocheux. Daigneault et Bouchard (2003) ont travaillé dans la partie septentrionale du Nunavik, au nord-ouest du présent projet. Finalement, au sud-ouest de la région, Hughes (1964) a étudié la géologie de surface de la région de Nichikcun-Kaniapiskau, alors qu'Henderson (1959) a documenté l'histoire glaciaire de la partie centrale de la région de Schefferville.

Une synthèse de la géologie du Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien est présentée dans Vincent (1989).

Cadre chronostratigraphique du secteur Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien

La géologie du Quaternaire du Nouveau-Québec, en particulier de la région de l'Ungava, a toujours présenté un intérêt particulier pour la communauté scientifique, notamment l'aspect concernant la configuration et l'évolution de la calotte laurentidienne. Tyrrell et Dowling (1913) furent les premiers à proposer l'existence d'un inlandsis alimenté par deux centres d'accumulation situés au Labrador et au Keewatin, proposant même l'existence d'un troisième dôme, le dôme de Patricia, dans le centre-nord de l'Ontario. Flint (1943) et Denton et Hugues (1981) rejetèrent cette hypothèse et proposèrent plutôt une configuration à dôme unique et en équilibre dynamique centré sur la baie d'Hudson. Les données de terrain, notamment les mesures de direction

d'écoulement glaciaire, étant impossible à concilier avec un tel scénario, plusieurs auteurs (Shilts, 1980, 1982; Andrews *et al.*, 1983) proposèrent l'hypothèse d'une calotte à dômes multiples contrôlant la configuration et les directions d'écoulement de l'Inlandsis laurentidien. L'hypothèse de l'existence de dômes multiples durant la majeure partie du Wisconsinien fait aujourd'hui consensus.

Écoulements glaciaires du secteur Labrador-Québec au Wisconsinien

Selon l'hypothèse généralement acceptée, la configuration de l'Inlandsis laurentidien est donc centrée sur trois dômes glaciaires, soit les dômes du Labrador-Québec, du Keewatin et de Fox-Baffin. L'évolution des grands axes d'écoulement glaciaire, ainsi que la chronologie de chacun de ces mouvements ont été à la base des reconstitutions de l'inlandsis. Depuis les travaux pionniers de Low (1896), beaucoup d'auteurs ont porté une attention particulière à la succession des mouvements et leur signification quant à la position (et la migration) des différents dômes de dispersion glaciaire (par exemple, Dyke *et al.*, 1982; Dyke et Prest, 1987; Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000).

Veillette *et al.* (1999) ont réalisé une synthèse de l'évolution du dôme du Labrador-Québec à partir des marques d'érosion glaciaire et des traînées de dispersion palimpsestes. Ils ont proposé un modèle montrant la succession et la chronologie relative des différents mouvements glaciaires ayant affecté le Québec et le Labrador durant le Wisconsinien (figure 5).

D'après ces travaux, la séquence d'écoulements glaciaires consiste en quatre différents mouvements dont le plus ancien (figure 5a) serait d'âge pré-Wisconsinien (Veillette *et al.*, 1999). Celui-ci, de direction NNE (stries orientées entre 8° à 80°) a été reconnu au sud de la zone de partage du système d'écoulement de la baie d'Ungava. Il pourrait correspondre au mouvement I rapporté par Klassen et Thompson (1993) dans le centre du Labrador.

Le cycle glaciaire du Wisconsinien aurait débuté par un mouvement de direction nord-ouest à ouest (figure 5b) largement répandu dans la région circonscrite par le lac Bienville, le réservoir de Caniapiscou, la baie James et le lac Mistassini (Veillette *et al.*, 1999). Les évidences d'un tel épisode avaient été préalablement identifiées plus au sud, dans le nord-est de l'Abitibi (Veillette et Pomares, 1991), dans la région du lac à l'Eau Claire (Parent *et al.*, 1995), ainsi que dans le nord de l'Ontario (Veillette et McClenaghan, 1996). De plus, il a été aussi démontré que des blocs erratiques de roches protérozoïques provenant du bassin du lac Mistassini ont subi un transport vers le nord-ouest, suggérant, qu'à un moment donné, que la zone de partage des glaces était située au sud de cette zone (Veillette, 2004). Bien qu'il soit difficile de lui attribuer une origine avec certitude, ce mouvement serait lié à l'expansion initiale des glaces laurentidiennes et à l'édification précoce du dôme du Labrador-Québec (Veillette *et al.*, 1999; Parent *et al.*, 1995).

Le mouvement suivant, initialement orienté 250° à 270° (figure 5c), aurait graduellement été réorienté vers le sud-ouest (230° à 250°) parallèlement à la migration vers le nord du dôme du Labrador-Québec (Veillette *et al.*, 1999). Cette migration vers le nord et la rotation horaire de la ligne de partage glaciaire se seraient traduites par des écoulements importants vers le sud-ouest ayant affecté pratiquement tout le territoire du Québec septentrional lors du dernier maximum glaciaire (figure 5d). Le dôme glaciaire du Labrador-Québec était vraisemblablement situé à l'est de la baie James à cette époque (Dyke et Prest, 1987).

Finalement, les changements de configuration de l'Inlandsis laurentidien ont entraîné un déplacement de la ligne de partage glaciaire vers l'est de plus de 900 km (figure 5e; Veillette *et al.*, 1999). Ce phénomène aurait pu être causé par un amincissement marqué du dôme principal qui aurait amené la formation d'une zone de glace plus épaisse centrée sur la Fosse du Labrador (Veillette *et al.*, 1999). L'établissement de cette zone de dispersion en fer à cheval (Clark *et al.*, 2000) et de l'écoulement inhérent à cette configuration (figure 5f) est difficile à situer chronologiquement dans l'histoire glaciaire. On sait cependant que cette ligne de partage s'est rapidement propagée vers le sud, interceptant la zone dont les glaces s'écoulaient vers le sud et ce, assez tôt durant la déglaciation.

Kleman *et al.* (1994) ont proposé que les formes de terrain associées aux écoulements glaciaires vers la baie d'Ungava (figure 5f) n'étaient pas d'âge Wisconsinien, mais plutôt Illinoien. Deux raisons sont évoquées pour soutenir une telle interprétation : 1) au nord de la zone de partage en fer à cheval, des linéations glaciaires de petites dimensions indiquant un mouvement vers le sud-ouest seraient superposées à des *crag-and-tails* et des drumlins de direction nord (Kleman *et al.*, 1994), et 2) des chenaux de fonte latéraux, montrant une récession de la marge glaciaire vers l'ouest-nord-ouest, seraient visibles au nord de la zone de partage (Kleman *et al.*, 1994).

Cette hypothèse est en contradiction avec les travaux de plusieurs auteurs (Hugues, 1964; Veillette *et al.*, 1999). Veillette *et al.* (1999) ont réfuté ces interprétations. Ils associent plutôt la mise en place de ce système de partage des glaces à la propagation vers le sud de la tête des écoulements vers la baie d'Ungava vers 10 ka BP. Cet appel de glace, associé à l'avancée de Gold Cove, a été daté à 9900 a BP (âge ¹⁴C; Stravers *et al.*, 1992; Kaufman *et al.*, 1993). De plus, la chronologie des écoulements glaciaires proposée par Kleman *et al.* (1994) implique la préservation pendant toute la dernière glaciation du secteur localisé au nord de la zone de partage des glaces dans des conditions de glace à base froide. Ceci semble contredire les données de terrain (Veillette *et al.*, 1999). Plusieurs autres chercheurs (Clark *et al.*, 2000; Jansson *et al.*, 2002) soutiennent toutefois l'hypothèse d'un âge relativement ancien pour ces différentes formes et d'une préservation sous une glace à base froide.

Les glaces résiduelles et la ligne de partage auraient par la suite persisté un moment à l'est de la baie d'Ungava,

endiguant les eaux de fonte et permettant la formation des lacs glaciaires Naskaupi et McLean. Ces glaces montraient sûrement un régime thermique sous-glaciaire à base froide, entraînant une faible capacité érosive (Dyke et Prest, 1987) et laissant des formes de décrépitude sur de grandes étendues. Les terres à l'est de la baie d'Ungava auraient été libres de glace entre 6,5 et 6 ka BP (âge ¹⁴C), libérant les voies de drainage naturelles vers la baie d'Ungava (Dyke, 2004; voir section suivante).

Déglaciation : lacs glaciaires, invasion marine de la mer d'Iberville et constructions fluvioglaciaires

Plusieurs lacs d'obturation glaciaire se sont formés dans la partie sud-ouest des monts Torngat lors du retrait glaciaire (figure 6). Ces lacs, d'étendue et de durée variées, se seraient drainés vers l'est, à travers les Torngat, laissant peu de traces de leur existence. Du côté ouest des Torngat, on retrouvait des lacs de barrage glaciaires d'étendue plus importante. Les principaux, soit les lacs McLean (Barnett et Peterson, 1964; Barnett, 1967; Clark et Fitzuhg, 1990) et Naskaupi (Ives, 1959, 1960; Matthew, 1961; Clark et Fitzuhg, 1990), se sont formés respectivement dans les vallées des rivières à la Baleine et George. Les vallées de ces rivières étaient endiguées à l'ouest par les glaces résiduelles de l'Inlandsis laurentidien, bloquant le drainage normal de ces cours d'eau vers la baie d'Ungava. À l'est, les eaux étaient bloquées par les Torngat. La configuration et l'histoire de ces étendues glaciolacustres demeurent encore nébuleuses. Cet aspect fera l'objet de plus amples travaux au cours des prochaines campagnes de terrain.

À la suite de la décrépitude du barrage glaciaire et à la vidange des lacs proglaciaires, les eaux de la baie d'Ungava ont envahi la dépression isostatique. La mer d'Iberville ainsi formée a suivi le recul du front glaciaire vers l'ouest et le sud durant sa phase de transgression précoce. Les eaux se retirèrent graduellement à la suite du relèvement isostatique subséquent.

Lauriol *et al.* (1979) ont évalué à l'altitude de 148 m la limite d'extension maximale de la mer d'Iberville dans la région d'Aupaluk, sur la rive ouest de la baie d'Ungava. Cette estimation est basée sur la limite supérieure de délavage du till. Cet épisode de transgression maximale a été daté à environ 7350 ± 320 a (datation ¹⁴C GX-5093) à partir de la matière organique détritique retrouvée à la base d'une coupe stratigraphique. Cette limite est relativement uniforme dans cette région de la baie d'Ungava, ce qui suggère un équilibre entre le recul de la marge glaciaire vers l'ouest et le sud-ouest et le relèvement isostatique (Lauriol *et al.*, 1979).

Dans la vallée de la rivière aux Feuilles, cette limite passe graduellement de 117 m à 154 m, de la côte à l'embouchure (Lauriol, 1982). Toujours sur la rive ouest de la baie d'Ungava, la limite marine se situe à 138 m à la baie Diana et à 195 m dans le bassin supérieur de la rivière aux Mélézes, à la confluence avec la rivière Koksoak (Gray et Lauriol, 1985). Elle est de 155 m près de l'embouchure de

cette dernière. Dans la région de Kuujuaq, elle atteint 185 m (Lauriol, 1982). Les datations au ^{14}C semblent indiquer que la côte ouest de la baie d'Ungava fut libre de glace à partir de 7 ka (Vincent, 1989), soit 500 à 1000 ans plus tôt que sur la côte est de la baie, tel qu'estimé par Dyke (2004).

À l'est de la baie d'Ungava, le long de l'estuaire de la rivière George, Allard *et al.* (1989) ont fixé la limite marine à une altitude maximale de 100 m. De plus, de l'embouchure des rivières Barnouin et Koroc au lac Qarliik, la limite passe de 95 m à 87 m. Allard *et al.* (1989) ont obtenu un âge ^{14}C de 7380 ± 90 a (UL-358) pour un échantillon qui, selon sa position stratigraphique, témoignerait du tout début de la transgression marine. Ce résultat est conforme avec les datations réalisées dans les régions d'Aupaluk et de Quaqtac avec des âges respectifs de 7350 ± 320 a (GX-5093; Lauriol *et al.*, 1979) et de 7220 ± 115 a (I-9246; Gangloff *et al.*, 1976).

La suite de la déglaciation peut se résumer au relèvement isostatique, à la régression de la mer d'Iberville et à la mise en place du système fluvial actuel. Quelques zones sableuses littorales, notamment dans les vallées des rivières à la Baleine et Koksoak, ont été éolinisées pour former des dunes éparées. Certaines zones mal drainées, généralement sises sur des dépôts glaciaires ou des sédiments marins fins, ont vu le développement d'importants complexes tourbeux. Finalement, des palses minérales et organiques se sont développées ici et là au sud de la baie d'Ungava, généralement sur un substrat d'argiles marines (Pissart et Gangloff, 1984).

RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES

Lors de la campagne de terrain 2012, plusieurs échantillons de till et d'eskers ont été prélevés et la carte des dépôts de surface du feuillet SNRC 24G a été réalisée. La figure 7 montre la localisation des échantillons prélevés au cours de l'été 2012. Dans cette section, les résultats préliminaires des travaux de cartographie et de géochimie sont présentés.

Description morphosédimentologique

Sédiments antérieur aux tills de surface

Peu d'évidences de sédiments anciens ont été répertoriées durant cette campagne de terrain. Outre le till ancien trouvé sous le till de surface, une séquence de rythmites déformées (photo 1) a été observée dans une coupe le long de la rivière à la Baleine. Sous une épaisseur de près de 30 mètres de till, cette unité montre une alternance de niveaux diamictiques et de rythmites silto-sableuses plissées. Les faciès diamictiques observés dans cette unité semblent suggérer un retour des conditions glaciaires. Le plissement pourrait être attribué à une déformation glaciotectionique, c'est-à-dire des plis formés dans le sédiment en raison du poids exercé par le glacier. Ces rythmites pourraient avoir été mises en place

dans un bassin glaciolacustre formé suite au blocage du drainage vers le nord lors de l'englaciation. Des échantillons ont été prélevés afin de déterminer le contenu pollinique et, si possible, d'en extraire de la matière organique aux fins de datation. Les résultats devraient être publiés dans un rapport subséquent.

Sédiments glaciaires

Le till de surface (codes Tc, till en couverture continue, ou Tm, till en couverture mince et discontinue; voir la carte hors texte) est relativement homogène dans toute la région d'étude. Il s'agit d'un till grisâtre à matrice silto-sableuse contenant des clastes centimétriques à millimétriques, sauf dans le cas où le till se retrouve en couverture mince. Dans ce cas, la présence de blocs anguleux monogéniques est commune. La figure 8 montre la distribution granulométrique de la matrice des tills de la zone d'étude. Généralement, les clastes anguleux à sub-anguleux, certains striés, sont supportés par la matrice. Les épaisseurs de till les plus importantes sont situées à l'ouest de la rivière à la Baleine où il a été fuselé par les écoulements glaciaires. Vers l'est, le till se retrouve d'ordinaire en placages minces sur les affleurements rocheux.

Aux environs de l'élévation 160 m, les zones de till ont été parfois remaniées par l'action des vagues de la mer d'Iberville. Sur la carte des dépôts de surface (carte hors texte), ces unités sont identifiées par les codes Tr (till remanié) ou Trm (till remanié mince) selon l'épaisseur de l'unité. Le même code est également attribué à d'autres faciès. En périphérie des corridors fluvio-glaciaires, les eaux de fonte ont parfois remanié le till, lessivant les particules fines et laissant une myriade de chenaux. Ce contexte sédimentologique est aussi désigné comme un till remanié. Les régions de till remanié par les eaux de fonte glaciaire se trouvent en revanche à une élévation plus importante que le till remanié par l'action des vagues de la mer d'Iberville.

Par endroits, le till se présente comme un diamicton lâche contenant peu de particules fines. Il est recouvert par des champs de blocs et sa surface est marquée par endroits par des moraines de décrépitude. La faible épaisseur du till permet d'exposer de nombreux affleurements. Ce type de faciès est abondant dans la partie sud-est du feuillet SNRC 24G. Associés à des glaces plus ou moins statiques, ces zones ont été cartographiées comme du till de fusion (code Tf sur la carte hors texte). Elles témoignent de reliquats de l'inlandsis qui ont fondu sur place ou de zones ayant expérimenté des conditions de glace à base froide.

Coupe de la rivière à la Baleine

Une coupe stratigraphique a été réalisée le long de la rivière à la Baleine (UTM NAD 83 zone 19 578214N 6417933E; z : 63 m). Cette coupe expose une unité de till inférieur située sous le till de surface et séparée de celui-ci par une unité fluvio-glaciaire. Ce till inférieur très compact

à matrice silto-sableuse noirâtre n'a jamais été répertorié jusqu'à maintenant dans le secteur (photo 2).

Les résultats des mesures de la fabrique (voir annexe 1a) réalisées dans le till de surface ne sont pas concluants. Toutefois, il est possible d'en tirer quelques informations. Les axes c montrent un regroupement relativement bien défini, suggérant que le pendage du plan a-b moyen est orienté grossièrement vers le sud. Les mesures des axes a affichent un regroupement plutôt faible, mais montrent en général une plongée vers le sud.

Mark (1974) a décrit quatre grands types de fabrique de till associés à divers types de processus glaciaire (figure 9) :

- Type A : Plan a-b subhorizontal et axe a parallèle à l'écoulement glaciaire;
- Type B : Plan a-b penté vers l'amont et axe a parallèle à l'écoulement glaciaire;
- Type C : Plan a-b penté vers l'amont et axe a perpendiculaire à l'écoulement glaciaire;
- Type D : Plan a-b subhorizontal et axe a perpendiculaire à l'écoulement glaciaire.

Chacun de ces différents types de fabrique est associé à des environnements glaciaires et à des conditions de mise en place particulières. En se basant sur l'orientation des pôles des plans a-b, c'est-à-dire les axes c, les données recueillies sur le terrain semblent montrer que le till de surface pourrait avoir été mis en place en régime cisailant (till de base, type B) ou de plissement (type C). En considérant l'orientation des axes a, il est clair qu'elle est parallèle à l'écoulement glaciaire et témoigne donc d'un régime en cisaillement. La direction d'écoulement de la glace est approximativement du sud vers le nord, conforme avec les marques d'érosion mesurées pour le dernier mouvement ayant affecté la région.

Dans le cas du till inférieur (voir annexe 1b), les données indiquent une fabrique de type A avec des plans a-b subhorizontaux (axes c) et des axes a parallèles à l'écoulement glaciaire. La direction moyenne des axes a est de 5° avec une plongée moyenne de 10° vers le nord. La relative horizontalité des axes a ne permet pas de déterminer avec certitude le sens de l'écoulement glaciaire, à savoir s'il s'agit d'un mouvement vers le nord ou vers le sud. Toutefois, aucun écoulement glaciaire provenant du dôme de Foxe-Baffin (plus au nord) n'a été documenté dans la littérature. Les marques d'érosion et les mesures de stries sur le territoire montrent essentiellement des directions d'écoulement du sud vers le nord, même pour les mouvements plus anciens.

Coupe de la rivière Chemaux

Deux autres mesures de fabriques ont été réalisées dans une coupe le long de la rivière Chemaux (UTM NAD 83 zone 19 577196N 6415170E; z : 62 m) qui expose une séquence de till de près de 20 m. Peu d'indices laissent supposer l'existence de plus d'une unité glaciaire dans la coupe, si ce n'est du passage d'un till à matrice sablo-silteuse beige

avec des clastes décimétriques à centimétriques anguleux à la base (environ 3 m), à un till à matrice plus silteuse noirâtre avec des clastes centimétriques vers la surface. Le faciès diamictique inférieur montre aussi des niveaux rythmiques et des passages plus sableux. Les mesures d'orientation de la fabrique indiquent par contre des divergences notables quant à la direction d'écoulement de la glace dans ces deux unités.

L'orientation de la fabrique dans la partie superficielle du till (à trois mètres de la surface) ressemble aux résultats obtenus dans le till inférieur de la coupe de la rivière à la Baleine (annexe 2a). Bien que les données montrent une distribution hétérogène, elles semblent aussi indiquer un till de placage (type A) et une direction des glaces du sud-sud-ouest vers le nord-nord-est (orientation 027/03). Dans le cas des mesures de fabrique réalisées dans la partie inférieure du till (voir annexe 2b), la distribution très homogène (type A) semble, quant à elle, indiquer une direction des glaces vers le nord-ouest (295/01). Ces résultats suggèrent l'existence de deux unités glaciaires distinctes ou une réorientation de l'écoulement du NW vers le NNE au cours de la dernière glaciation.

Dynamique et modelé glaciaire

Le modelé glaciaire montre des dépôts et des regroupements de formes de terrain présentant des caractéristiques distinctes à l'échelle de la région d'étude. À l'ouest de la rivière à la Baleine, la couverture de sédiments quaternaires est relativement uniforme. Peu de zones de roc affleurant ont été répertoriées. Les dépôts superficiels sont essentiellement composés de sédiments glaciaires (till). Le secteur à l'ouest de la rivière à la Baleine est caractérisé par une morphologie dominée par des formes fuselées ou des formes drumlinoïdales de longueur diverse, mais d'orientation assez homogène N-S à NNW (photo 3). À l'est de la rivière à la Baleine, ces mêmes formes sont plutôt orientées NNW-SSE, soulignant la convergence des écoulements vers la baie d'Ungava associée à la zone de partage glaciaire en forme de fer à cheval.

Ces corridors de formes drumlinoïdales, qui témoignent d'une vitesse de la glace relativement importante, alternent avec des zones montrant une morphologie dominée par des moraines côtelées ou de Rogen. Entre ces deux pôles géomorphologiques, il existe des formes intermédiaires, soit des moraines côtelées drumlinisées. La signification d'un point de vue dynamique de ces alternances est encore difficile à expliquer. Il s'agit par contre d'une association assez fréquente dans les territoires ayant été englacés.

Une multitude de processus génétiques ont été invoqués afin d'interpréter les formes morainiques côtelées ou de Rogen. L'une des hypothèses proposées est que ces moraines se seraient formées par le morcellement d'une nappe de till (ou tout autre sédiment) causé par un régime extensif lors de l'écoulement de la glace (Hättestrand et Kleman, 1999). Boulton (1987) a avancé que les formes transitoires (moraine de Rogen drumlinisée par exemple)

seraient liées au remodelage du lit sous-glaciaire causé par des changements dans la direction de l'écoulement des glaces. Cette idée implique l'existence de morphologies reliques et un changement des directions d'écoulement de près de 90 degrés. Bien qu'il n'y ait pas de consensus sur le processus génétique à l'origine de ces formes, on peut considérer qu'elles témoignent d'une vitesse des glaces moins importante (changement des conditions sous-glaciaires) et, conséquemment, d'un transport glaciaire également moindre, comparativement aux régions caractérisées par des formes fuselées (drumlinoidales).

Plusieurs crêtes morainiques (photo 4) ont été cartographiées et sont distribuées à peu près uniformément dans l'ensemble de la zone d'étude. Leur répartition pourra éventuellement permettre de mieux circonscrire les positions du front glaciaire et les grandes étapes de la déglaciation de la région.

Marques d'érosion glaciaire et mouvements associés

De nombreuses mesures de stries ont été faites dans la zone d'étude. Essentiellement, les mesures recueillies montrent une direction d'écoulement de direction N-S à NNW dans l'ouest et NNW dans l'est de la région, en accord avec l'orientation des formes drumlinoidales. La figure 10 montre la répartition et l'orientation des stries associées aux mouvements récents. Des marques associées à des mouvements plus anciens ont aussi été répertoriées. Ces marques sont coupées par les stries mentionnées précédemment. Dans la partie orientale du secteur d'étude, le mouvement ancien le plus fréquent et le mieux préservé est orienté globalement WNW ou NW. Son extension semble se limiter à cette portion de la zone d'étude (figure 11). Ce mouvement ancien témoigne probablement du passage de glaces provenant des Torngat et est associé à l'activité du *Labrador ancestor ice-divide* (Dyke et Prest, 1987).

La chronologie entre les différents mouvements répertoriés est difficile à établir pour l'instant. Le mouvement vers le NW semble le plus ancien dans la zone d'étude (figure 11, flèches bleues et jaunes). Celui-ci est coupé par des mouvements vers le NNW (figure 11, flèches mauves et rouges) dont l'origine et l'âge sont difficiles à déterminer. Ces mouvements témoignent toutefois d'une ligne de partage glaciaire plus au sud orientée pratiquement est-ouest. Le déplacement subséquent de la ligne de partage et sa réorientation en une forme arquée (*horseshoe unconformity*) a par la suite entraîné le drainage d'une partie des glaces vers la baie d'Ungava. Ceci se traduit, dans la zone d'étude, par les mouvements convergents dominants N-S (figure 10).

Dans la partie ouest du feuillet SNRC 24G, l'importance de la couverture sédimentaire quaternaire, ainsi que l'étendue importante des zones riches en matériaux organiques, ont rendu difficile la collecte de données de direction glaciaire, en particulier pour les mouvements précoces

précédant le mouvement N-S. Cependant, la géochimie de la matrice des tills peut également être utile pour définir des traînées de dispersion et déterminer les directions d'écoulement glaciaire. Ainsi, une traînée soulignée par le contenu en calcium de la matrice du till dans la partie sud-ouest de la carte marque de façon spectaculaire le dernier mouvement glaciaire (figure 12). À partir de l'extrémité sud-ouest de la zone d'étude où affleurent des unités de roches calcosilicatées, le contenu en Ca dans la fraction fine (<63 µm) des tills s'amenuise du sud vers le nord. La traînée s'étire sur environ une cinquantaine de kilomètres, ce qui peut être considéré comme une première approximation de la distance de transport glaciaire dans ce secteur. Les données pour le fer soulignent également cette traînée de dispersion (figure 13).

Les connaissances sur la géologie du socle pour cette portion de la Province de Churchill sont encore fragmentaires. Dans ces conditions, l'identification d'indicateurs lithologiques permettant de reconstituer les écoulements glaciaires s'avère encore difficile. Toutefois, la présence de certaines lithologies en provenance de la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau-Québec), plus à l'ouest, de compositions distinctes par rapport à celles de la Zone noyau, peut nous permettre de tirer certaines conclusions. La figure 14a montre la répartition des clastes de formation de fer dans les tills échantillonnés. Cette distribution est très semblable à celle des shales et des grès rouges illustrée à l'annexe 3e. Les zones connues de formation de fer se trouvent dans la Fosse du Labrador, à environ 150 km au sud-ouest de la zone d'étude, ainsi qu'en quantité très mineure dans les unités métasédimentaires de la Zone de Rachel-Laporte (correspondant à la Suite de Klein) affleurant principalement au sud-ouest et à l'ouest du feuillet SNRC 24G. Il est clair que les clastes de formation de fer présents dans le till proviennent de cette seconde source étant donné l'éloignement de la Fosse du Labrador. La répartition de ces clastes semble indiquer deux choses. Tout d'abord, une première direction de transport du sud vers le nord semble relativement bien marquée; les tills contenant les proportions les plus importantes de clastes de formation de fer (5 à 8 %) se trouvant au nord des sources potentielles. De plus, bien qu'il soit difficile de quantifier avec exactitude la distance de transport glaciaire, celle-ci semble être du même ordre que celle évaluée grâce à la géochimie du till, soit quelques dizaines de kilomètres.

La figure 14b montre la distribution des clastes de roches intrusives mafiques. Les plus forts pourcentages de clastes mafiques dans le till se trouvent en périphérie de la zone d'étude. La source de ces roches mafiques n'est pas connue et il est donc impossible pour l'instant de déduire une direction de transport glaciaire. L'analyse de la pétrologie des clastes des tills a également été réalisée pour diverses autres lithologies : volcanite mafique, volcanite felsique, intrusion felsique, etc. Ces cartes de dispersion sont présentées à l'annexe 3.

Déglaciation : dépôts fluvioglaciers, dépôts marins associés à la mer d'Iberville et dépôts d'exondation

Les dépôts fluvioglaciers sont omniprésents dans la région d'étude. En effet, la région montre d'importants eskers (code Gx sur la carte hors texte) et d'autres constructions fluvioglaciers mis en place par les eaux de fonte drainées vers la baie d'Ungava. Certains de ces eskers débouchaient directement dans la mer d'Iberville et ont construit des deltas marins (code MGd; photo 5) ou des eskers perlés. Plusieurs canyons et chenaux (juxtaglaciaires, sous-glaciaires ou proglaciaires) ont été cartographiés (photo 6). Leur répartition spatiale constitue des éléments d'information qui devraient permettre de déterminer la configuration et la direction de retrait de la marge glaciaire.

L'altitude maximale de la transgression de la mer d'Iberville semble atteindre 160 m dans la zone d'étude. En effet, des terrasses marines (photo 7) sont observées à cette élévation sur les rives de la rivière à la Baleine. De plus, les glaces étant initialement en contact avec les eaux marines, quelques deltas juxtaglaciaires ont été édifiés (code MGd sur la carte hors texte; photo 8). Ces deltas se trouvent toujours sur la paléorive ouest de la mer d'Iberville. Du côté est, aucune construction deltaïque n'est répertoriée, ni même de terrasses marines bien développées. Ceci pourrait témoigner de la proximité de la marge glaciaire à l'ouest de la mer d'Iberville, alors qu'à l'est, aucune glace n'était présente à proximité du littoral ibervilleen.

Dans le nord de la zone d'étude, les drumlins et les linéations glaciaires situés sous la limite marine ont été parfois fortement remaniés. Quelques terrasses marines ont été construites à partir de certaines formes fuselées. De plus, la queue de quelques formes drumlinoïdales a été refaçonée en flèche littorale. À la suite de la régression marine, des complexes tourbeux se sont développés par endroits à partir de zones mal drainées. Sur quelques-unes de ces zones, des pales organiques se sont développées (code OM sur la carte hors texte; photo 9).

Géochronologie

Trois échantillons ont été prélevés pour la datation par luminescence optique dans divers faciès stratigraphiques. Les analyses sont présentement en cours au laboratoire LUX du Département des sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM. De plus, des blocs métriques affleurant à la surface de deltas juxtaglaciaires et de terrasses marines ont été échantillonnés afin d'être soumis à des datations par isotopes cosmogéniques. Ces datations sont en cours au centre de recherche *Lamont-Doherty Earth Observatory* de l'Université Columbia. Les datations obtenues permettront de raffiner le cadre chronostratigraphique de la région.

Cibles potentielles pour l'exploration minière

Les résultats d'analyse des différents matériaux recueillis lors de ces travaux nous permettent de mettre en évidence quelques cibles potentielles pour l'exploration minière. La combinaison de la géochimie de la fraction de till de granulométrie inférieure à 63 µm, de l'examen visuel des concentrés de minéraux lourds (till et eskers) et de la géochimie des sédiments de fond de lac (Maurice et Labbé, 2009) permettent de mettre en évidence certaines zones d'intérêt. Les résultats de l'examen visuel de minéraux indicateurs ont également permis de souligner certaines régions potentielles. Malheureusement, les données d'analyse à la microsonde n'ont pu être obtenues à temps pour la rédaction de ce rapport. Ceci ne nous permet pas de confirmer pour l'instant l'origine kimberlitique des minéraux indicateurs comme le grenat, le diopside ou l'olivine. Ces données seront discutées dans un rapport subséquent.

Cibles potentielles du socle

Des cibles d'exploration minérale ont déjà été identifiées (Lafrance *et al.*, 2014) dans le feuillet 24G suite à la cartographie géologique et à l'analyse géochimique des échantillons du socle rocheux (figure 15). Ces cibles sont brièvement décrites ici, car elles sont considérées dans l'interprétation de la composition géochimique et minéralogique des sédiments glaciaires (till et eskers).

Dans l'extrême sud-ouest de la zone d'étude, une zone rouillée (JO IL-3209) d'environ 10 m d'épaisseur vraie affleure sur quelques centaines de mètres de longueur (7,7 ppb Pt; 7,3 ppb Pd; 50 ppm Co; 140 ppm Cu; 110 ppm Ni; 90 ppm Zn). Cette zone très fortement magnétique est composée de basaltes amphibolitisés et schisteux riches en pyrite et pyrrhotite (5-10 %) (Lafrance *et al.*, 2014). Dans le même secteur, deux autres échantillons (SB-2154-12 et Glover-SB-2148) ont donné des résultats anomaux en cuivre et nickel (SB-2154-12 : 860 ppm Cu, 120 ppm Zn et 610 ppm Ni; Glover-SB-2148 : 50 ppm Cu et 50 ppm Ni).

Les cibles SB-2129 et CT-5131, dans le centre ouest de la zone d'étude, montrent respectivement des résultats anomaux en cuivre (460 ppm et 420 ppm) et en zinc (340 ppm et 140 ppm). Le site SB-2129 présente également des teneurs anormales en argent (5 g/t).

Une autre cible (Sarvakuutaaq CT-5001), située dans le nord-ouest de la zone d'étude, montre des teneurs en Cu (930 ppm) et en Ni (107 ppm) intéressantes. Il s'agit d'une zone rouillée de 500 m de largeur par 500 m de longueur dans un leucogabbro injecté de veines de quartz centimétriques. Elle contient de 5 à 10 % de pyrrhotite et jusqu'à 1 % de chalcopryrite (Lafrance *et al.*, 2014).

Trois autres cibles (Torcapel BC-6194; Maralik-sud CT-5236; Saffray-ouest FL-7012) se trouvent dans la portion centrale du territoire d'intérêt. Les échantillons ont donné des teneurs anormales en cuivre (Torcapel BC-6194 : 440 ppm et Saffray-ouest FL-7012 : 30 ppm), en zinc (Torcapel BC-6194 : 150 ppm et Saffray-ouest FL-7012 : 90 ppm) ou en nickel (Maralik-sud CT-5236 : 480 ppm). Dans le cas de Torcapel et de Saffray-ouest, le roche encaissante est un paragneiss à sillimanite-grenat-graphite, alors que pour Maralik-sud, l'échantillon anormal provient d'un gabbro amphibolitisé.

Deux autres cibles (Uqaituk DB-1126 et Tasirpak SB-2223), situées dans l'extrême nord-est du feuillet 24G, montrent des teneurs anormales en cuivre (200 et 760 ppm respectivement) associées à des zones rouillées dans des gabbros. Finalement, deux indices dans la partie sud-est (Indice Papavoine-ouest et QPD01007) ont donné des teneurs très fortes en nickel (Papavoine-ouest : 5774 ppm et QPD01007 : 3875 ppm), en Cu (Papavoine-ouest : 4857 ppm et QPD01007 : 2620 ppm) et en éléments du groupe du platine (Papavoine-ouest : 108 ppb Pt + Pd).

Potentiel pour les minéralisations aurifères

Les données de géochimie de fond de lac n'ont guère permis d'identifier d'importantes anomalies aurifères dans le feuillet 24G (Maurice et Labbé, 2009). Dans le cas des analyses de la fraction fine des tills, aucun échantillon n'a dépassé le seuil de détection fixé à 2 ppb.

Potentiel pour les minéralisations en cuivre

Les plus fortes teneurs en cuivre (>81^e rang centile, correspondant à 68 ppm) sont principalement situées dans le secteur ouest de la région d'étude. La proximité de la Fosse du Labrador et de la Zone de Rachel-Laporte, combinée aux directions dominantes de transport glaciaire, peuvent peut-être expliquer certaines de ces anomalies.

Les données d'analyses de sédiments de fond de lac indiquent que certains secteurs du feuillet 24G sont anormaux en Cu (figure 16). Ces zones ont été déterminées par interpolation (krigeage ordinaire, taille des cellules en sortie de 500 m) des échantillons prélevés dans le territoire d'intérêt. Les zones potentielles identifiées à partir de la géochimie des sédiments de fond de lac coïncident avec les cibles Sarvakuutaaq CT-5001, Torcapel BC-6194 et les indices Papavoine-ouest et QPD01007 cités précédemment. Pour la zone Sarvakuutaaq CT-5001, les concentrations en cuivre de la fraction fine des tills prélevés à proximité de la cible affichent des rangs centiles de 91 à 95. De plus, les trois échantillons de till prélevés en périphérie contenaient de 11 à 42 grains de chalcopryrite (compte normalisé pour des échantillons de 10 kg). Les tills de cette région possèdent une granulométrie relativement fine et sont donc peu perméables, ce qui permet de préserver les sulfures de l'alté-

ration. L'abondance de grains de chalcopryrite dans le till du secteur Sarvakuutaaq CT-5001 témoigne de la proximité évidente d'une source riche en cuivre. En comparaison, le till prélevé jusqu'à environ 5 km en aval glaciaire de gîtes porphyriques de la Cordillère canadienne peut contenir aussi peu que 10 grains de chalcopryrite par 10 kg (Plouffe *et al.*, 2013). En périphérie des cibles et indices Torcapel BC-6194, Papavoine-ouest et QPD01007, les échantillons de till, tout comme les sédiments de fond de lac, montrent des teneurs anormales en cuivre; les tills de cette zone ont des teneurs variant de 51 à 685 ppm, alors que les sédiments de fond de lac titrent de 47,36 à 82,42 ppm.

L'unité de metabasaltes au sud-ouest du feuillet 24G (cible JO IL-3209) présente également un certain intérêt pour les minéralisations de cuivre. Les échantillons de till montrant les teneurs les plus élevées en Cu se situent tous au nord-est de l'unité, dans l'axe de la dispersion glaciaire régionale. De plus, deux échantillons de till contiennent des grains de chalcopryrite, avec respectivement 12 et 20 grains (figure 16).

Des grains de chalcopryrite (3 à 18 grains par échantillon; figure 16) ont également été observés dans les échantillons provenant de deux grands eskers de la partie ouest de la région d'étude, ce qui souligne le potentiel de ce secteur pour les minéralisations de Cu. Considérant le caractère oxydant et la granulométrie généralement grossière d'un esker entraînant une forte perméabilité, le fait que la chalcopryrite ait été préservée de l'altération pourrait indiquer la proximité de la source et/ou la richesse de celle-ci. La ou les sources des grains de chalcopryrite se retrouvent vraisemblablement au sud des sites de prélèvement étant donné la mise en place des eskers par des eaux de fonte se drainant vers le nord.

Potentiel pour les minéralisations d'uranium

La partie nord-est de la zone d'étude montre un bon potentiel uranifère. Cette zone, caractérisée par du roc affleurant de façon continue sur plusieurs kilomètres, est essentiellement composée de gneiss granitiques et de granites à biotite de la Zone noyau. Les analyses de sédiments de fond de lac permettent de circonscrire quelques zones anormales en uranium dans ce secteur (figure 17). Les résultats obtenus pour la fraction fine des tills corroborent ces observations. En effet, une forte proportion des échantillons montrant les teneurs les plus élevées se situent dans l'extrême nord-est du feuillet 24G (4 à 6 ppm). De plus, lors de la campagne de terrain, des mesures de rayonnement gamma ont permis de relever des émissions de l'ordre de 5000 à 13 000 cps à l'affleurement (figure 17). Le levé spectrométrique aéroporté a également souligné le potentiel uranifère de cette zone (Intissar *et al.*, 2013). Une anomalie régionale de 18 km par 75 km a montré une forte réponse pour l'uranium, le thorium et le potassium. Les pegmatites observées plus au sud représentent probablement la source de cette anomalie (Intissar *et al.*, 2013).

Potentiel pour les minéralisations en zinc

Les plus fortes teneurs en zinc dans la fraction fine du till se retrouvent à deux endroits. Un premier groupe, situé dans la partie nord-est de la région d'étude, montre les concentrations les plus fortes (du 97^e au 99^e rang centile, correspondant à 90 à 140 ppm). Cette zone est également soulignée par les analyses de sédiments de fond de lac qui indiquent aussi une anomalie en Zn importante (figure 18). Cette région n'a malheureusement pas été visitée par l'équipe de cartographie du socle rocheux durant l'été 2012.

Deux autres échantillons de till montrant de fortes concentrations en zinc sont situés au sud-ouest de l'anomalie du socle Torcapel BC-6194. Ces échantillons définissent une deuxième zone cible et montrent des valeurs allant de 100 ppm (>98^e rang centile) à 140 ppm Zn (99^e rang centile). Les analyses en zinc de sédiments de fond de lac indiquent aussi une zone anormale au même endroit. Il semble clair que les cibles du socle ne permettent pas d'expliquer ces anomalies en zinc dans le till. Les directions de dispersion glaciaire dans ce secteur sont grossièrement du sud vers le nord. Les sources doivent appartenir à des ensembles rocheux localisés en amont glaciaire des sites d'échantillonnage dans un rayon de quelques kilomètres plus au sud.

CONCLUSION ET TRAVAUX À VENIR

La campagne de terrain 2012 du projet Quaternaire Churchill a permis la cartographie des dépôts de surface du feuillet SNRC 24G à l'échelle 1/250 000. De plus, l'échantillonnage de till et d'eskers a permis de mettre en évidence quelques cibles potentielles en Cu, Zn et U. Au cours des prochains mois, les résultats d'analyse à la microsonde permettront de déterminer la possible présence de minéraux indicateurs de kimberlites dans les échantillons de till et d'eskers. Les données de géochronologie devraient aussi permettre de revoir le cadre chronostratigraphique des événements quaternaires des basses-terres de la baie d'Ungava.

Au cours de la campagne de terrain 2013, le feuillet SNRC 24H, situé à l'est du feuillet 24G, sera cartographié et échantillonné (till et eskers) dans la poursuite des objectifs poursuivis par ce projet. Le rapport qui sera publié 2015 devrait donc comprendre les résultats analytiques et géochronologiques finaux de la campagne 2012 et 2013, ainsi que les données de terrain et la cartographie du territoire levé à l'été 2013.

Ce rapport conclut la première de quatre étapes du projet de levés quaternaires Churchill.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD, M. – SÉGUIN, M.K., 1985 – La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois: Bassins des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'Eau Claire. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 39, pages 13-24.
- ALLARD M. – SÉGUIN, M.K., 1987 – Le pergélisol au Québec nordique : bilan et perspectives. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 41, pages 141-152.
- ALLARD, M. – FOURNIER, A. – GAHÉ, E. – SÉGUIN, M.K., 1989 – Le Quaternaire de la côte sud-est de la baie d'Ungava, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 43, pages 325-336.
- ANDREWS, J.T. – SHILTS, W.W. – MILLER, G.H., 1983 – Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) formation. *Quaternary Research*; volume 19, pages 18-37
- BARNETT, D.M., 1963 – Former pro-glacial lake shorelines as indicators of the pattern of deglaciation of the Labrador/Ungava Peninsula. Centre for Northern Studies and Research, McGill University; McGill Sub-Arctic Research Paper 15, pages 23-33.
- BARNETT, D.M., 1967 – Glacial Lake MacLean and its relationship with Glacial Lake Naskaupi. *Geographical Bulletin*; volume 9, pages 407-428.
- BARNETT, D.M. – PETERSON, J.A., 1964 - The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador/Ungava. *Canadian Geographer*; volume 8, pages 173-181.
- BOTTOMLEY, R.J. – YORK, D. – GRIEVE, R.A.F., 1990 – ⁴⁰Argon-³⁹Argon dating of impact craters. *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 20th*; pages 421-431.
- BOULTON, G.S., 1987 – A theory of drumlin formation by subglacial deformation. *In: Drumlin Symposium: Proceeding of the Drumlin Symposium, First International Conference on Geomorphology* (Menziés, J. and Rose, J., editors). Balkema, Rotterdam, pages 25-80.
- CLARK, C.D. – KNIGHT, J.K. – GRAY, J.T., 2000 – Geomorphological reconstruction of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*; volume 19, pages 1343-1366.
- CLARK, P.U. – FITZUHG, W.W., 1990 – Late deglaciation of the Central Labrador coast and its implications for the age of Glacial Lakes Naskaupi and McLean and prehistory. *Quaternary Research*; volume 34, pages 296-305.
- CLARK, P.U. – BROOK, E.J. – RAISBECK, G.M. – YIOU, F. – CLARK, J., 2003 – Cosmogenic ¹⁰Be ages of the Saglek Moraines Torngat Mountains, Labrador. *Geological Society of America Bulletin*; volume 31, pages 617-620.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 180 pages.
- DAIGNEAULT, R.A. – BOUCHARD, M., 2003 – Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Revue canadienne des sciences de la Terre*; volume 41, pages 919-938.

- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2013 – Levé magnétique et spectrométrie aéroporté dans le secteur de la rivière à la Baleine, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2013-03, 10 pages et 170 plans.
- DENTON, G.H. – HUGHES, T.J., 1981 – The Last Great Ice Sheets. John Wiley and Sons; 484 pages.
- DYKE, A., 2004 – An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. *In*: Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, part II (Ehlers, J. and Gibbard, P.L., editors). Elsevier; pages 373-424.
- DYKE, A.S. – DREDGE, L.A. – VINCENT, J.-S., 1982 – Configuration and dynamics of the Laurentide ice sheet during the late Wisconsin maximum. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 36, pages 5-14.
- 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.
- FLINT, R.F., 1943 – Growth of the North American Ice Sheet during the Wisconsinian Age. *Geological Society of America Bulletin*; volume 54, pages 325-362.
- FULTON, R.J., 1995 – Matériaux superficiels du Canada. Commission géologique du Canada; Carte 1880A, échelle 1/5 000 000.
- GANGLOFF, P. – GRAY, J.T. – HILLAIRE-MARCEL, C., 1976 – Reconnaissance géomorphologique de l'ouest de la baie d'Ungava, Nouveau Québec. *Revue de Géographie de Montréal*; volume 30, pages 339-348.
- GRAY, J.T. – LAURIOL, B., 1985 – Dynamics of the Late Wisconsin ice sheet in the Ungava Peninsula interpreted from the geomorphological evidence. *Arctic Alpine Research*; volume 17, pages 289-310.
- HÄTTESTRAND, C. – KLEMAN, J., 1999 – Ribbed moraine formation. *Quaternary Science Reviews*; volume 18, pages 43-61.
- HENDERSON, E.P., 1959 – A glacial study of central Quebec-Labrador. *Geological Survey of Canada*; Bulletin no 50, 94 pages.
- HOULE, P. – PERREAULT, S., 2007 – Les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat, la province de Churchill Sud-Est (Zone noyau) et l'Orogène de l'Ungava (région administrative 10, Nord-du-Québec). Dans : Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV-2008-01, pages 35-39.
- HUGHES, O.L., 1964 – Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec. *Geological Survey of Canada*; Bulletin no 106, 20 pages.
- INTISSAR, R. – MAURICE, C. – CLARK, T. – D'AMOURS, I., 2013 – Cibles d'exploration déterminées à partir des données de spectrométrie dans les secteurs du lac Romanet et de la rivière à la Baleine, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles; PRO 2013-01, 16 pages.
- IVES, J.D., 1957 – Glaciation of the Torngat Mountains, northern Labrador. *Arctic*; volume 10, pages 67-87.
- IVES, J.D., 1958 – Glacial drainage channels as indicators of late-glacial conditions in Labrador-Ungava: a discussion. *Cahiers de Géographie du Québec*; volume 3, pages 57-72.
- IVES, J.D., 1959 – The former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River valley. *McGill Sub-Arctic Research Papers*; volume 6, pages 9-44.
- IVES, J.D., 1960 – Former ice-dammed lakes and deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador/Ungava. *Geographical Bulletin*; volume 14, pages 44-70.
- IVES, J.D., 1978 – The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during last glaciation. *Arctic and Alpine Research*; volume 31, pages 24-53.
- IVES, J.D. – NICHOLS, H. – SHORT, S., 1976 – Glacial History and Paleoecology of Northeastern Nouveau-Québec and Northern Labrador. *Arctic*; volume 29, pages 48-52.
- JANSSON, K. N. 2003 – Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*; volume 193, pages 473-501.
- JANSSON, K.N. – KLEMAN, J., 2004 – Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. *Paleoceanography*; volume 19, pages 1-12.
- JANSSON, K.N. – KLEMAN, J. – MARCHANT, D., 2002 – The succession of ice-flow patterns in north-central Québec, Canada. *Quaternary Science Review*; volume 21, pages 503-523.
- KAUFMAN, D.S. – MILLER, G.H. – STRAVERS, J.A. – ANDREWS, J.T., 1993 – Abrupt early Holocene (9.9- 9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology*; volume 21, pages 1063-1066.
- KLASSEN, R.A. – THOMPSON, F.J., 1993 – Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador. *Geological Survey of Canada*; Bulletin no 435, 76 pages.
- KLEMAN, J. – BORGSTRÖM, I. – HÄTTESTRAND, C., 1994 – Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*; volume 111, pages 217-228.
- KRUMBEIN, W.C. – SLOSS, L.L., 1963 – Stratigraphy and Sedimentation. W. H. Freeman and Company, San Francisco; 660 pages.
- LAFRANCE, I. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D., 2014 – Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G, 24F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-02, 50 pages.
- LAURIOL, B., 1982 – Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. *Palaéogéographie Québec*; volume 15, 174 pages.
- LAURIOL, B. – GRAY, J.T. – HÉTU, B. – CYR, A., 1979 – Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk, Nouveau-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 33, pages 189-203.
- LOW, A.P., 1896 – Report on exploration in the Labrador Peninsula along the Eastmain, Koksoak, Hamilton, Manikuagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95. *Geological Survey of Canada*; Annual Report, volume 8, part L.
- MARK, D.M., 1974 – On the interpretation of till fabrics. *Geology*; volume 2, pages 101-104.
- MAURICE, C. – LABBÉ, J.-Y., 2009 – Réanalyse de sédiments de fond de lac dans la partie nord-est du Québec (Sous-province d'Ashuanipi, Orogène du Nouveau-Québec et Province de Churchill Sud-Est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2009-09, 8 pages.

- MATTHEW, E.M., 1961 – Deglaciation of the George River basin Labrador-Ungava; in field Research in Labrador-Ungava, Annual Report 1959-1960, McGill Sub-Arctic Research Paper, volume 11, pages 29-45.
- McCLENAGAN, B., 2011 – Overview of common processing methods for recovery of indicator minerals from sediment and bedrock in mineral exploration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*; volume 11, pages 265-278.
- McKINNON–MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – McCALL, L., 2001 – The 2000-2001 exploration program on the Quebec 7 property. Rapport statutaire déposé au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM-59375, 1326 pages et 11 plans.
- MOORHEAD, J. – BERNIER, L., 2000 – Contrôles structuraux, caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de la Kimberlite d’Otish. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-14, 55 pages.
- PARADIS, S.J. – PARENT, M., 2002a – Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié ouest), Québec-Terre-Neuve-et-Labrador. Commission géologique du Canada; Carte 2013A, échelle 1/125 000.
- PARADIS, S.J. – PARENT, M., 2002b – Géologie des formations en surface, Rivière Koroc (moitié est), Québec-Terre-Neuve-et-Labrador. Commission géologique du Canada; Carte 2014A, échelle 1/125 000.
- PARENT, M. – PARADIS, S.J. – BOISVERT, E., 1995 – Ice-flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: Implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 32, pages 2057-2070.
- PETERSON, J.A., 1965a – Deglaciation of the Whitegull Lake area, Labrador/Ungava. *Cahiers de Géographie du Québec*; volume 9, pages 183-196.
- PETERSON, J.A., 1965b – Ice-push ramparts in the George river basin, Labrador-Ungava. *Arctic*; volume 18, pages 189-193.
- PISSART, A. – GANGLOFF, P., 1984 – Les paves minérales et organiques de la vallée de l’Aveneau, près de Kuujuaq, Québec subarctique. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 38, pages 217-228.
- PLOUFFE, A. – FERBEY, T. – ANDERSON, B. – HASHMI, S. – WARD, B., 2013 – Indicator minerals and till geochemistry near porphyry deposits in the Canadian Cordillera. Dans : Québec Mines 2013, Résumés des conférences et des photographies. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-03, page 39.
- SHILTS, W.W., 1980 – Flow patterns in the central North American ice sheet. *Nature*; volume 286, pages 213-218.
- SHILTS, W.W., 1982 – Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region. *Le Naturaliste canadien*; volume 109, pages 309-332.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujuaq et de la baie d’Ungava (SNRC 24J, 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2013-04, 62 pages et 1 plan.
- STRAVERS, J.A. – MILLER, G.H. – KAUFMAN, D.S., 1992 – Late glacial ice margins and deglacial chronology for south-eastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 1000-1017.
- THÉRIAULT, R., 2002 – Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-06, 8 pages et 1 plan.
- TYRELL, J.B. – DOWLING, D.G., 1913 – Hudson Bay exploring expedition, 1912. Ontario Bureau of Mines; Annual report 22, Part 1, pages 161-209.
- VEILLETTE, J.J. 2004 – Ice-flow Chronology and palimpsest, long distance dispersal of indicators clasts, north of the St. Lawrence river valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 58, pages 187-216.
- VEILLETTE, J.J. – POMARES, J.-S., 1991 – Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec. Geological Survey of Canada; Current Research, Part C, Paper 1991-C, pages 143-148.
- VEILLETTE, J.J. – McCLENAGHAN, M.B., 1996 – Sequence of glacial ice flows in Abitibi-Timiskaming: implications for mineral exploration and dispersal of calcareous rocks from the Hudson Bay basin, Quebec and Ontario. Geological Survey of Canada; Open File 3033, Map 1:500 000 scale.
- VEILLETTE, J.J. – DYKE, A.S. – ROY, M., 1999 – Ice-flow evolution of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet: A review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*; volume 18, pages 993-1019.
- WENTWORTH, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*; volume 30, pages 377-392.
- VINCENT, J.S., 1989 – Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield. In: *Quaternary Geology of Canada and Greenland* (Foulton, R.J., editor). Geological Survey of Canada; Geology of Canada, volume 1, pages 249-275.
- WARDLE, R.J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 39, pages 639-663.

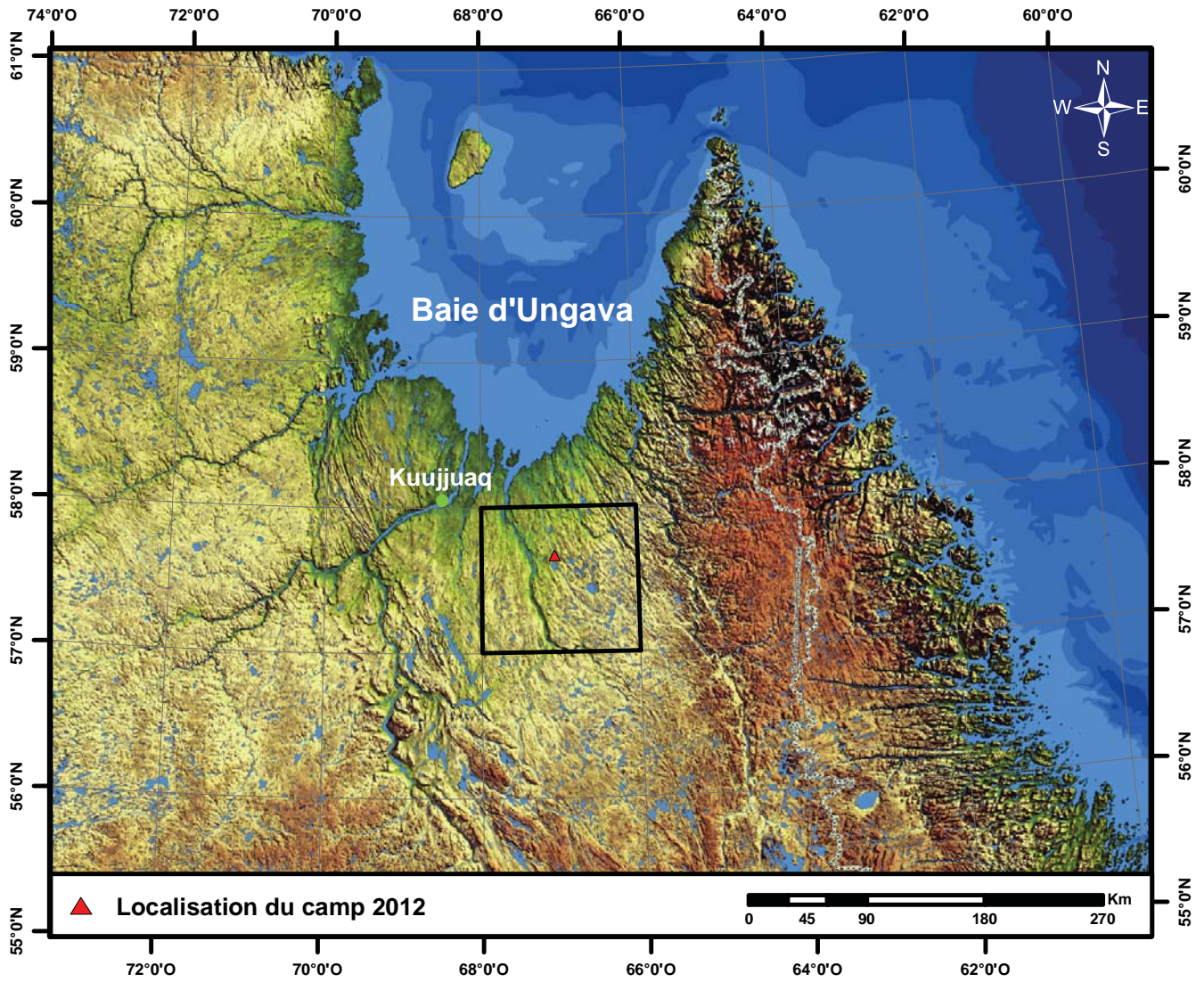


FIGURE 1 – Localisation du camp et de la zone d'étude.

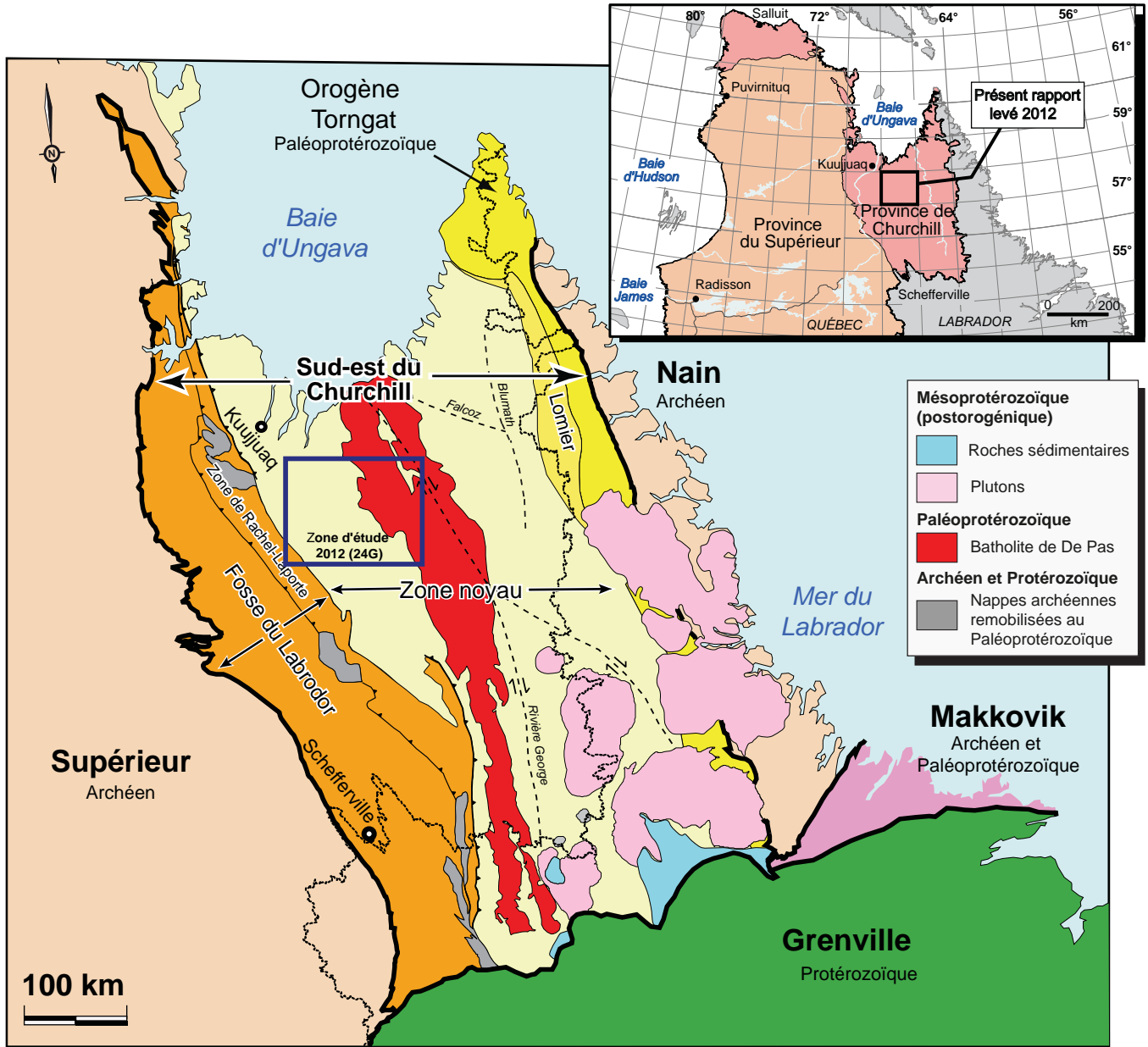
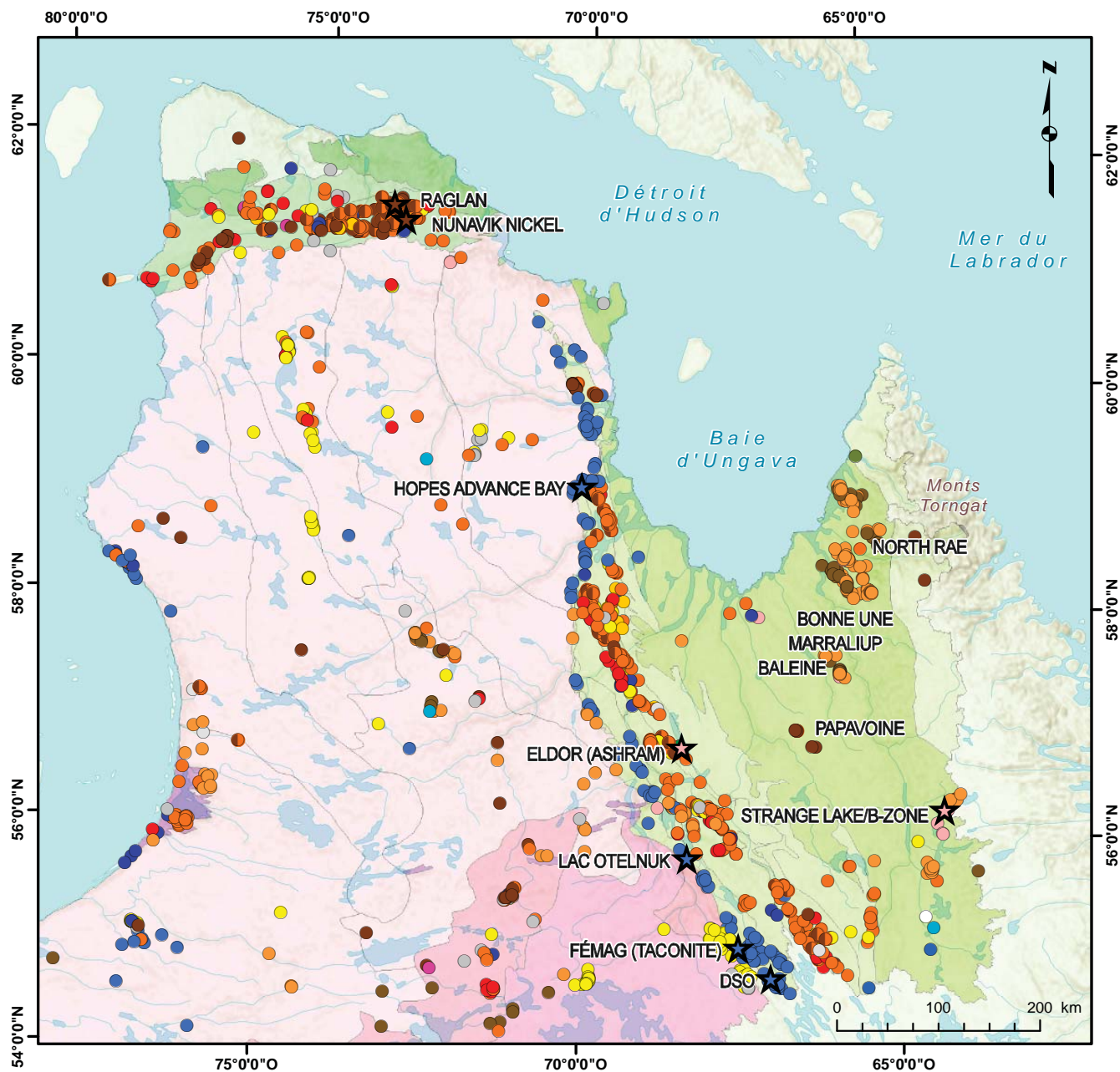


FIGURE 2 – Carte géologique de la région d’étude montrant les orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat, ainsi que la Zone noyau. Modifiée de Lafrance *et al.* (2013).



LÉGENDE

MINES ET PROJETS

- ★ Fer
- ★ Nickel
- ★ Terres rares

CORPS MINÉRALISÉS/ INDICES

- | | | |
|-------------|-----------------|----------------|
| ● Argent | ● Fer | ● Platine |
| ● Or | ● Molybdène | ● Thorium |
| ● Cobalt | ● Niobium | ● Terres rares |
| ● Chrome | ● Nickel | ● Uranium |
| ● Cuivre | ● Nickel-Cuivre | ● Vanadium |
| ● Palladium | ● Plomb | ● Tungstène |
| | | ● Zinc |

FIGURE 3 – Localisation des indices et gisements répertoriés dans le nord du Québec. Carte interactive des données SIGÉOM.

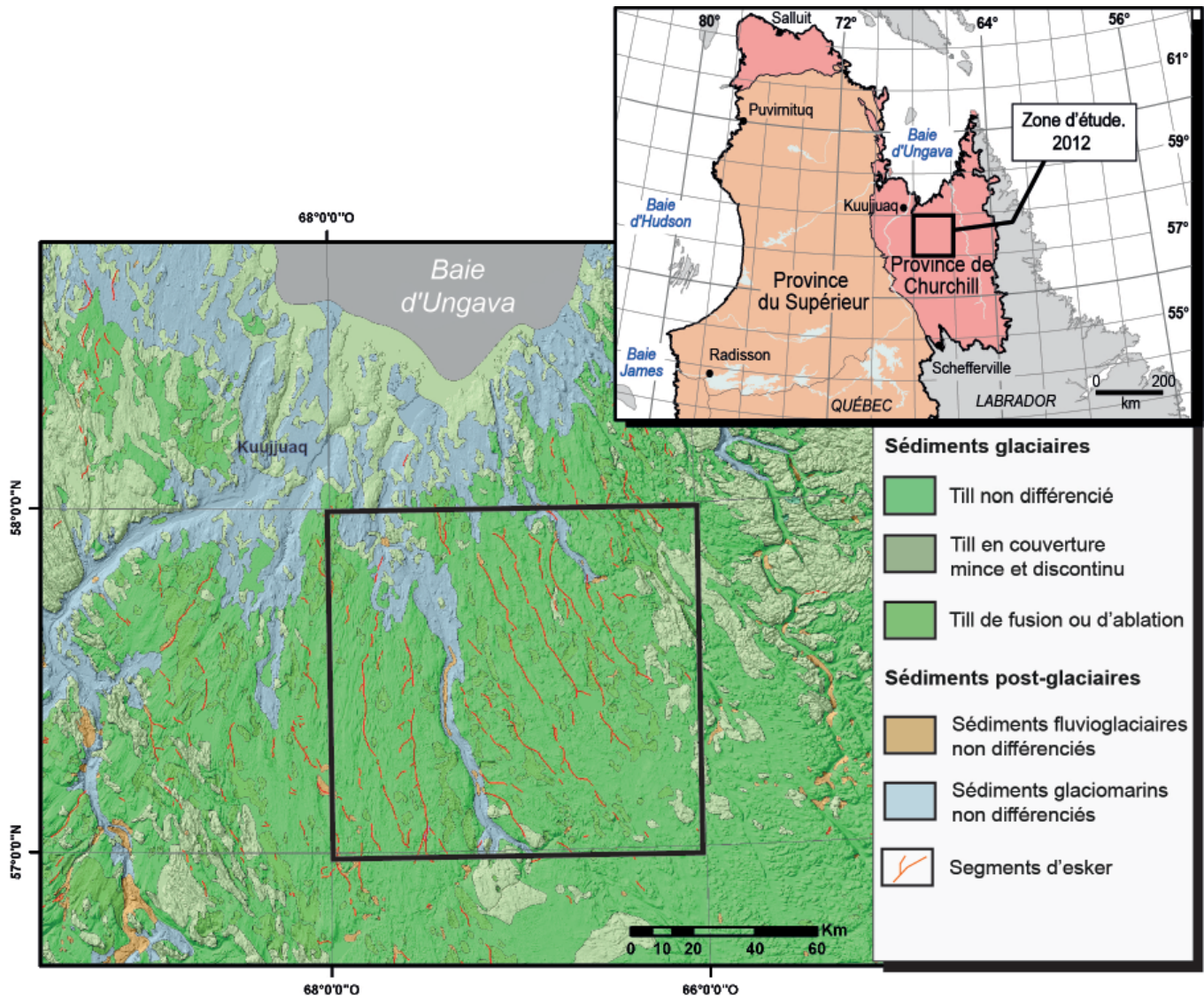


FIGURE 4 – Cartographie de surface de la zone d'étude (modifié de Fulton, 1995).

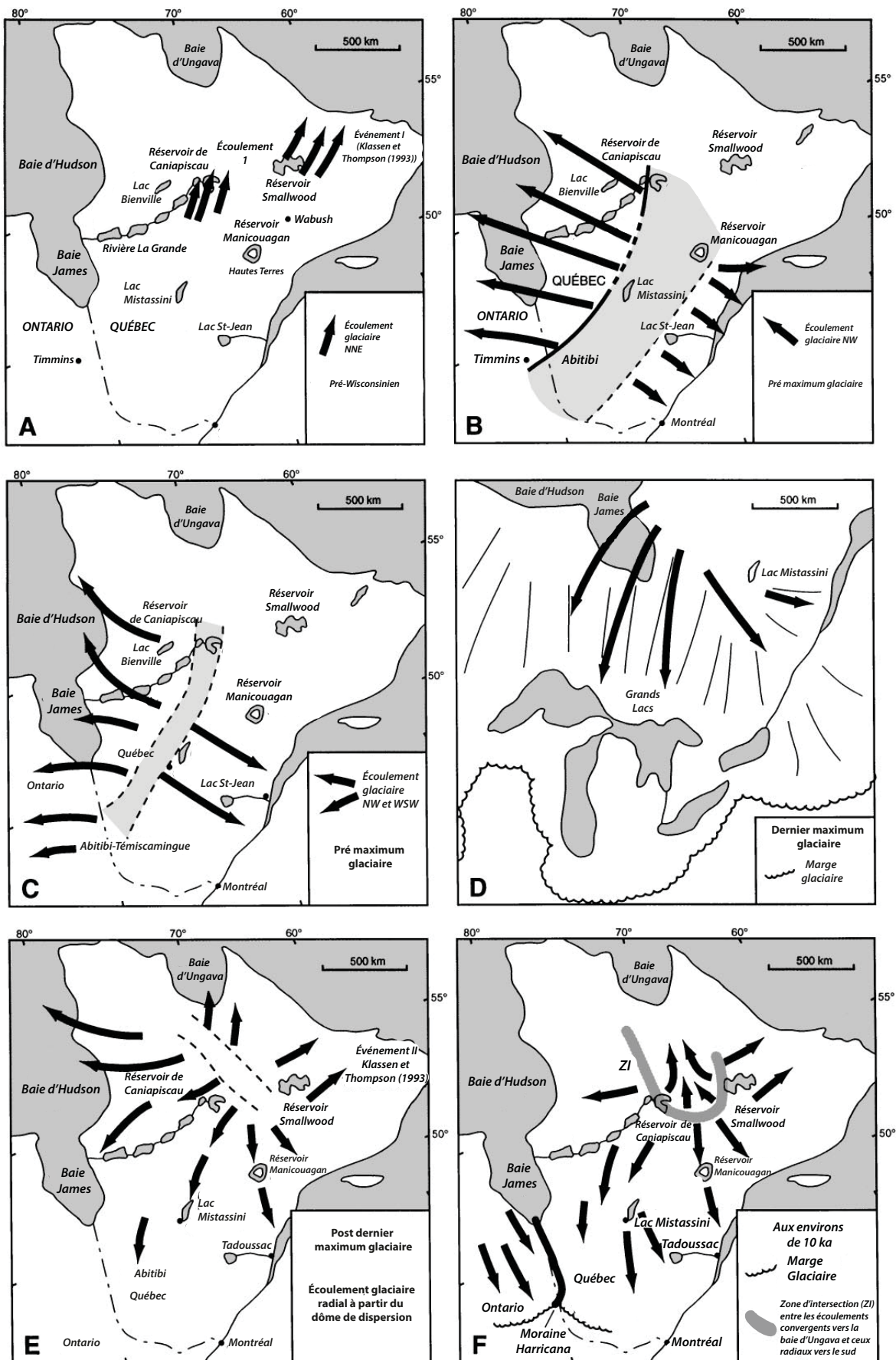


FIGURE 5 – Séquence d'écoulements glaciaires du secteur du Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien, d'après Veillette *et al.* (1999).

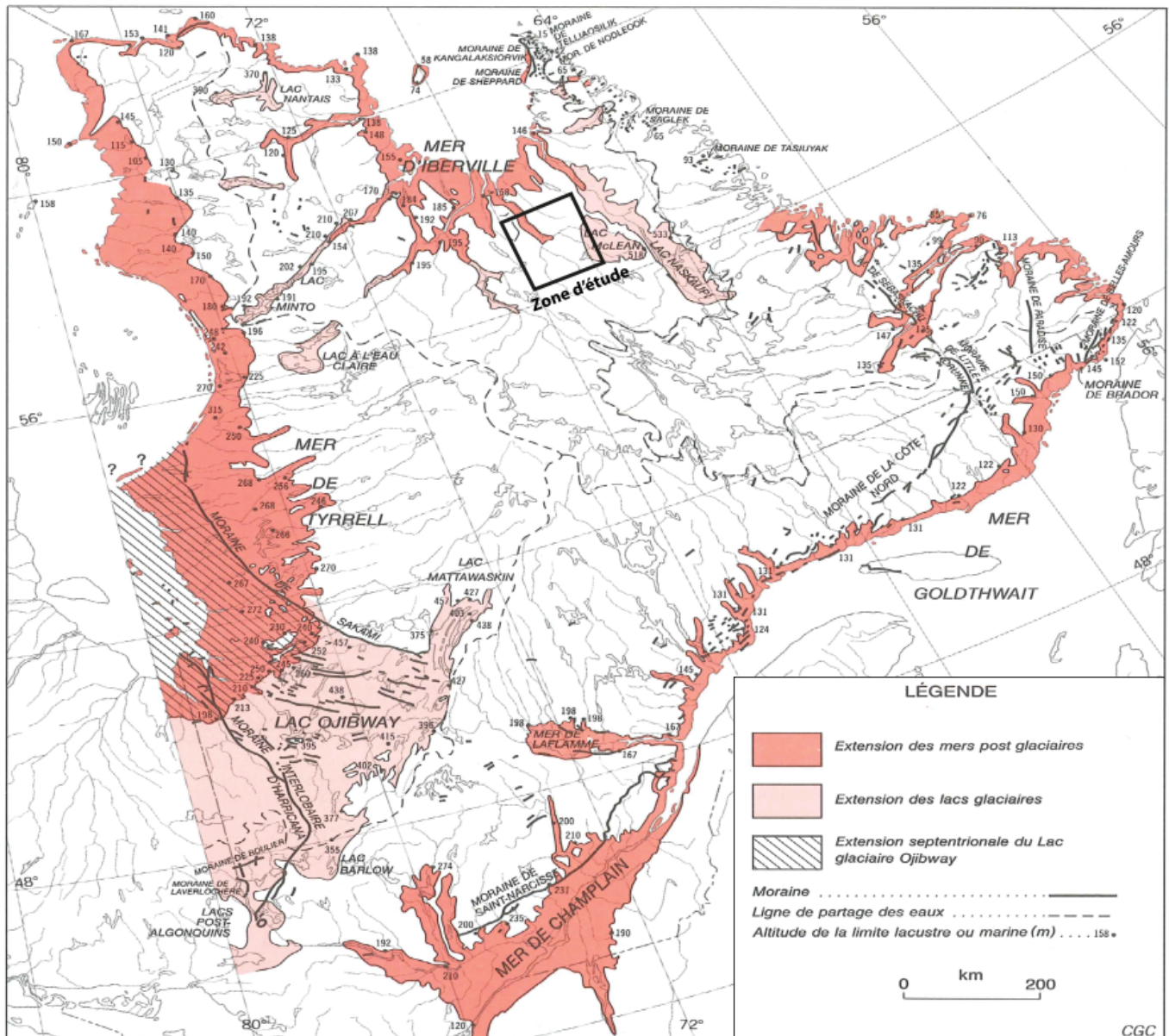
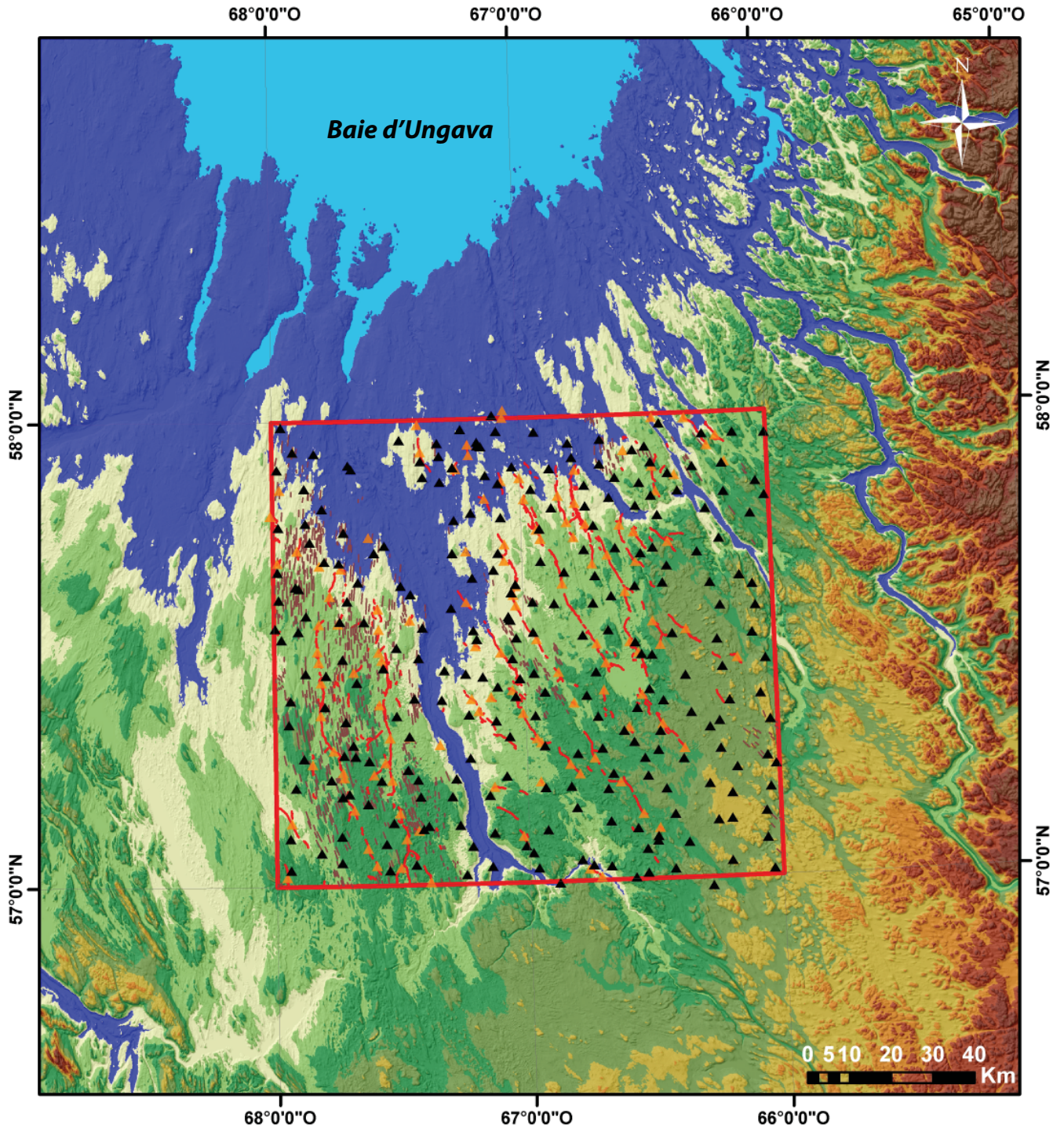


FIGURE 6 – Extension des lacs glaciaires et des mers post-glaciaires au Québec (Vincent *et al.*, 1989).









- | | | | |
|---|--|--|------------------------------|
|  | Zone d'étude 2012 |  | Échantillons d'esker (15 kg) |
|  | Limite d'extension maximale de la mer d'Irberville |  | Segments d'esker |
|  | Échantillons de till (10 kg) |  | Formes fuselées |

FIGURE 7 – Localisation des échantillons de till (triangles noirs) et d'esker (triangles orange) prélevés au cours de la campagne de terrain 2012.

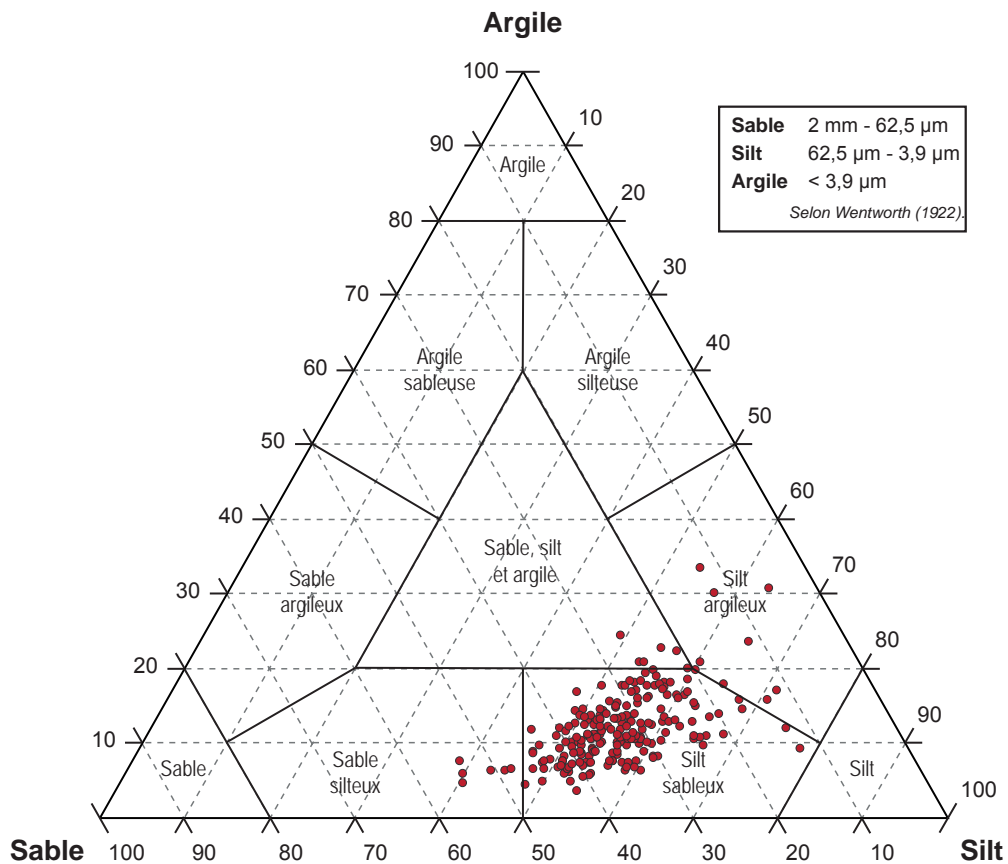


FIGURE 8 – Distribution de la granulométrie de la matrice pour les différents tills échantillonnés au cours de l’été 2012 (Krubein et Sloss, 1963; Wentworth, 1922).

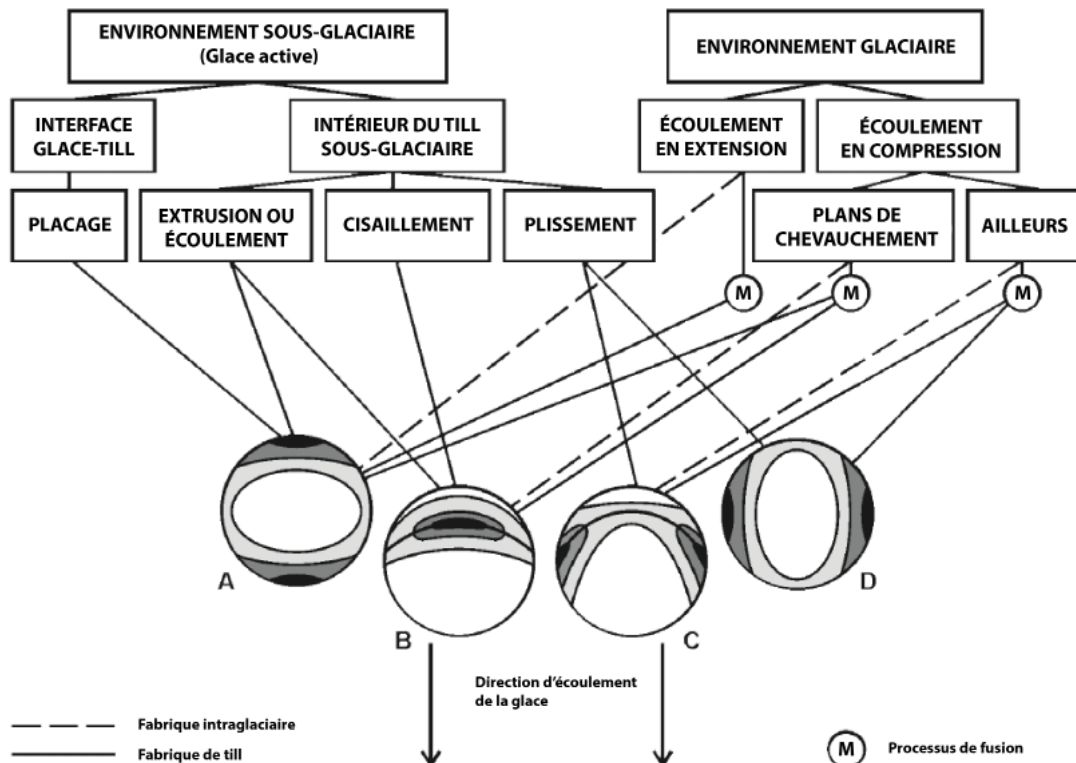
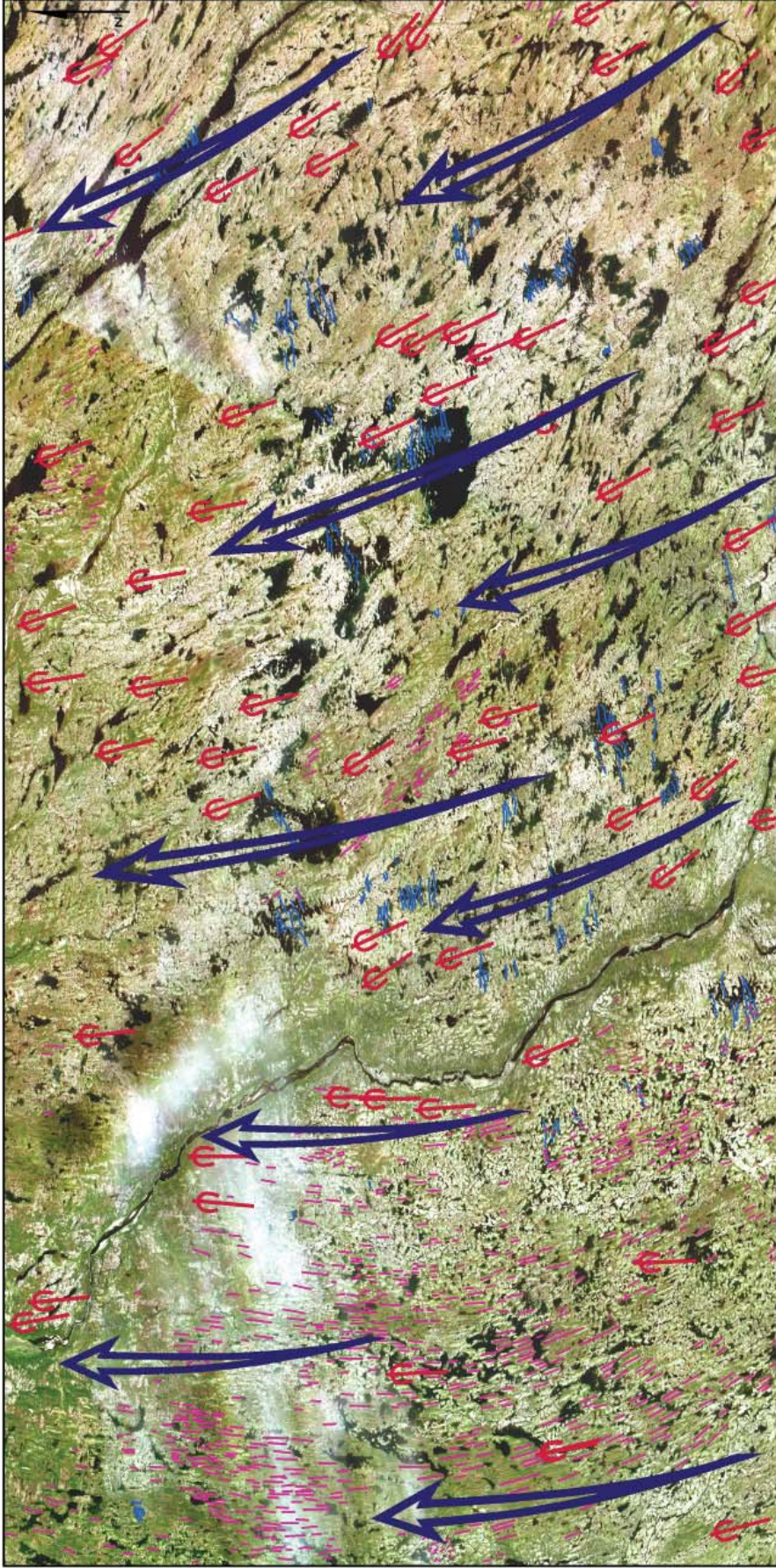


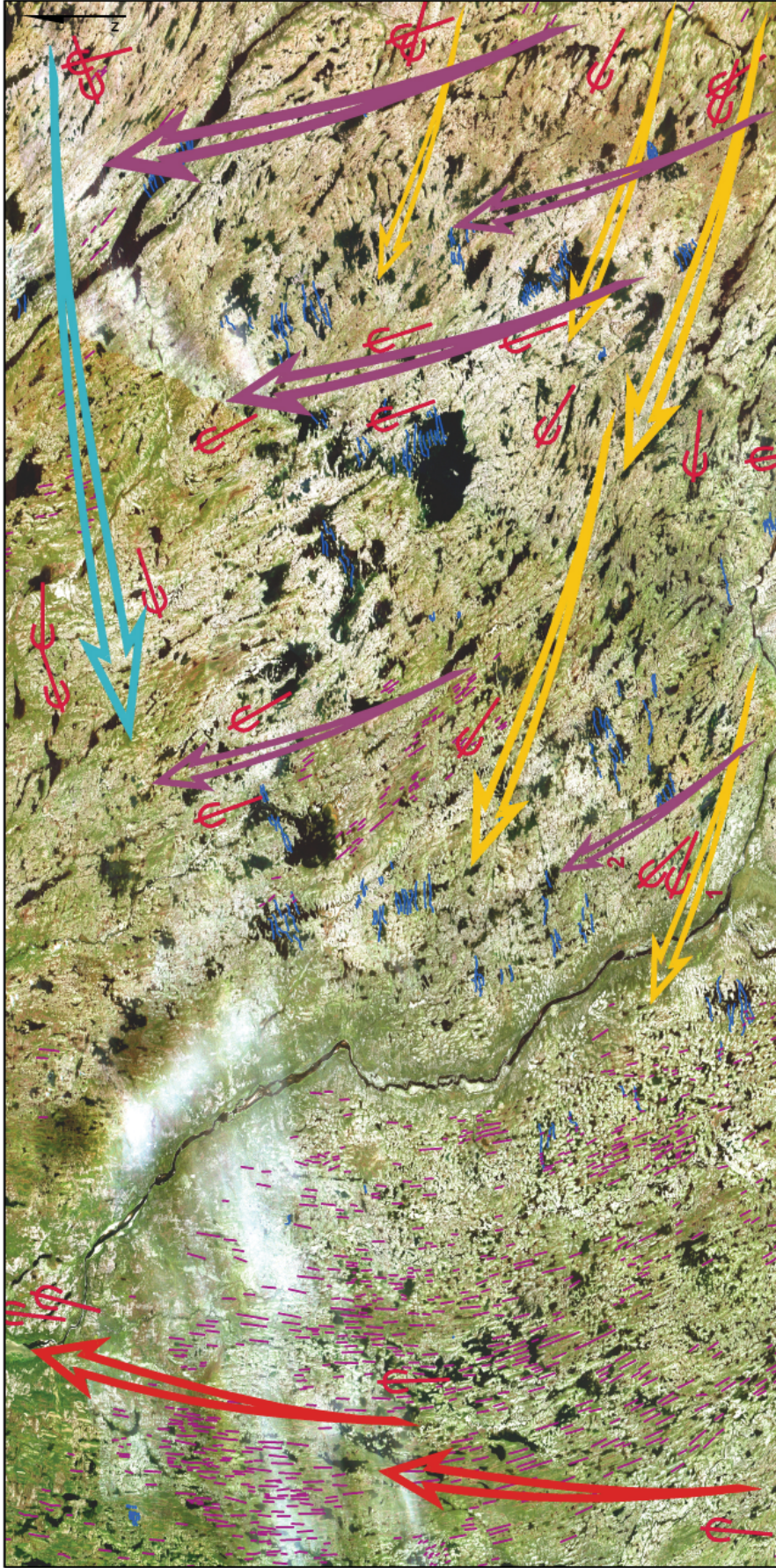
FIGURE 9 – Grands types de fabrique de till et conditions glaciaires associées. Tiré de Mark (1974).



MOUVEMENTS GLACIAIRES RÉCENTS

-  Stries
-  Formes fuselées
-  Moraine de Rogen

FIGURE 10 – Répartition et orientation des mouvements glaciaires récents répertoriés dans la zone d'étude. Image satellitaire Rapideye, projection longitude-latitude.



MOUVEMENTS GLACIAIRES ANTÉRIEURS

 1,2 (1, plus vieille ; 2, plus jeune)



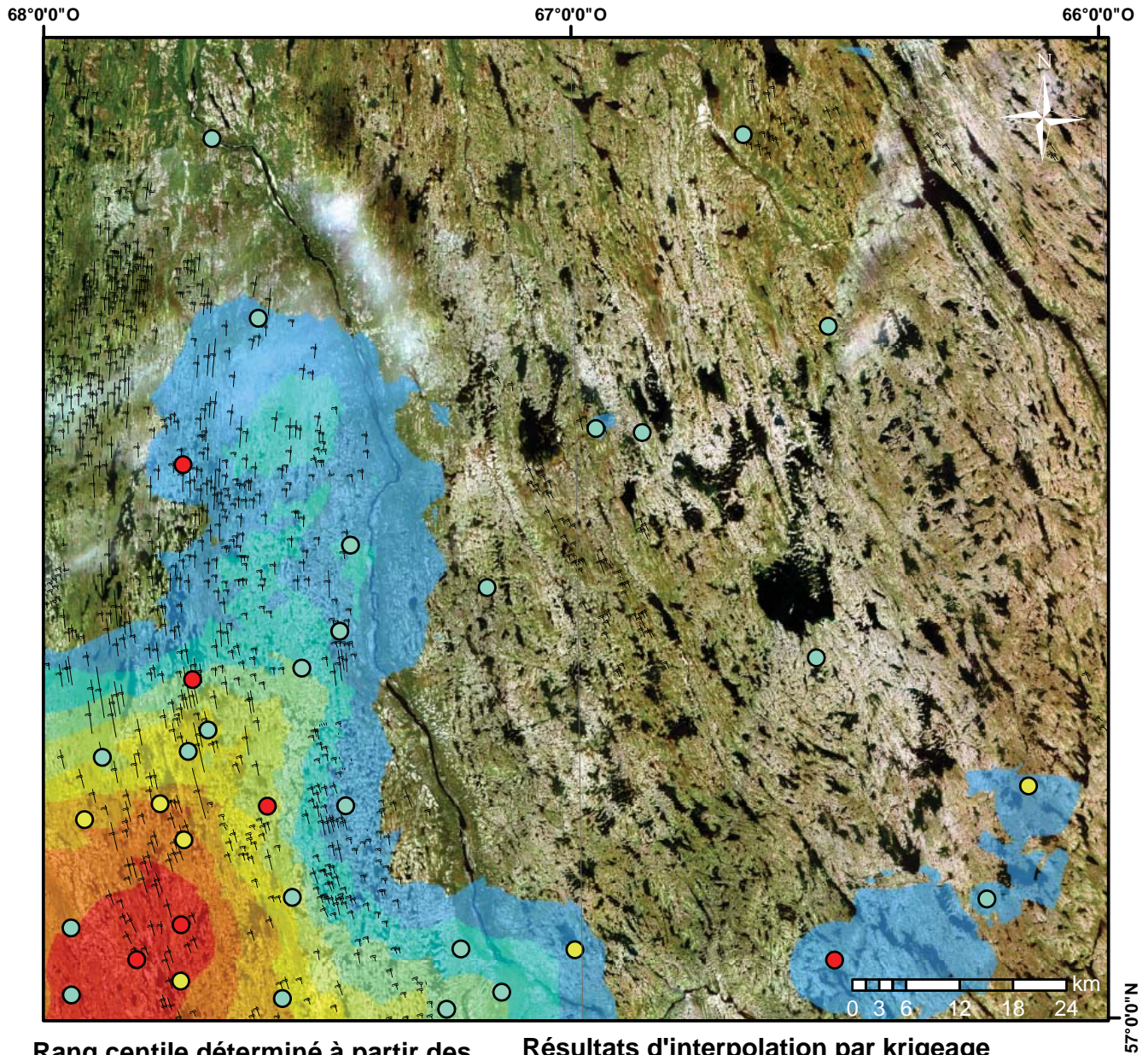
-  Formes fuselées
-  Moraine de Rogen

FIGURE 11 – Répartition et orientation des mouvements glaciaires anciens répertoriés dans la zone d'étude (feuillelet SNRC 24G). Image satellitaire Rapideye, projection longitude-latitude.



Rang centile déterminé à partir des analyses géochimiques de la fraction fine de la matrice des tills.

- 81 - 90
- 91 - 95
- 96 - 97
- 98 - 100

Résultats d'interpolation par krigeage réalisée à partir des données de géochimie de fond de lac (% Ca).

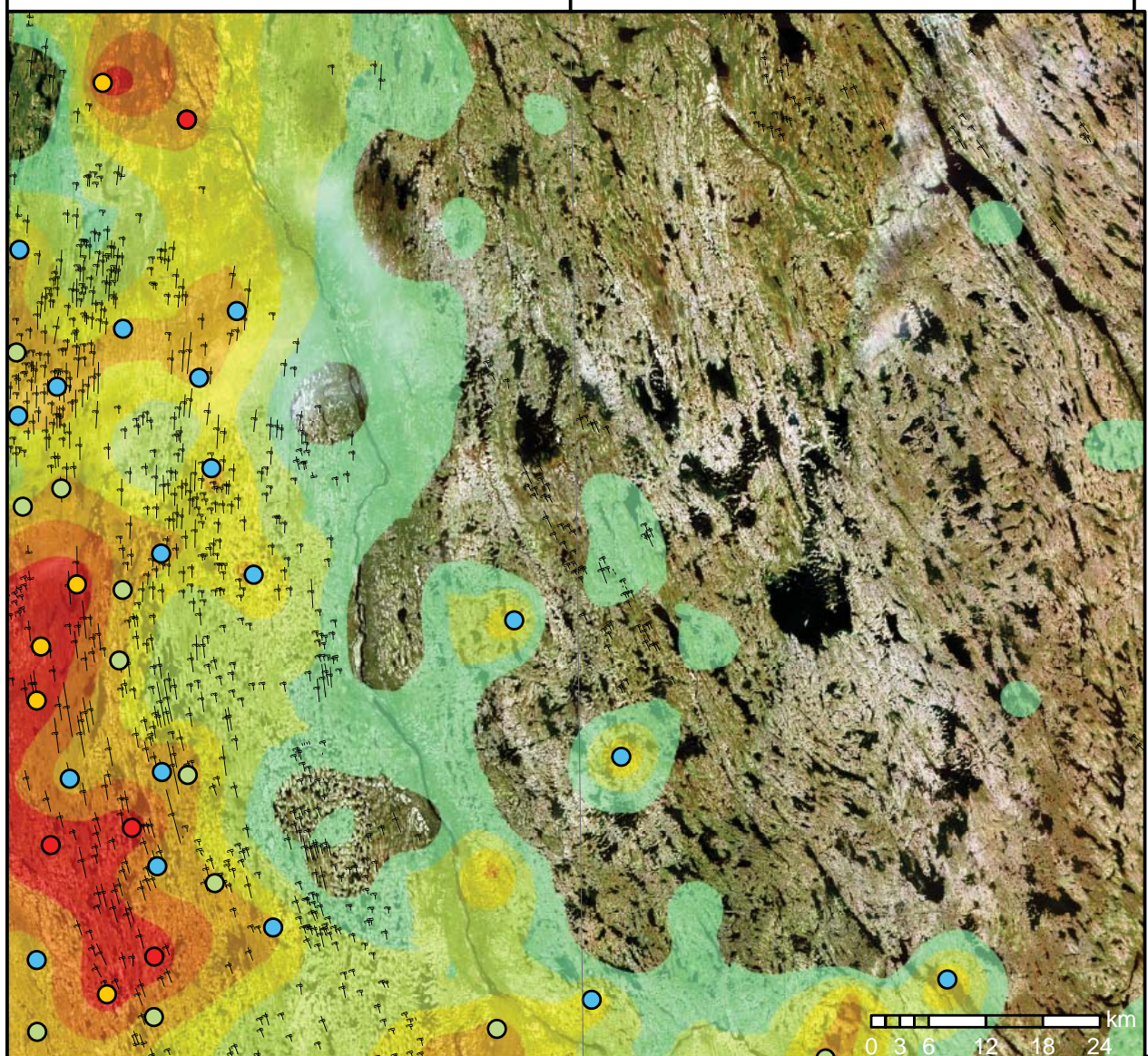
- | | | |
|--------------|-------------|-----------|
| ■ 0,83 - 1,2 | ■ 2,6 - 2,9 | |
| ■ 1,3 - 1,6 | ■ 3 - 3,3 | |
| ■ 1,7 - 2 | ■ 3,4 - 3,7 | |
| ■ 2,1 - 2,5 | ■ 3,8 - 4,1 | — Drumlin |

FIGURE 12 – Traînées de dispersion documentées à partir du contenu en calcium de la fraction fine du till et des données de géochimie des sédiments de fond de lac. Image satellitaire Rapideye du feuillet SNRC 24G, projection UTM.

68°0'0"O

67°0'0"O

66°0'0"O



Rang centile déterminé à partir des analyses géochimiques de la fraction fine de la matrice des tills.

- 81 - 90
- 91 - 95
- 96 - 97
- 98 - 100

Résultats d'interpolation par krigeage réalisée à partir des données de géochimie de fond de lac (% Fe).

- | | | |
|-------------|-------------|-----------|
| ■ 3,7 - 4 | ■ 4,9 - 5,2 | — Drumlin |
| ■ 4,1 - 4,4 | ■ 5,3 - 5,7 | |
| ■ 4,5 - 4,8 | ■ 5,8 - 6,1 | |

FIGURE 13 – Traînes de dispersion documentées à partir du contenu en fer de la fraction fine du till et des données de géochimie des sédiments de fond de lac. Image satellitaire Rapideye du feuillet SNRC 24G, projection UTM.

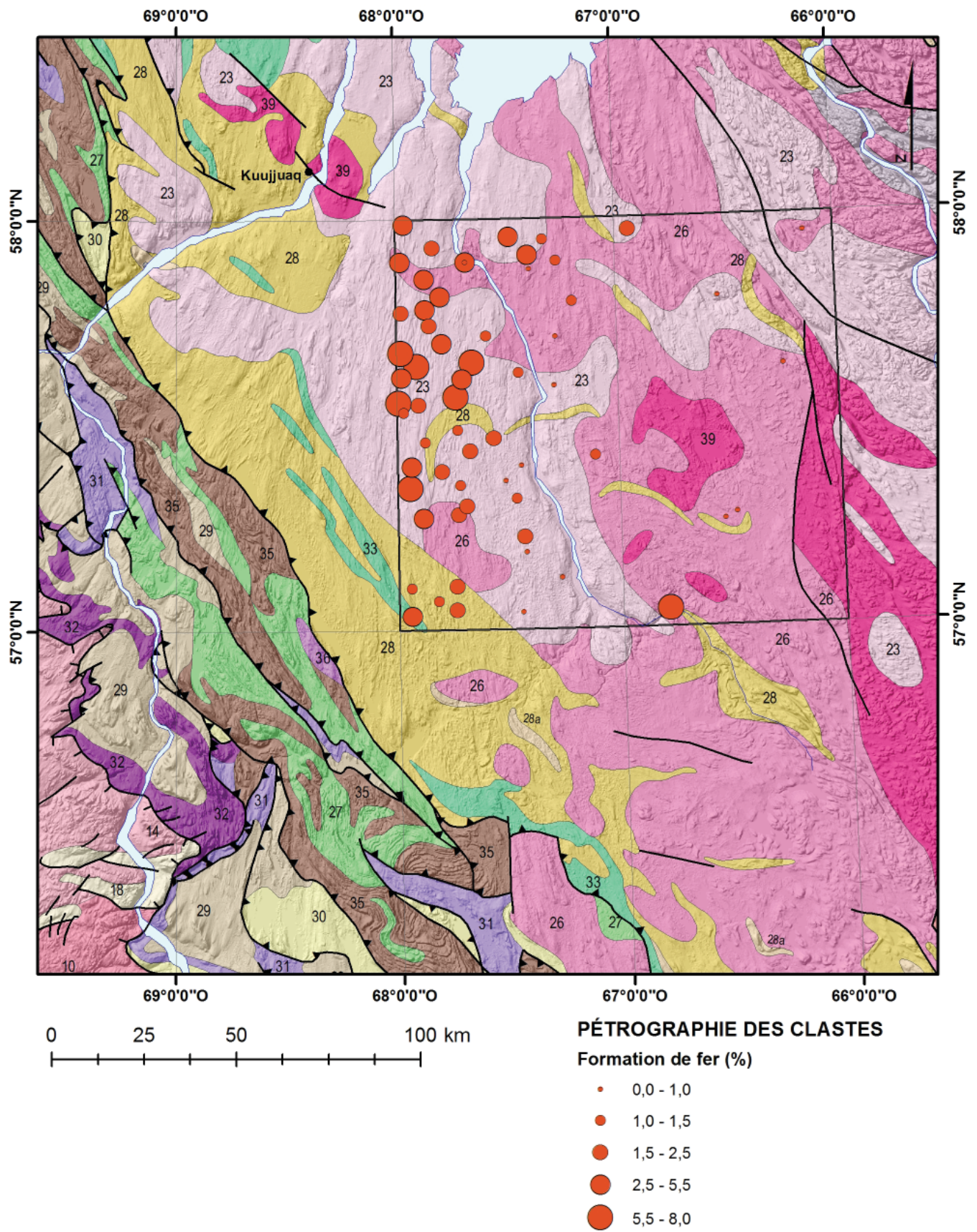


FIGURE 14A – Répartition des clastes de formation de fer dans la matrice des tills. Carte géologique d’après Thériault (2002).

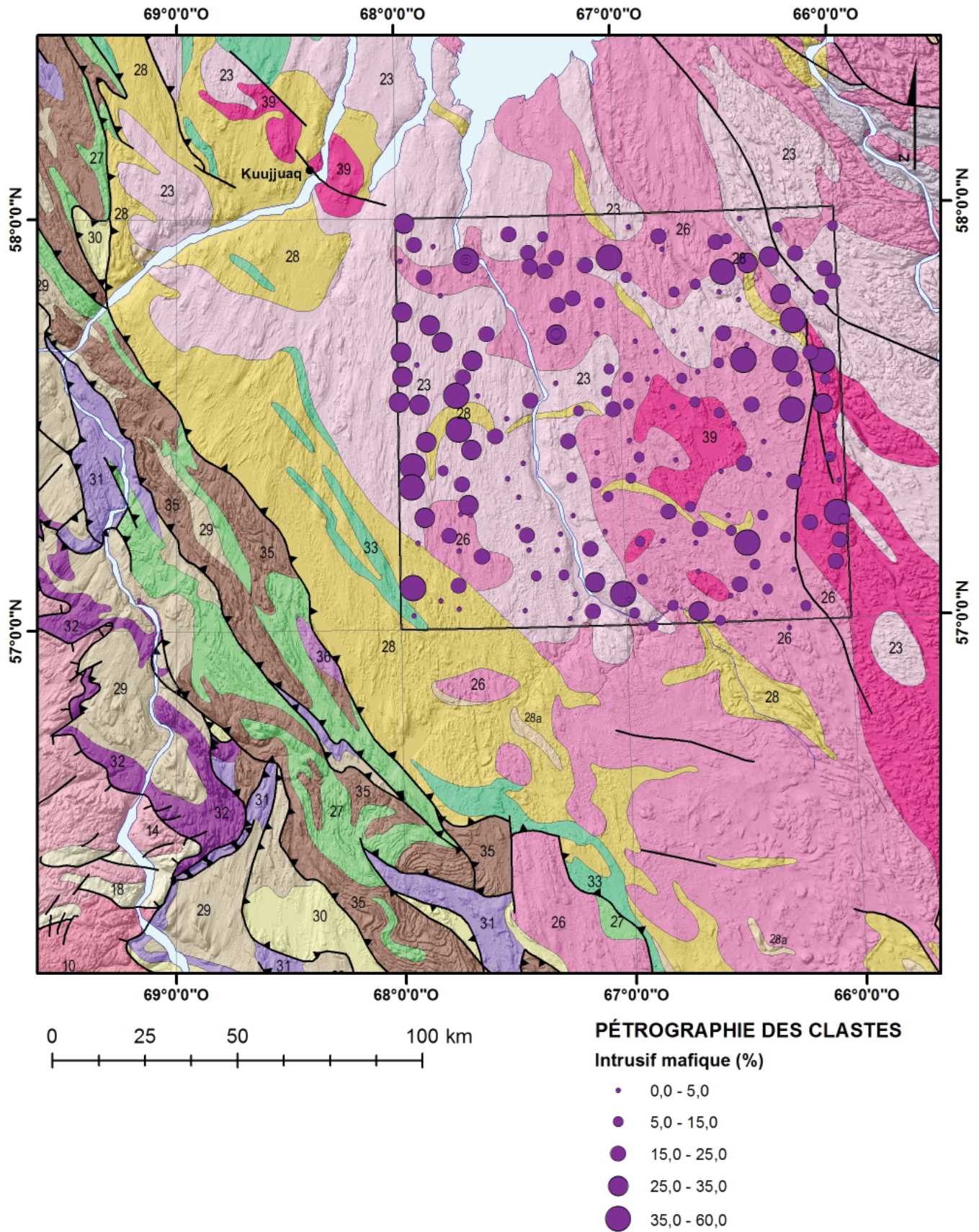


FIGURE 14B – Répartition des clastes de d'intrusions mafiques dans la matrice des tills. Carte géologique d'après Thériault (2002).

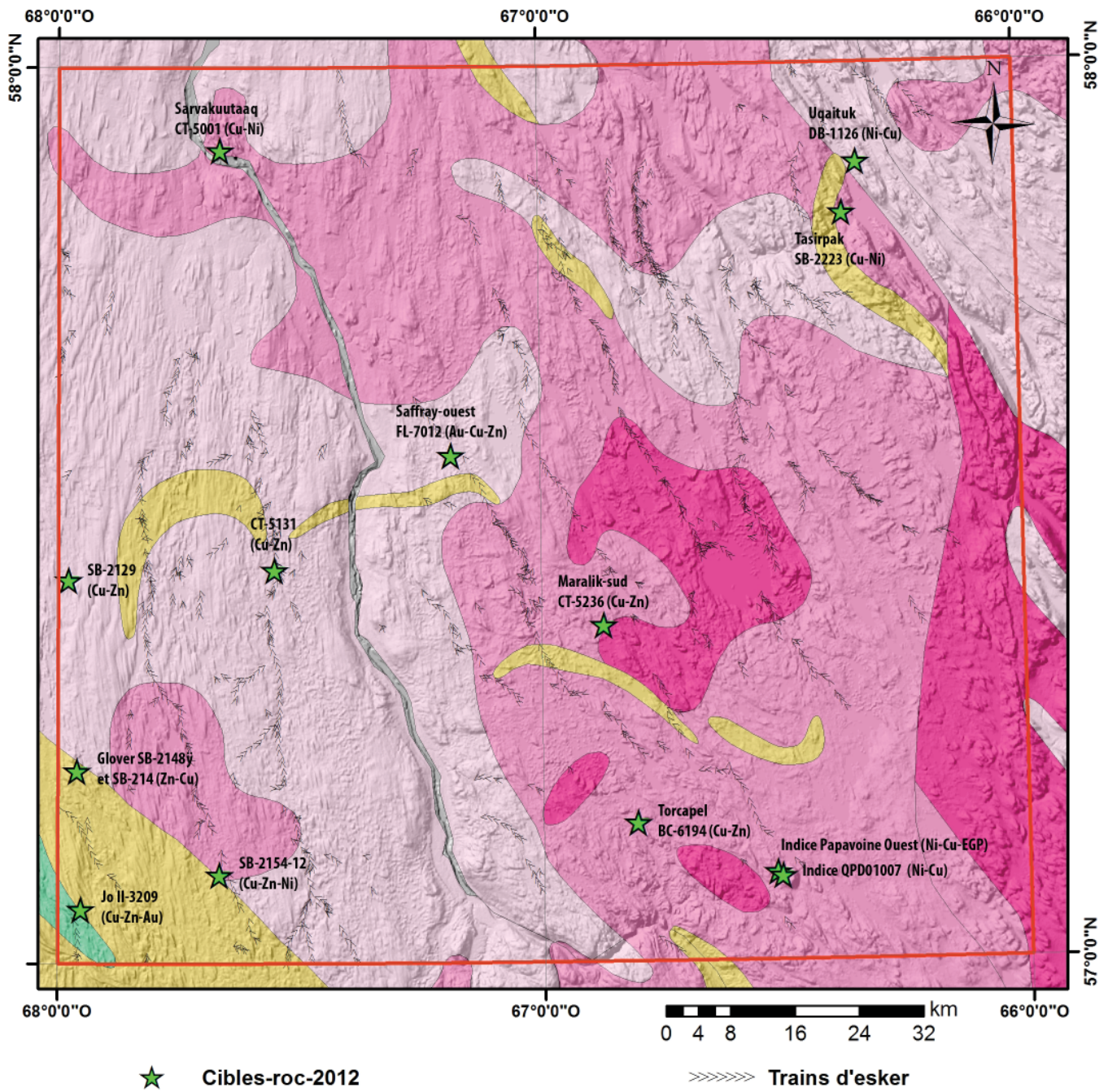
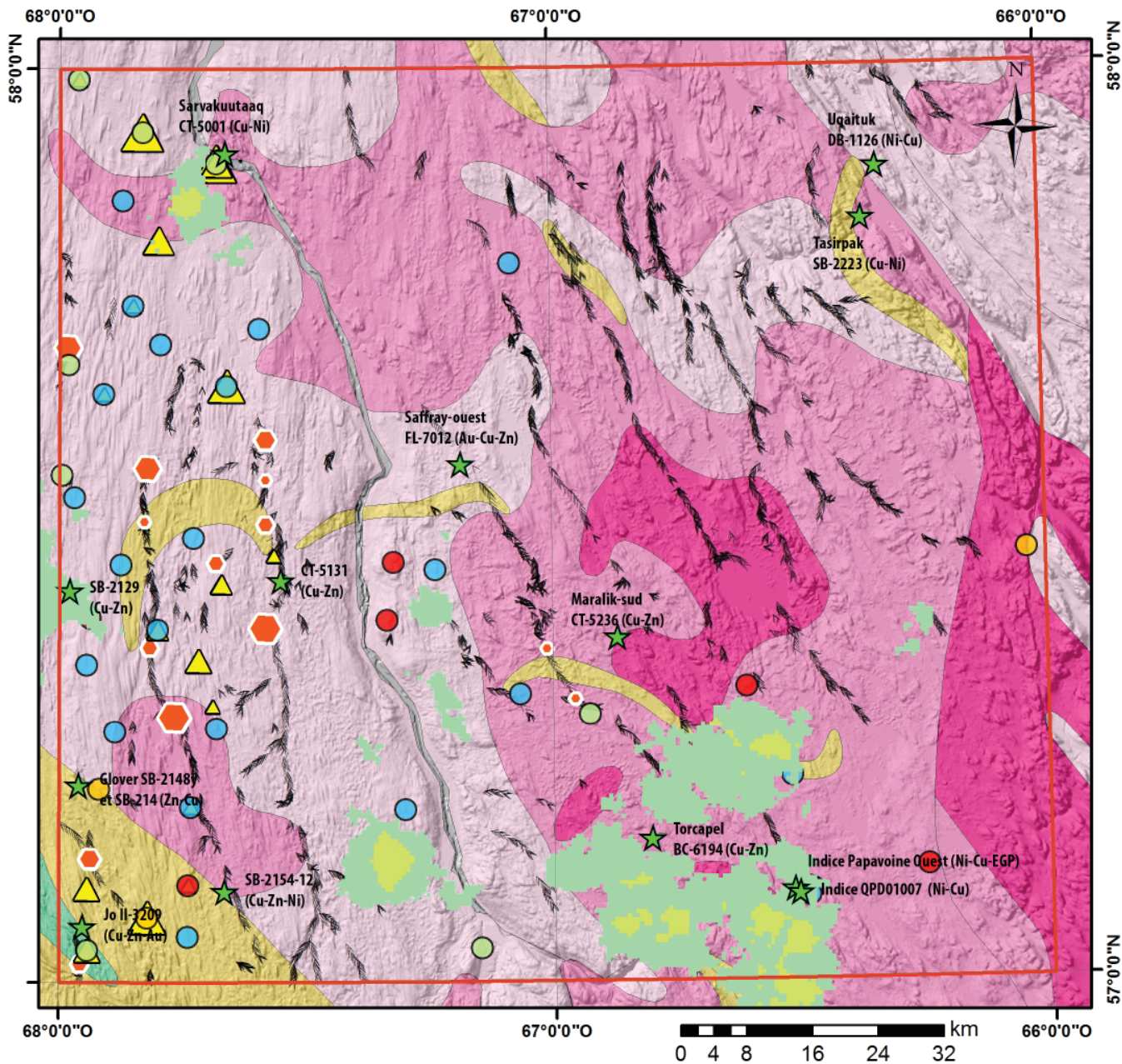


FIGURE 15 – Localisation des cibles identifiées lors de cartographie géologique et des analyses d'échantillons du socle rocheux. Carte géologique d'après Thériault (2002).



★ Cibles-roc-2012

»»»»» Trains d'esker

Nombre de grains de chalcopysite dans les échantillons d'esker

- 3 - 4
- 5 - 6
- 7 - 8
- 9 - 16
- 17 - 18

Nombre de grains de chalcopysite dans les échantillons de till

- ▲ 4 - 5
- ▲ 6 - 7
- ▲ 8 - 9
- ▲ 10
- ▲ 11 - 20
- ▲ 21 - 42

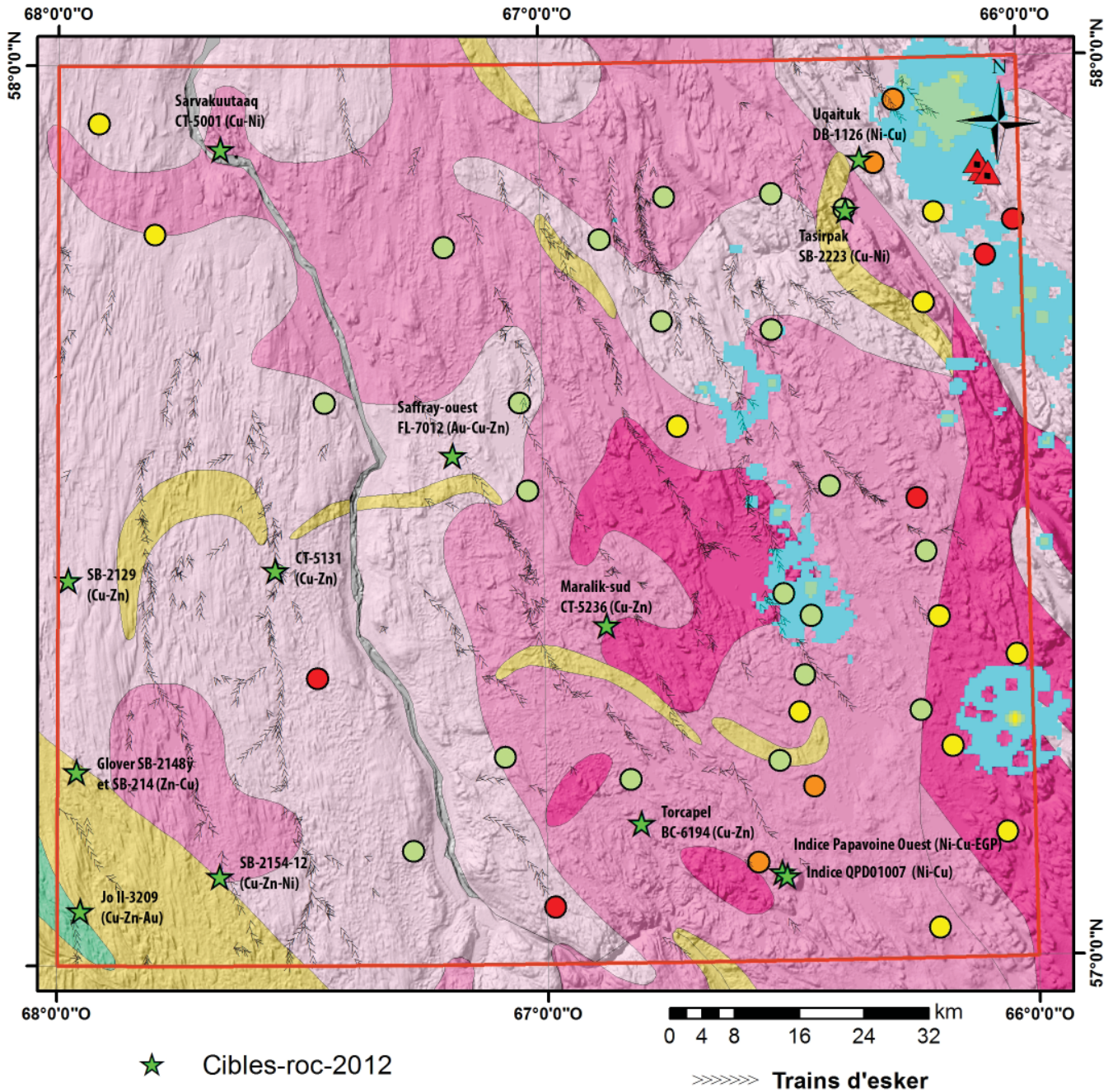
Rang centile des analyses de Cu de la fraction fine des tills

- 81 - 90; (40 - 48 ppm)
- 91 - 95; (51 - 67 ppm)
- 96 - 97; (74 - 106 ppm)
- 98 - 100; (123 - 685 ppm)

Interpolation par Krigeage des données de géochimie de fond de lac pour la Zone Noyau (Cu ppm)

- 47,37 - 56,12
- 56,13 - 67,58
- 67,59 - 82,41
- 82,42 - 106,68
- 106,69 - 143,09
- 143,1 - 180,84

FIGURE 16 – Secteurs anomaux en cuivre identifiés par les données d’analyses géochimiques du till et des sédiments de fond de lac et l’examen visuel de minéraux indicateurs dans les échantillons de till et d’esker. Carte géologique d’après Thériault (2002).



Rang centile des analyses de U de la fraction fine des tills

- 81 - 90; (3 - 4 ppm)
- 91 - 95 (4 ppm)
- 96 - 97; (5 ppm)
- 98 - 100; (5 - 6 ppm)

Interpolation par Krigeage des données de géochimie de fond de lac pour la Zone Noyau (U ppm)

- 45,05 - 78,72
- 78,73 - 146,1
- 146,2 - 241,5
- 241,6 - 342,6
- 342,7 - 477,3
- 477,4 - 741,1
- 741,2 - 1 432

▲ Sites de mesures spectrométriques

FIGURE 17 – Secteurs anomaux en uranium identifiés par les données d’analyses géochimiques et spectrométriques. Carte géologique d’après Thériault (2002).

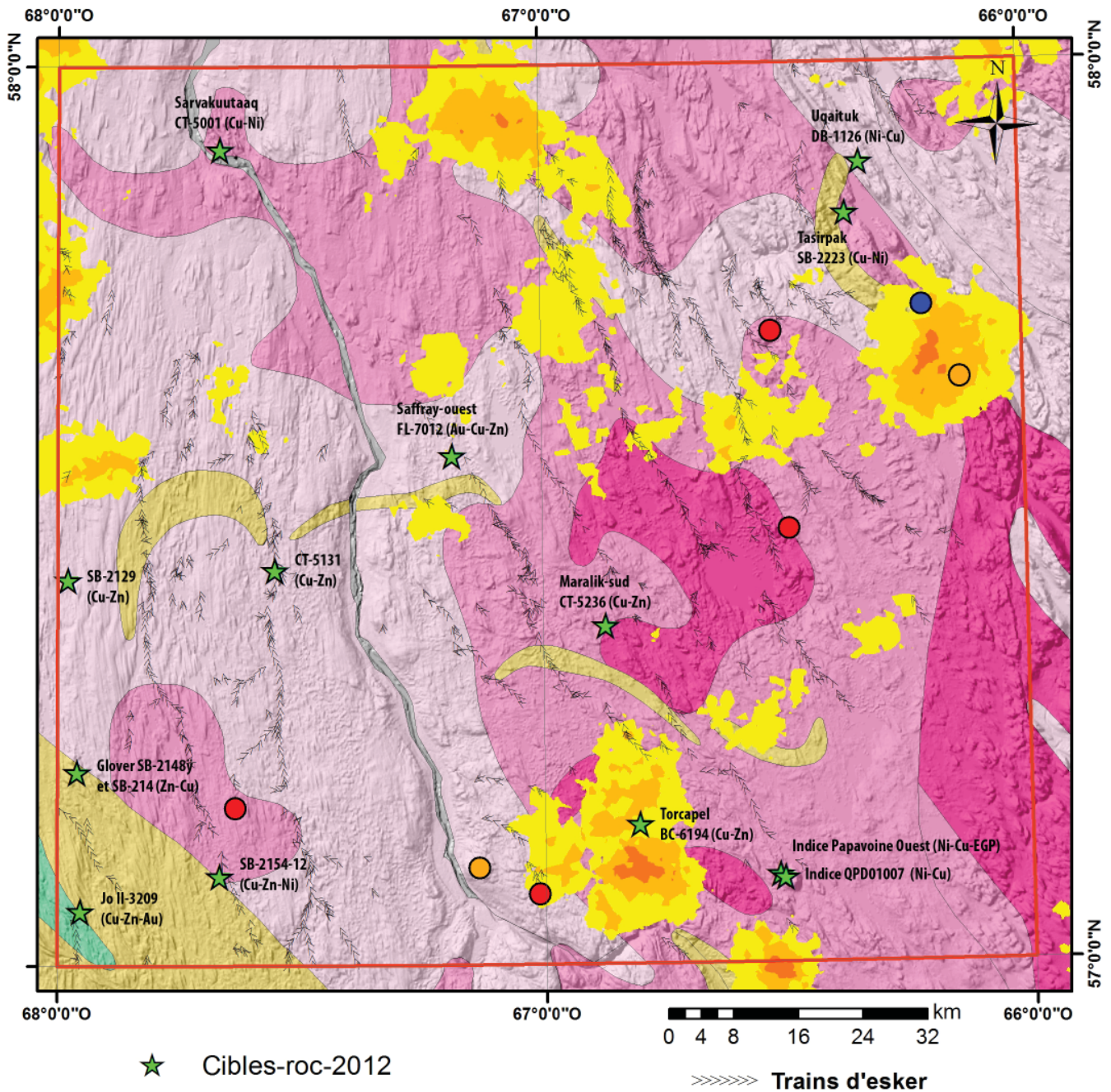


FIGURE 18 – Secteurs anomaux en zinc identifiés par les données d’analyses géochimiques. Carte géologique d’après Thériault (2002).

PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Séquence de rythmites indurées et déformées montrant une alternance de lits silteux et d'horizons diamictiques.



PHOTO 4 - Essaim de cordons morainiques mineurs à proximité de chenaux glaciaires.

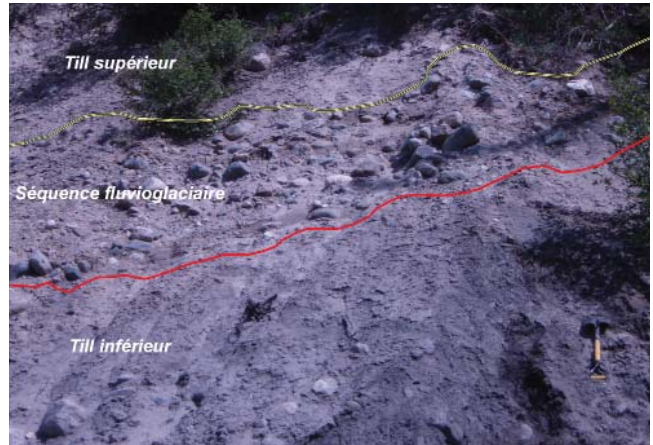


PHOTO 2 - Coupe stratigraphique le long de la rivière à la Baleine montrant en surface un till grisâtre à matrice sablo-silteuse en contact inférieur avec une séquence fluvioglaciale de blocs arrondis confiné dans un chenal et séparant un till compact noirâtre à matrice silto-sableuse.

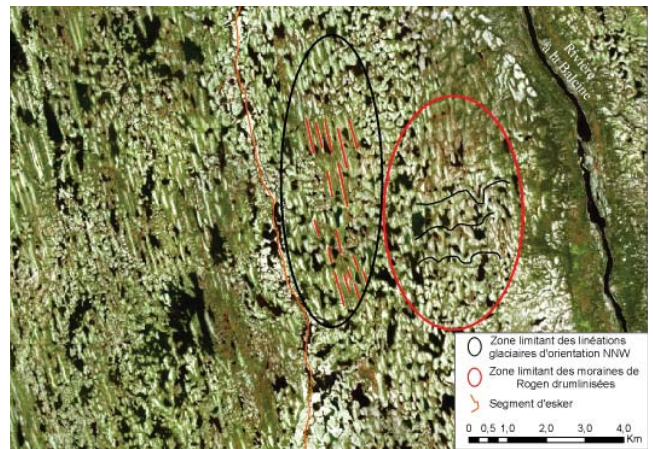


PHOTO 3 - Image satellitaire « Rapideye » montrant des corridors de linéations glaciaires et de moraines de Rogen. La zone est scindée par un esker et de l'épandage fluvioglaciale. À l'est, coule la rivière à la Baleine. L'image est à l'échelle de 1 : 50 000.



PHOTO 5 - Delta glaciomarain dans la vallée de la rivière Tuctuc. Le sommet du delta à une élévation de 104 m.

PHOTOGRAPHIES (suite).



PHOTO 6 - Chenaux fluvioglaciaires témoignant du recul non dynamique de la marge glaciaire.



PHOTO 7 - Terrasses marines en bordure de la rivière à la Baleine.



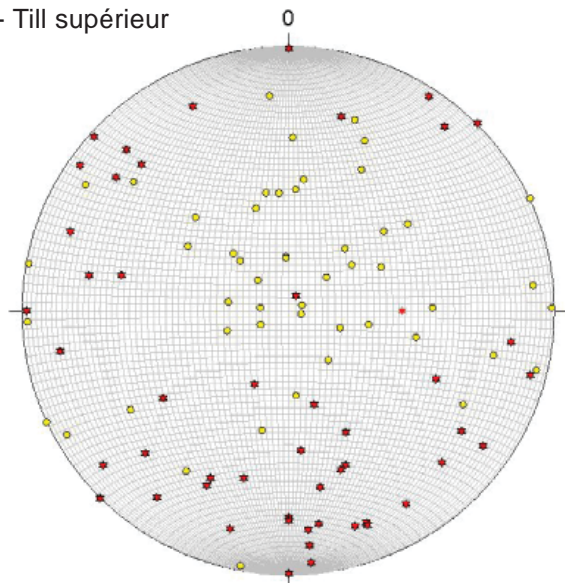
PHOTO 8 - Delta glaciomarin en bordure de la rivière à la Baleine.



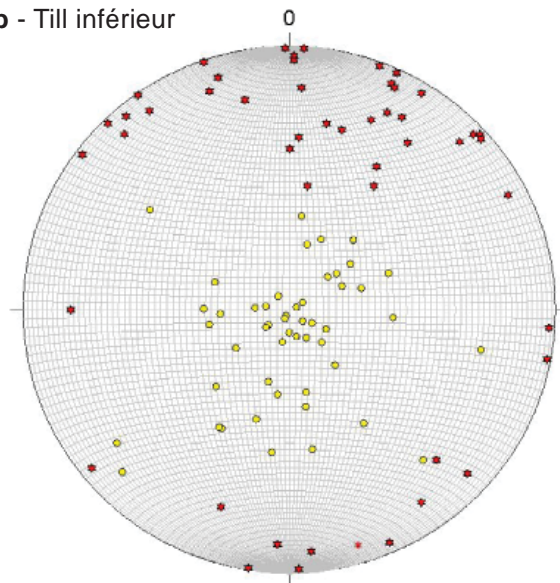
PHOTO 9 - Tourbière et champs de pales organiques.

ANNEXE 1 – Projection stéréographique des mesures de fabrique réalisées dans les tills de la coupe de la rivière à la Baleine. Les étoiles rouges représentent les axes longs des clastes, soit les axes a. Les cercles jaunes (P) représentent les pôles des plans définis par les axes a et b des clastes, soit les axes c. 1a) Till supérieur et 1b) Till inférieur.

1a - Till supérieur

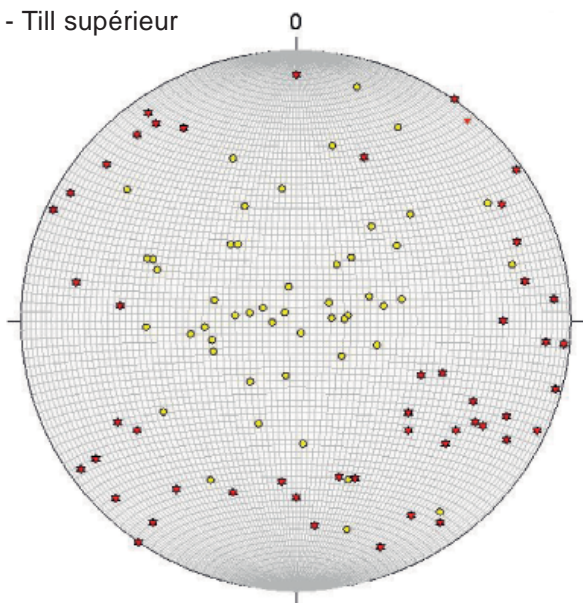


1b - Till inférieur

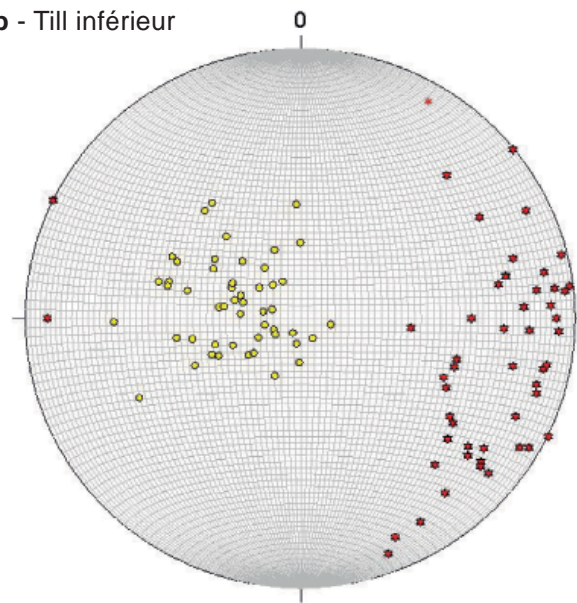


ANNEXE 2 – Projection stéréographique des mesures de fabrique réalisées dans les tills de la coupe de la rivière Chemaux. Les étoiles rouges représentent les axes longs des clastes, soit les axes a. Les cercles jaunes (P) représentent les pôles des plans définis par les axes a et b des clastes, soit les axes c. 2a) Till supérieur et 2b) Till inférieur.

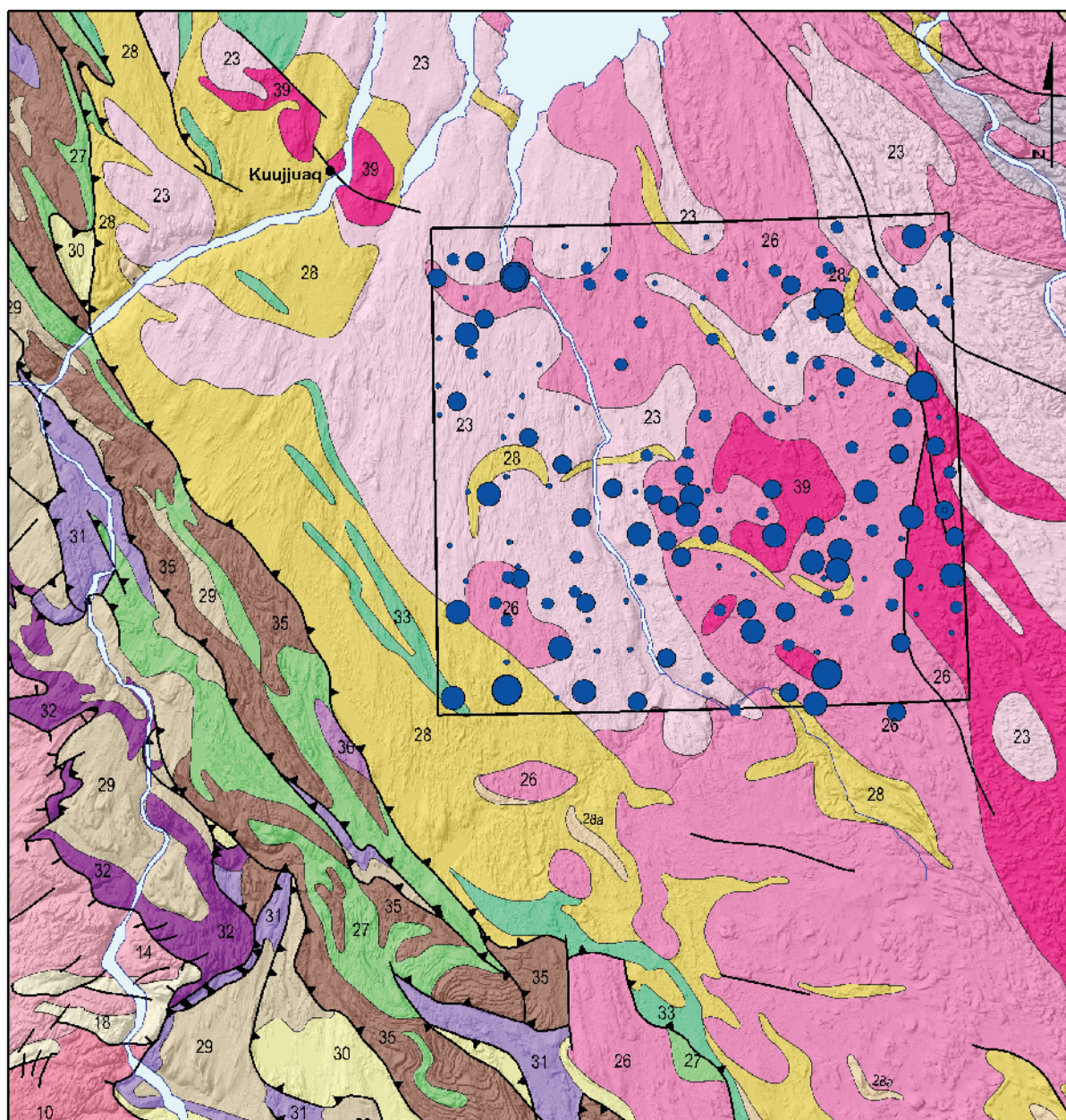
2a - Till supérieur



2b - Till inférieur



ANNEXE 3A – Répartition des clastes de roches métamorphiques de haut grade dans la matrice des tills échantillonnés dans la zone d'étude.



0 25 50 100 Km

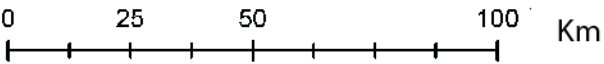
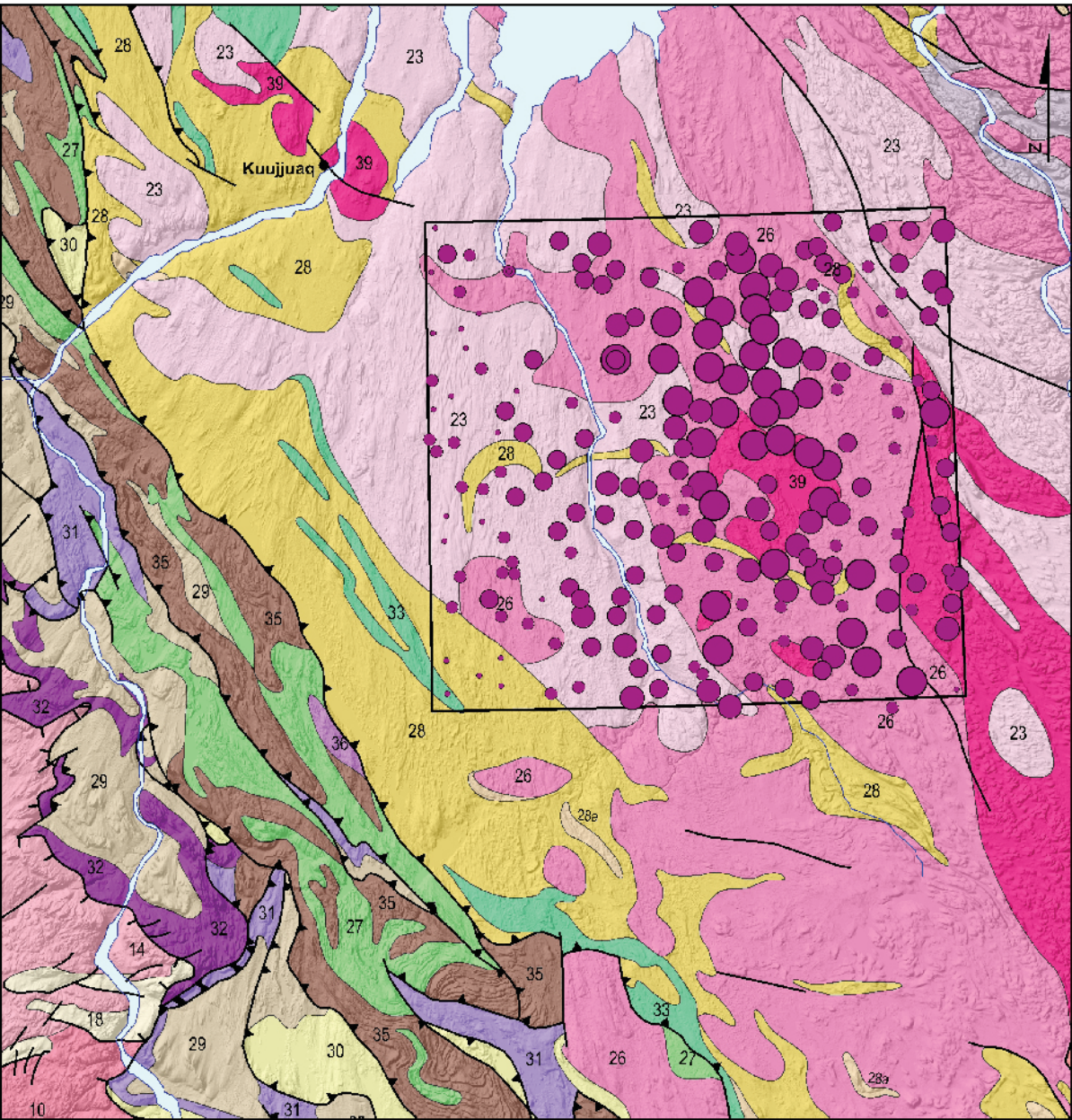
PÉTROGRAPHIE DES CLASTES

Métamorphique de haut grade (%)

- 0,0 - 1,5
- 1,5 - 3,5
- 3,5 - 7,0
- 7,0 - 13,5
- 13,5 - 20,5

A

ANNEXE 3B – Répartition des clastes d'intrusions felsiques dans la matrice des tills.

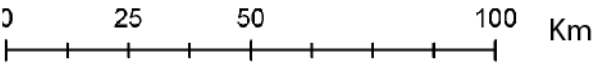
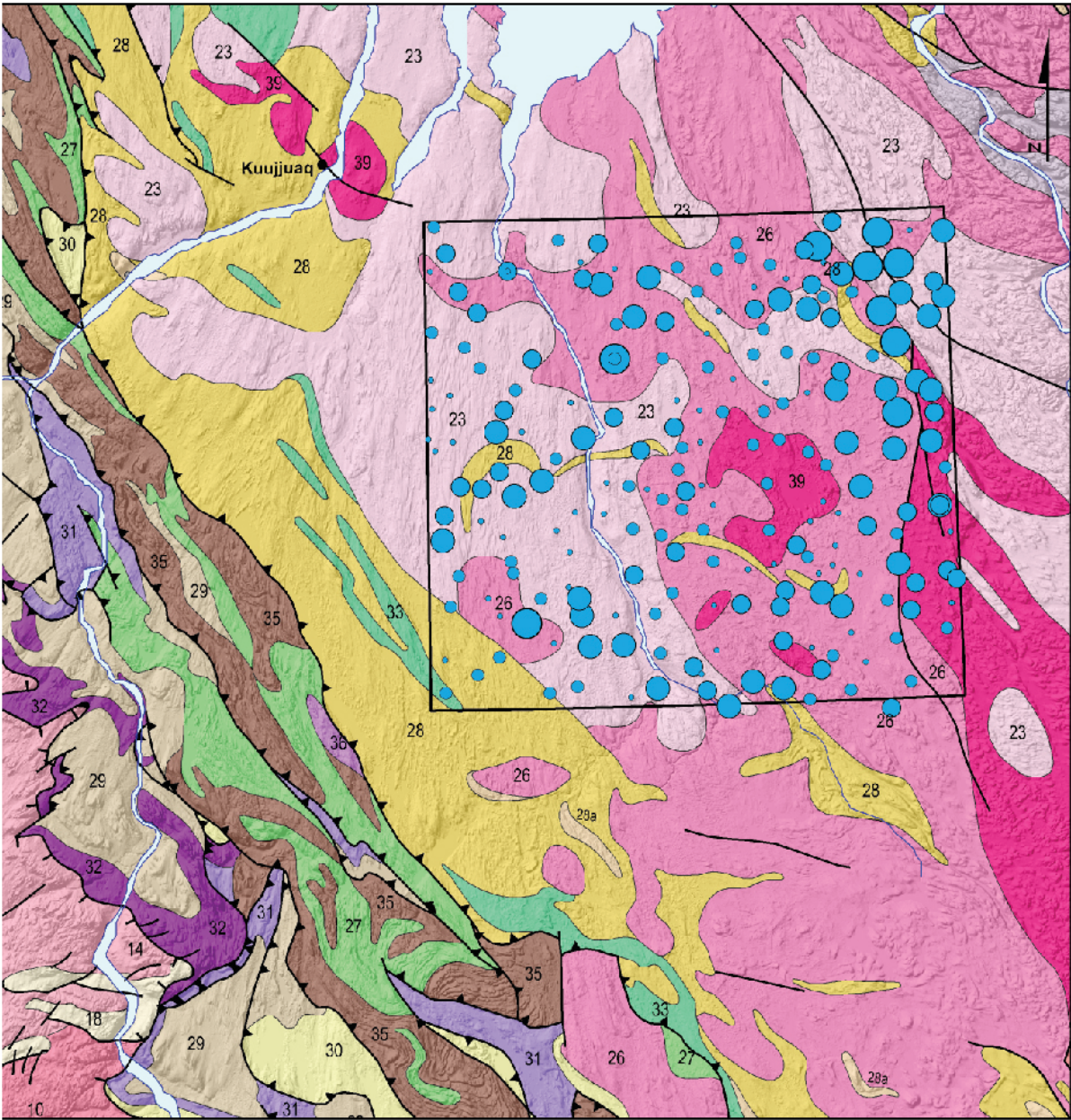


PÉTROGRAPHIE DES CLASTES
Intrusif felsique (%)

- 0,0 - 25,0
- 25,0 - 45,0
- 45,0 - 65,0
- 65,0 - 75,0
- 75,0 - 95,0

B

ANNEXE 3C – Répartition des clastes de gneiss et de schistes dans la matrice des tills.



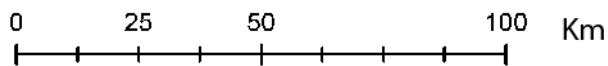
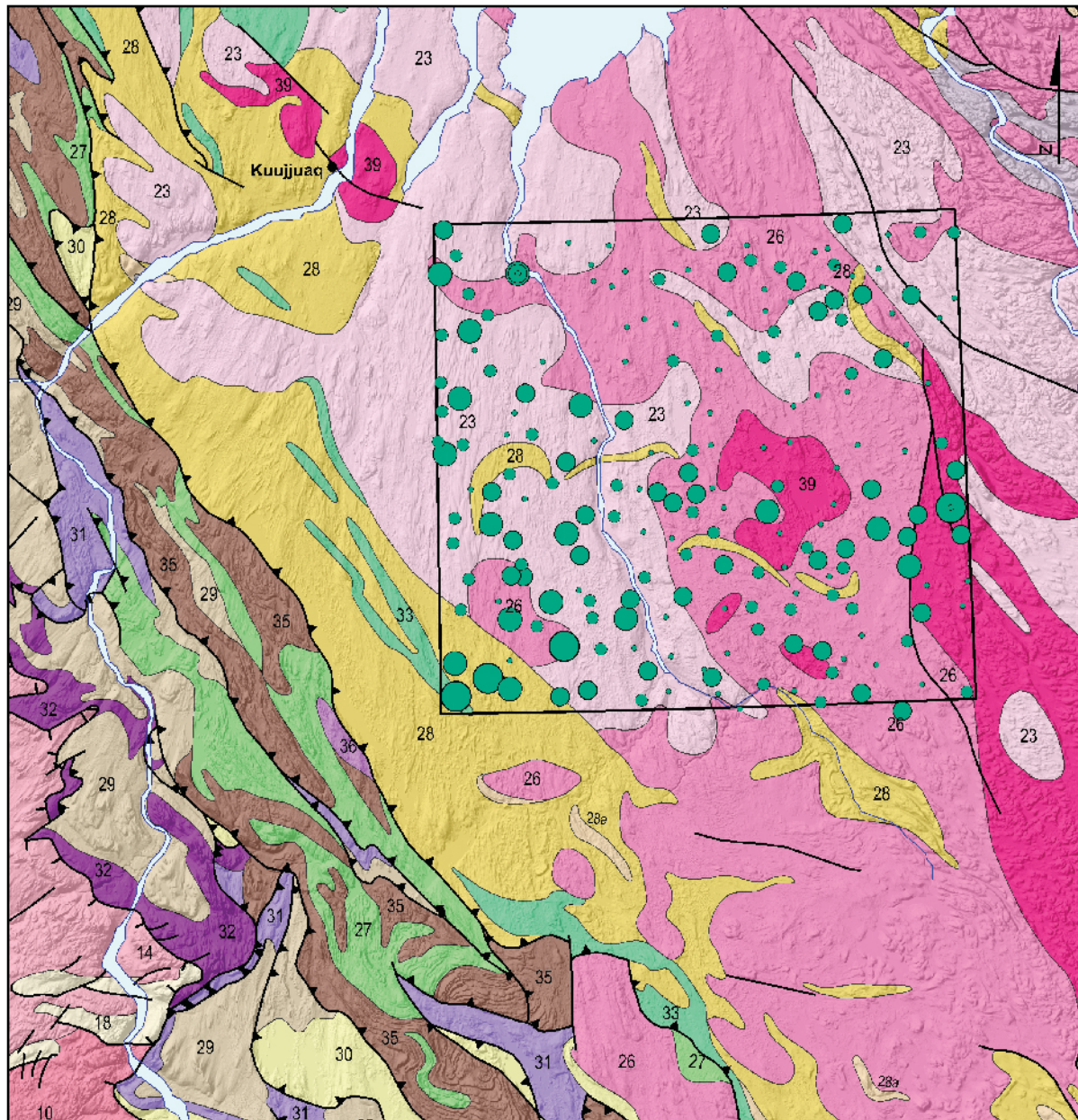
PÉTROGRAPHIE DES CLASTES

Gneiss et schiste (%)

- 0,0 - 3,0
- 3,0 - 6,0
- 6,0 - 10,0
- 10,0 - 18,0
- 18,0 - 31,0

C

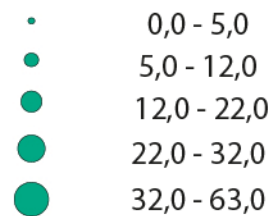
ANNEXE 3D – Répartition des clastes de roches métasédimentaires dans la matrice des tills.



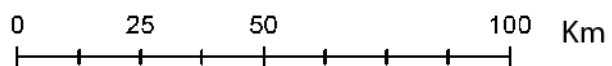
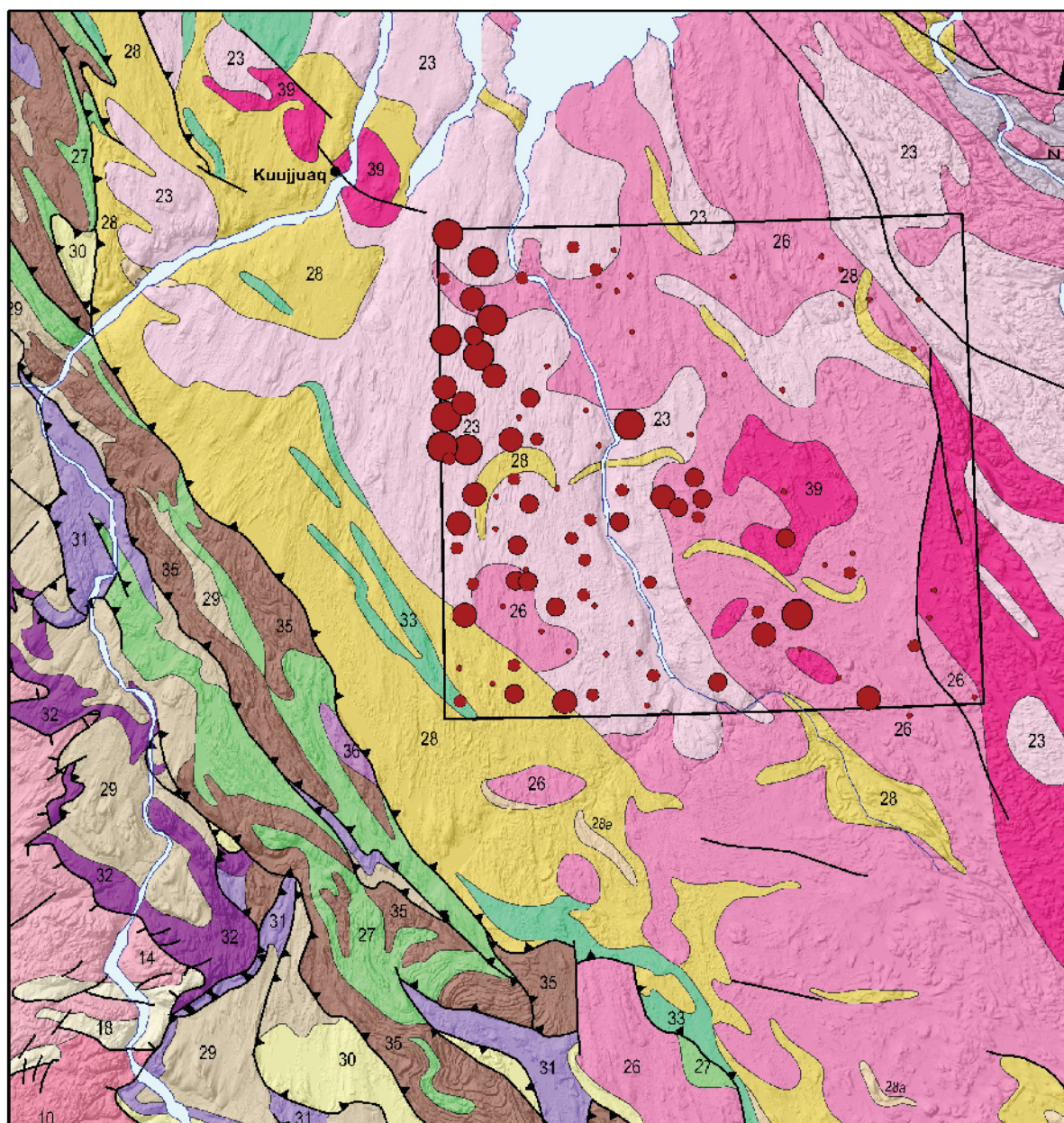
D

PÉTROGRAPHIE DES CLASTES

Métasédiments (%)



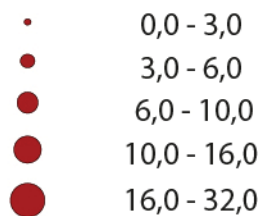
ANNEXE 3E – Répartition des clastes de shales et de grès rouges dans la matrice des tills.



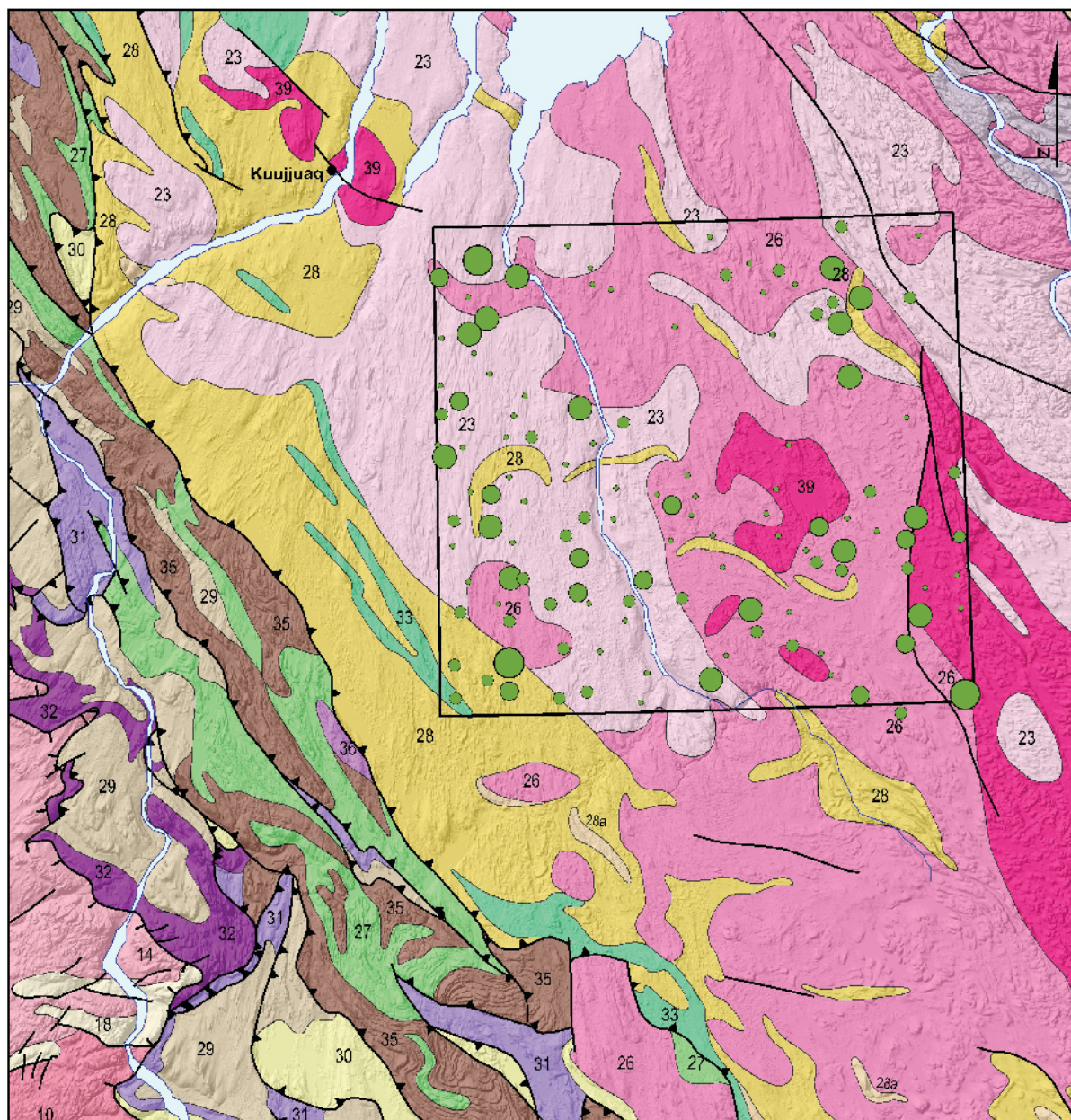
E

PÉTROGRAPHIE DES CLASTES

Shale et grès rouge (%)



ANNEXE 3F – Répartition des clastes de volcanites felsiques dans la matrice des tills.



0 25 50 100 Km

PÉTROGRAPHIE DES CLASTES

Volcanique felsique (%)

- 0,0 - 4,0
- 4,0 - 12,0
- 12,0 - 20,0
- 20,0 - 30,0
- 30,0 - 54,0

F

ANNEXE 4 – Légende géologique pour les figures 14 à 18 et l'annexe 3

PROVINCE DE CHURCHILL

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

GRANITOÏDES

- 39 Granitoïdes (principalement granitiques) syn- à tardi-hudsoniens : granite, granodiorite, diorite quartzifère et tonalite; granitoïdes à orthopyroxène non subdivisés

INTRUSIONS MAFIQUES À ULTRAMAFIQUES

- 36 Carbonatite et roches ultramafiques potassiques associées
- 35 Roches intrusives mafiques : gabbro, diorite, gabbronorite et anorthosite; présence commune de roches intrusives ultramafiques, de roches volcaniques mafiques et de roches sédimentaires
- 34 Roches intrusives ultramafiques : péridotite et pyroxénite; présence commune de roches mafiques intrusives et extrusives et de roches sédimentaires
- 33 Amphibolite et gneiss mafique non subdivisé; quantité mineure de metabasalte

ROCHES SÉDIMENTAIRES

- 32 Formation de fer et arénite; quantité mineure de chert, de conglomérat et de mudrock
- 31 Dolomie stromatolitique, grès et siltstone dolomitiques et brèche de chert; quantité mineure de marbre dolomitique
- 30 Roches sédimentaires de milieu fluviatile et de plate-forme marine : arénite, conglomérat, mudrock rouge et dolomie; quantité mineure de formation de fer, de chert, de wacke, de roches volcaniques mafiques et felsiques et de roches intrusives mafiques à ultramafiques
- 29 Roches sédimentaires de milieu marin distal : mudrock et wacke; quantité mineure d'arénite, de dolomie, de conglomérat, de chert, de roches volcaniques mafiques et de roches intrusives mafiques à ultramafiques
- 28 Roches métasédimentaires : paragneiss et schiste à biotite, muscovite, chlorite, grenat, sillimanite, hornblende, graphite et/ou hématite; quartzite; quantité mineure de formation de fer, de marbre, de roches calcosilicatées et d'amphibolite
- 28a Quartzite

ROCHES VOLCANIQUES

- 27 Roches volcaniques mafiques : basalte et roches pyroclastiques; présence commune de roches intrusives mafiques à ultramafiques et de roches sédimentaires; quantité mineure de roches volcaniques felsiques et intermédiaires

ARCHÉEN ET/OU PALÉOPROTÉROZOÏQUE

- 26 Roches intrusives granitiques : granite, granodiorite et gneiss granitique; quantité mineure de roches tonalitiques
- 23 Granitoïdes non subdivisés (principalement de l'orthogneiss)
- 22 Roches métasédimentaires : paragneiss; quantité mineure de quartzite, de marbre et de roches calcosilicatées

PROVINCE DU SUPÉRIEUR

PROTÉROZOÏQUE





- 18 Arénite, conglomérat et mudrock (Formation de Sakami)

ARCHÉEN

GRANITOÏDES

- 14 Roches granitiques syn- à tarditectoniques : granite, granodiorite, monzonite et syénite; quantité mineure de diatexite
- 10 Granitoïdes syn- à tarditectoniques non subdivisés

SYMBOLES

-  Discordance (les tiretés sont du côté des roches les plus anciennes)
-  Faille de chevauchement (le bloc de chevauchement est du côté des triangles)
-  Faille de type indéterminé
-  Limite des grands ensembles géologiques



Énergie et Ressources
naturelles

Québec 