

**Géologie des dépôts de surface de la
région du lac Evans (SNRC 32K10, 32K11,
32K14, 32K15, 32N02 et 32N03),
Eeyou Istchee Baie-James, Québec**

RP 2017-02

Olivier Lamarche et Hugo Dubé-Loubert (MERN)

Québec 

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

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Andrea Amortégui, géo.

Lecture critique

Martin Roy

Auteurs

Olivier Lamarche, géo. stagiaire et Hugo Dubé-Loubert, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Graphisme

André Tremblay

Photos de couverture

Devant : Drumlinoïdes et paysage typique de la région du lac Evans

Dos : Lac Evans

Géologie des dépôts de surface de la région du lac Evans (SNRC 32K10, 32K11, 32K14, 32K15, 32N02 et 32N03), Eeyou Istchee Baie-James

Olivier Lamarche¹ et Hugo Dubé-Loubert¹

RP 2017-02

Résumé

Le socle rocheux des basses-terres de la baie James est recouvert d'une épaisse couche de sédiments déposée pendant le Wisconsinien tardif, au Quaternaire, ce qui complique l'application des techniques de prospection géologique classiques pour l'exploration minérale. Cependant, l'utilisation de la prospection glacio-sédimentaire, mettant à profit les données provenant des sédiments d'origine glaciaire (comme le till), permet d'obtenir de l'information sur le potentiel minéral de ce secteur. Le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) a entrepris des travaux de cartographie du Quaternaire et d'échantillonnage de till dans la région du lac Evans (feuilles SNRC 32K10, 32K11, 32K14, 32K15, 32N02 sud et 32N03 sud). Les objectifs de ce projet sont d'évaluer le potentiel minéral de la région étudiée et de mettre à jour les connaissances sur les formations de surface. Un total de 71 échantillons de till ont été prélevés en 2015 lors des travaux de terrain afin de caractériser la géochimie de la fraction fine pour les éléments majeurs, en traces et les platinoïdes. L'examen des concentrés de minéraux lourds visait également à détecter d'éventuelles zones d'intérêt économique (or, diamants, sulfures, etc.) à l'aide de l'étude de minéraux indicateurs. Le recensement des marques glaciaires d'érosion (stries, cannelures, broutures) et de déposition (formes fuselées, trainées morainiques), en association avec les nouvelles données géochimiques, permet de mieux comprendre le contexte géologique régional. Les résultats de ces analyses sont disponibles dans SIGÉOM. La cartographie des dépôts meubles a permis de reconnaître les différents types de sédiments associés à la dernière déglaciation. La région est dominée par une plaine glaciolacustre mise en place par le Lac Ojibway qui, à partir de l'Holocène, a permis le développement des nombreuses tourbières et milieux humides caractéristiques des basses-terres de la baie James. Les reliefs qui percent cette plaine sont généralement associés à des affleurements rocheux accompagnés de trainées morainiques orientées dans le sens de l'écoulement glaciaire qui se sont formées lors de la déglaciation du dôme du Nouveau-Québec. Ces collines ont été privilégiées comme cibles d'échantillonnage dans le cadre de ce projet. La région est également marquée par une succession de moraines frontales mineures qui permettent de positionner la marge glaciaire à différents stades de la déglaciation. Ces moraines sont accompagnées par endroits de sédiments fluvio-glaciaires d'épandage subaquatique constitués majoritairement de sables et de graviers. Un remaniement littoral plutôt bref et sporadique est observé sur les flancs de la plupart des reliefs observés dans la région.

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

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Localisation et accès	7
Contexte géologique et travaux antérieurs.....	7
Géologie du Quaternaire	7
MÉTHODE DE TRAVAIL	8
Cartographie.....	8
Échantillonnage des sédiments glaciaires	9
Résultats d'analyses	9
Géochimie de la fraction fine du till	9
Minéraux lourds	9
Granulométrie du till	9
SÉDIMENTS DE SURFACE ET GÉOMORPHOLOGIE.....	9
Zones morphosédimentaires	9
Sédiments glaciaires.....	9
Sédiments fluvioglaciaires.....	10
Sédiments glaciolacustres.....	10
Sédiments organiques.....	11
Sédiments éoliens.....	11
Géomorphologie de surface.....	11
Formes rocheuses	11
Affleurements rocheux	11
Escarpements rocheux.....	11
Champs de blocs	11
Formes d'érosion.....	11
Ravinements.....	11
Autres formes d'érosion	11
Formes glaciaires	11
Formes fuselées.....	11
Moraines de De Geer	12
Crêtes morainiques majeures.....	12
ÉCOULEMENTS GLACIAIRES	12
POTENTIEL MINÉRAL	13
Potentiel en or	13
Potentiel en zinc	13
CONCLUSION.....	13
RÉFÉRENCES	14
FIGURES.....	16
ANNEXE : PHOTOGRAPHIES	27

INTRODUCTION

Le Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec (BCGQ) a entrepris à l'été 2015 un projet d'acquisition de connaissances sur la géologie du Quaternaire dans la région du lac Evans, située au nord de Matagami. Ce projet vise à effectuer la cartographie à l'échelle 1/50 000 des formations superficielles du territoire étudié et d'évaluer le potentiel minéral par prospection glacio-sédimentaire de la région située au sud de la Ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. Les travaux de terrain ont été réalisés de juin à août 2015 sur une période de 11 semaines et ont été effectués par une équipe constituée d'un géologue et d'un aide-géologue.

L'auteur désire remercier Éric Leduc, qui a participé en tant qu'aide-géologue aux travaux durant l'été 2015 en y apportant son enthousiasme et son expérience, ainsi que les pilotes Paul-Marie Grenier, Rémy Leduc et Gaétan Thibeault, et les mécanicien(ne)s Olivier Beaulieu, Rémi F. Blanchette, Valérie Marceaux et Yannick Bélanger. La logistique du projet a été assurée par la direction du BCGQ, notamment par l'intermédiaire de Marie-France Beaulieu, et le projet de cartographie du roc mené dans le même secteur par Daniel Bandyayera et Yannick Daoudene.

Localisation et accès

La zone à l'étude (figure 1) est située dans le territoire d'Eeyou Istchee Baie-James, dans la région administrative Nord-du-Québec, entre les latitudes 50° 30' N et 51° 7' 30" N et les longitudes 77° 30' W et 76° 30' W. Ce territoire couvre les feuillets SNRC 32K10, 32K11, 32K14 et 32K15, ainsi que les portions sud des feuillets 32N02 et 32N03. La route de la Baie-James donne accès à l'extrême sud-ouest de la région et constitue le seul accès routier au territoire, hormis quelques chemins forestiers hivernaux impraticables durant la saison estivale. Le transport sur le terrain a donc été effectué en hélicoptère.

Le relief du secteur d'intérêt est majoritairement plat et légèrement incliné vers la baie James. L'élévation oscille entre 250 et 300 mètres dans la majeure partie du territoire (Hardy, 1976). Plus près de la baie, le terrain est plus marécageux, alors qu'au sud et au nord-est, on trouve un relief légèrement plus accidenté où dominent les sédiments glaciaires et le roc.

Le lac Evans, qui constitue un élargissement de la rivière Broadback, occupe le centre du territoire. Les lacs Du Tast, Dana, Ouagama, Salamandre et Quénonisca sont les seuls autres lacs nommés de la région. Le réseau hydrographique est orienté parallèlement à l'écoulement glaciaire, soit grossièrement NE-SW. Les différentes rivières forment des tributaires de la rivière Broadback. Cette dernière, la seule dont le cours est indépendant du grain topographique régional, s'écoule vers l'ouest jusqu'à la baie de Rupert, une excroissance au sud de la baie James.

Contexte géologique et travaux antérieurs

Le substratum de la région d'étude fait partie de la Province du Supérieur (figure 2), plus précisément de la Sous-province d'Opatoca à proximité de son contact nord avec la Sous-province d'Opinaca (Hocq, 1994). La géologie du secteur est décrite dans les rapports de Brisson *et al.* (1998), Morin (1998a et 1998b) et Bandyayera et Daoudene (2017). La partie nord de la Sous-province d'Opatoca contient surtout des orthogneiss et différentes intrusions granitoïdes, mais également des paragneiss et des migmatites. À l'extrémité ouest de la zone d'étude, cet ensemble de roches métamorphiques de grade moyen à élevé contient la Ceinture de Frotet-Evans. Composée de volcanites felsiques à mafiques, de roches ultramafiques et injectée par des intrusions granitiques tardives, cet ensemble de roches volcano-sédimentaires renferme un fort potentiel pour les minéralisations de Cu-Pb-Zn-Ag-Au de type VMS, ainsi qu'un potentiel en Ni-Cu-EGP associé aux roches ultramafiques. La Ceinture de Colomb-Chaboullié, une séquence volcano-sédimentaire de moindre importance, est située immédiatement au nord-ouest de la zone d'étude (Bandyayera et Daoudene, 2017). Les débris provenant de l'érosion de ces différentes roches volcano-sédimentaires pourraient donc se retrouver dans les formations superficielles plus au sud, notamment dans le nord-est du terrain d'étude, et ainsi constituer des indicateurs lithologiques de transport glaciaire.

Géologie du Quaternaire

Les dépôts de surface du territoire étudié sont le résultat d'événements liés à la glaciation du Wisconsinien tardif (figure 3; Hardy, 1982b). Lors de la dernière déglaciation, le recul du front glaciaire au nord de la ligne de partage des eaux séparant les bassins de drainage du fleuve Saint-Laurent et de la baie d'Hudson a entraîné le piégeage des eaux de fonte entre la marge de l'inlandsis au nord et les hauts reliefs correspondant à la ligne de partage des eaux au sud. Ceci a mené à la formation de lacs proglaciaires importants, notamment le Lac Agassiz (Upham, 1895; Teller et Leverington, 2004) dans la région des Prairies, le Lac Barlow au Témiscamingue et le Lac Ojibway dans la zone d'étude (Coleman, 1909; Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1988 et 1994). Ces étendues d'eau considérables ont façonné le territoire du Moyen-Nord canadien et québécois et mené à la mise en place de grandes étendues de sédiments glaciolacustres. À la suite de l'effondrement du barrage de glace et du drainage concomitant du Lac Ojibway, les eaux salées de la Mer de Tyrrell (Lee, 1960; Hardy, 1976) ont envahi les secteurs entourant la baie James. La limite maximale de ce plan d'eau du côté québécois correspond environ à l'élévation 200 m dans le secteur sud de la baie James et jusqu'à 315 m au nord de Kuujuarapik (Hardy, 1976; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Cette limite atteindrait le niveau 220 m juste au sud de la rivière Broadback (Hardy, 1976).

Au Québec, de grandes plaines argileuses à la morphologie plane témoignant de l'existence de ces lacs glaciaires et de ces mers postglaciaires occupent toutes les zones de faible relief s'étendant du Témiscamingue jusqu'à Radisson (Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994). Des faciès littoraux et pré-littoraux plus sableux occupent les terrains de plus forte élévation de l'intérieur des terres, et ce, de l'Abitibi jusqu'à Chibougamau (Hardy, 1976).

Le Lac Ojibway s'est éventuellement drainé, probablement à la même époque que la déposition de la Moraine de Sakami, vers 8,2 ka (Hardy, 1976; Roy *et al.*, 2011; Ullman *et al.*, 2016) pour laisser place aux eaux marines de la Mer de Tyrrell. Beaucoup d'ouvrages traitent du mode de drainage du Lac Ojibway et de son lien possible avec l'épisode de refroidissement de 8,2 ka (Thorleifson, 1996; Clarke *et al.*, 2003 et 2004; Roy *et al.*, 2011; Dubé-Loubert *et al.*, 2013). Le relèvement isostatique subséquent a forcé la régression de la Mer de Tyrrell et a conséquemment entraîné la mise en place d'un système fluvial. Par la suite, certaines unités de sédiments littoraux ont été remaniées par les processus éoliens, formant ainsi des champs de dunes éparées. Les zones mal drainées, généralement sises sur des dépôts glaciaires ou des sédiments marins fins, ont permis le développement d'importants complexes tourbeux.

Au cours de la déglaciation, l'Inlandsis laurentidien s'est scindé en deux entités, le Glacier du Nouveau-Québec à l'est et le Glacier d'Hudson à l'ouest, en réponse à l'ablation au contact des eaux du Lac Agassiz-Ojibway et d'un bilan de masse négatif. L'axe de séparation est aujourd'hui marqué par le Complexe interlobaire d'Harricana qui s'étend de l'Abitibi à la baie James (Low, 1889; Wilson, 1938). Au nord-est de cette ligne, le centre de dispersion glaciaire était situé quelque part au Nouveau-Québec, alors qu'au nord-ouest, la dispersion s'effectuait à partir de la côte est de la baie d'Hudson (Dyke et Prest, 1987; Dredge et Thorleifson, 1987). De part et d'autre de la Moraine d'Harricana, des écoulements glaciaires opposés sont associés aux nouveaux centres de dispersion ou à l'appel de glace engendré par la présence du Lac Ojibway-Barlow (Barlow, 1899; Hughes, 1959; Chauvin, 1977; Veillette, 1986). Quelle que soit l'hypothèse retenue, ceci explique que les directions d'écoulement dans la région d'étude soient majoritairement orientées vers le sud-ouest.

Les études antérieures sur les écoulements glaciaires dans le secteur (Bouchard et Martineau, 1985; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Paradis et Boisvert, 1995; Parent *et al.*, 1995; Veillette, 1995; Veillette *et al.*, 1999) ont identifié au moins un mouvement ancien qui précède le mouvement principal. L'orientation de cet ancien mouvement s'explique par l'écoulement de part et d'autre d'une ligne de partage des glaces qui traversait le Québec du Témiscamingue au réservoir Caniapiscou. En Jamésie, ce mouvement est donc vraisemblablement orienté NW, alors que dans la région de Chibougamau, il est plutôt SE. Une migration subséquent vers le NW du centre de dispersion a induit une rotation antihoraire des directions d'écoulement

sur le versant est de la baie James, d'abord vers l'ouest et ensuite vers le SW (Veillette, 1994; Veillette *et al.*, 1999).

Très peu de levés du Quaternaire ont été réalisés dans le secteur d'étude. Néanmoins, il est à noter qu'une carte des dépôts de surface réalisée par la Direction des inventaires forestiers (DIF) est disponible pour le secteur à l'étude. Ces cartes ne présentent pas toutefois l'information touchant la morphologie de surface. De plus, elles ont été réalisées sans contrôle de terrain et dans une optique d'exploitation forestière (hauteur, densité des arbres, etc.). Nous avons néanmoins tenu compte de cette information lors de nos travaux, bien que l'on note d'importantes différences d'interprétation pour certaines unités.

Avant nos travaux, quelques géologues (notamment Low, 1900) avaient déjà visité le territoire, dans le cadre de projets de cartographie géologique pour le compte des gouvernements provincial ou fédéral (compilations de Remick, 1963 et de Remick et Gillain, 1963). Ces géologues ont relevé l'orientation des stries glaciaires observées lors de leur passage.

MÉTHODE DE TRAVAIL

Ce rapport présente les résultats des travaux de cartographie des formations superficielles du secteur d'intérêt. Il comporte également une interprétation sommaire des résultats d'analyses des dépôts glaciaires (géochimie de la fraction fine du till et des concentrés de minéraux lourds).

Cartographie

La cartographie des formations superficielles a été effectuée à l'aide de photographies aériennes. Environ 85 % du territoire a été interprétée à l'aide de photos numériques en couleur d'une résolution de 30 cm (équivalent approximatif d'une photo aérienne au 1/15 000), alors que les 15 % restants ont été couverts par des photos aériennes version papier en noir et blanc au 1/31 680 et 1/60 000.

Une photo-interprétation préliminaire a été effectuée avant le départ sur le terrain afin de cibler les secteurs d'intérêt. Sur le terrain, 207 géofiches quaternaires décrivant la géologie des dépôts de surface ont été réalisées. Le recensement des formes de terrain et des marques d'érosion glaciaires a été effectué sur le territoire étudié. Les stries, les broutures et les cannelures ont notamment été répertoriées, alors qu'en photo aérienne, l'orientation des grands linéaments fuselés a été relevée.

Au cours de l'automne 2015, une photo-interprétation finale a permis de corroborer les observations de terrain et de traduire le tout sous la forme de cartes. Les résultats de ces travaux sont présentés en annexe sous la forme de deux cartes au 1/50 000 des portions est et ouest du secteur d'intérêt. La légende utilisée pour décrire les formations de surface est celle du SIGÉOM (Roy, 2014), elle-même inspirée de la légende de la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010).

Échantillonnage des sédiments glaciaires

Le till de fond du territoire étudié a été échantillonné afin de caractériser le potentiel minéral régional. La figure 4 montre la répartition spatiale des sites d'échantillonnage. La quantité d'échantillons prélevés a été limitée en raison de considérations logistiques (temps, météo, disponibilité du matériel, etc.) et financières. L'objectif visé par ce projet était de prélever environ 30 échantillons de till uniformément répartis par feuillet topographique 1/50 000. Les échantillons sont disposés selon une maille d'environ un échantillon par 30 km², ce qui représente environ un prélèvement à tous les 5 ou 6 km. Seulement la portion au sud de la Ceinture de Frotet-Evans a été échantillonnée. Au total, 71 échantillons de till ont été recueillis sur le territoire.

Les tills furent échantillonnés à la pelle à une profondeur de 1 et 1,5 m de profondeur (moyenne de 1,2 m) afin d'éviter l'altération pédologique. Les pelles sont frottées et nettoyées à l'eau avant chaque échantillonnage afin d'éviter toute contamination provenant des échantillons précédents. Une géofiche quaternaire est remplie au moment de l'échantillonnage afin de noter les caractéristiques du matériel prélevé, ainsi que des commentaires sur le contexte géologique local. Le contenu de ces fiches est disponible dans le SIGÉOM à l'adresse web suivante :

http://siggeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_indexAccueil?l=f#

Environ 11 % (9 éch.) des échantillons ont fait l'objet d'un duplicata afin de tester la précision du laboratoire. De même, six échantillons de standard interne ont été ajoutés à la chaîne de traitement.

Résultats d'analyses

Géochimie de la fraction fine du till

Les échantillons de till ont été envoyés au laboratoire ActLabs pour l'analyse de la fraction fine (<63 µm). Les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie d'émission optique par torche au plasma (ICP-OES) à la suite d'une fusion totale (0,5 g). Les éléments des terres rares ont été analysés après fusion totale (0,5 g) par spectrométrie de masse (ICP-MS). Les éléments en traces et les métaux ont été dosés par ICP-MS après une digestion à l'eau régale (30 g). Les résultats sont disponibles dans le SIGÉOM.

Minéraux lourds

Les concentrés de minéraux lourds des échantillons de till ont été extraits et analysés par IOS Services Géoscientifiques (Fournier, 2016) selon la procédure décrite par McClenaghan (2011). Après le prélèvement d'un témoin de 500 g, les échantillons sont séparés par tamisage humide en différentes classes granulométriques, puis séchés et pesés. Après une préconcentration des minéraux lourds à l'aide

d'une table à secousses, la fraction granulométrique comprise entre 250 µm et 1 mm est récupérée par tamisage à sec, puis nettoyée à l'acide oxalique. Le matériel retenu est par la suite soumis à des séparations séquentielles à l'aide de liqueur dense (polytungstate de lithium) de façon à obtenir un concentré de minéraux lourds d'une densité supérieure à 3,2. Celui-ci est lavé, rincé, séché et pesé. Le concentré résultant est traité au séparateur magnétique isodynamique de Frantz et la fraction non ferromagnétique et non paramagnétique est examinée au stéréomicroscope.

L'identification et le comptage des minéraux indicateurs sont réalisés pour différents contextes métallogéniques à partir de la fraction comprise entre 250 µm et 1 mm du concentré résiduel. Une portion des minéraux indicateurs sont ensuite montés dans des pastilles d'époxy et analysés au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie EDS-SDD afin d'obtenir des analyses géochimiques semi-quantitatives.

Dans le cas des grains d'or, un protocole particulier utilisant un lit fluidisé placé en amont de la table à secousses a été employé dans le but de maximiser la récupération. Le matériel récolté est subséquemment examiné au stéréomicroscope. La morphologie et la composition des grains sont ensuite caractérisées au MEB pour les grains plus grands que 50 µm.

Granulométrie du till

Après la réception des échantillons de till, IOS Services Géoscientifiques a procédé au tamisage humide pour séparer les fractions grossières (> 1 mm). Des aliquotes d'environ 3 g de la fraction fine (< 1 mm) ont ensuite été prélevées afin de procéder à des analyses granulométriques à l'aide d'un granulomètre laser Frisch Analysette 22.

SÉDIMENTS DE SURFACE ET GÉOMORPHOLOGIE

Zones morphosédimentaires

Sédiments glaciaires

La distribution des sédiments glaciaires de la région est principalement tributaire de la présence de reliefs perçant la plaine glaciolacustre environnante. Le till se présente sous la forme de longues trainées morainiques fuselées situées derrière les abris rocheux ou comme des formes fuselées sans lien avec des affleurements (*fluting* ou *drumliñoide*).

Le till se caractérise par une matrice à granulométrie sablo-silteuse (figure 5) qui reflète fort probablement la nature de la roche environnante dominée par des lithologies cristallines difficilement broyables (granitoïdes, migmatites, paragneiss). Le sol qui se développe sur le till montre un horizon B très enrichi en fer, de couleur noire à rouge très

foncé, compact à très compact. L'horizon C est quant à lui de couleur gris-brun à gris-olive pâle (code Munsell 2.5Y 6/2) et d'une compacité moyenne. Les clastes sont généralement subanguleux et généralement de forme triangulaire, bien que quelques clastes plus arrondis soient parfois observés. Les clastes des sédiments glaciaires montrent couramment un placage de farine glaciaire sur leur côté aval. Les caractéristiques de ces sédiments s'apparentent à ceux des tills de fond. Il s'agit du faciès le plus communément observé et le plus répandu sur le territoire (photo 1 de l'annexe).

Le till de fond est séparé en deux unités cartographiques, le till en couverture généralement continue (étiquette Tc) et le till en couverture mince et discontinue (étiquette Tm). Le till mince a une épaisseur inférieure à 1 mètre et la structure du roc sous-jacent est visible à travers le sédiment, alors que le till continu est d'une épaisseur supérieure à 1 mètre.

Également associé au till, les zones étiquetées « R » représentent les portions de territoire couvertes par moins de 30 cm de sédiments et qui laissent entrevoir par endroits le socle rocheux. La plupart des affleurements et des zones rocheuses se trouvent à la tête de formes fuselées.

Un till d'ablation (faciès d'importance mineure non cartographié) de composition sablo-silteuse et à structure plutôt lâche constitue généralement la partie sommitale des dépôts glaciaires (10 à 30 cm). Ces sédiments sont issus de la fonte finale de l'inlandsis et n'ont pas été compactés par la masse de glace, comme l'a été le till de fond.

Sédiments fluvioglaciaires

Le faciès fluvioglaciaire est peu présent sur le territoire. Seulement quelques épandages ont été observés, de même que deux moraines fluvioglaciaires relativement imposantes et plus ou moins continues. La faible distribution des sédiments fluvioglaciaire en surface s'explique probablement par la présence d'une puissante unité de sédiments glaciolacustres qui vient masquer la majorité de ces dépôts.

Les sédiments fluvioglaciaires d'épandage (étiquette Gs) observés sont composés de sable fin à grossier, de sable graveleux et de gravier. Les sédiments sableux sont généralement massifs et montrent, dans certains cas, un granoclassement normal qui se manifeste par une diminution de la granulométrie vers le sommet des dépôts, des graviers sableux jusqu'aux sables fins. À quelques rares endroits, il est possible d'observer un litage et des rides de courant bien préservées.

Les sédiments juxtaglaciaires (étiquette GxT) cartographiés autour du lac Evans ne sont représentés que par des sédiments morainiques. On les trouve principalement associés à deux crêtes morainiques décrites plus loin dans la section touchant les formes glaciaires.

Plusieurs zones en relief non visitées, mais interprétées comme de nature sableuse à partir des photos aériennes, ont été cartographiées comme des sédiments fluvioglaciaires

non différenciés (étiquette G). Ces accumulations ne présentent pas de morphologie particulière permettant de les identifier, ce qui permet de croire qu'il s'agit probablement d'épandages sous-aquatiques (étiquette Gs) mis en place dans le Lac Ojibway. Certaines de ces formes présentent un profil allongé dans le sens de l'écoulement glaciaire, mais seulement l'une d'entre elles pourrait s'apparenter à un esker, même si son relief est très atténué.

Sédiments glaciolacustres

La couverture de dépôts glaciolacustres (étiquette LGa) mise en place dans le Lac Ojibway domine la géologie de surface et couvre près de 50 % du territoire (excluant les sédiments organiques). Cette plaine se poursuit au-delà de la zone d'étude et constitue une ceinture de sédiments fins (*clay belt*) qui entoure la baie James (Coleman, 1909; Wilson, 1938; Hardy, 1976). La limite maximale du Lac Ojibway dans la région correspond approximativement à l'élévation 450 m (Hardy, 1977; Vincent et Hardy, 1977; Veillette, 1994), ce qui signifie que le territoire a pratiquement été complètement ennoyé, car l'élévation moyenne du secteur d'étude se situe entre 200 et 250 m. Le silt argileux de cette unité est stratifié ou rythmé, comme il est possible de le voir sur la photo 2 de l'annexe.

Le remaniement des sédiments associés aux plans d'eau lacustres ou marins est très important et est responsable de la modification de la couverture sédimentaire des sommets topographiques de la région. On trouve communément sur les flancs de ces zones en relief un faciès de sable moyen à fin, bien trié, rarement lité et qui s'estompe lorsque l'élévation augmente. Ce faciès se développe sur une épaisseur variant de 50 cm à plus de 1,2 m, indiquant un remaniement littoral limité. Ces bandes de sable ne forment cependant pas de plages bien développées et correspondent probablement à un faciès d'exondation associé à des sédiments de versant de pente résultant de l'érosion de surface lors du retrait du lac proglaciaire et de la sédimentation au pied des reliefs. Ces sédiments ont été cartographiés comme des dépôts de littoral glaciolacustre (étiquette LGb) ou de till remanié (étiquette Tr) selon l'intensité du remaniement subi par le till.

Bien que nous considérions ces sédiments remaniés comme d'origine glaciolacustre, une origine glaciomarine n'est pas exclue. Une augmentation temporaire du niveau de la Mer de Tyrrell de quelques mètres aurait permis aux eaux marines d'envahir le territoire et de remanier rapidement et de manière très superficielle les petits reliefs autour du lac Du Tast et, éventuellement, autour du lac Evans. Il est aussi possible qu'à certains endroits, le remaniement observé soit lié à de petites quantités d'eau fluvioglaciaire s'écoulant à la base de la glace, quoique cette hypothèse soit moins probable, car les évidences d'eaux de fonte sont plutôt rares dans la région du lac Evans.

Sédiments organiques

Près de 20 % du territoire est recouvert de sédiments organiques (étiquette O). L'épaisseur de ces dépôts est difficile à évaluer, mais certaines coupes le long du lac Evans semblent indiquer que ces sédiments peuvent atteindre des épaisseurs de quelques mètres. D'une épaisseur variant généralement autour de 50 cm, ces dépôts surmontent généralement des sédiments d'eau profonde (étiquette LGa). Leur développement semble donc être lié au drainage inefficace des dépôts sous-jacents (argiles et silts glaciolacustres).

Sédiments éoliens

Quelques plages au fond des baies du lac Evans dans le feuillet 32K15 ont été suffisamment retravaillées par les vents dominants pour permettre le développement de dunes. Celles-ci mesurent environ 4 m de hauteur et quelques dizaines de mètres de largeur. La déposition et l'aggradation récente de ces sédiments éoliens (étiquette Ed) sont appuyées par la présence de deux lits de cendres dans le premier mètre, l'absence d'altération pédogéochimique en surface et l'invasion progressive de la forêt environnante par le sable (photo 3 de l'annexe). Ce phénomène est très local et n'est pas observé partout.

Géomorphologie de surface

La carte des dépôts de surface présente des formes ponctuelles et linéaires associées aux différentes caractéristiques morphologiques du territoire. Celles-ci sont décrites dans cette section.

Formes rocheuses

Affleurements rocheux

Un total de 981 affleurements apparaît sur la carte des dépôts de surface. Ceux-ci ont été répertoriés lors de l'inventaire des marques d'érosion glaciaire, soit par photo-interprétation ou par une combinaison de survol en hélicoptère et de photo-interprétation. Il ne s'agit pas d'une compilation exhaustive, mais leur distribution spatiale permet de souligner les secteurs de hauts reliefs plus accidentés qui exposent le roc.

Escarpements rocheux

Les escarpements rocheux correspondent aux affleurements montrant une rupture de pente abrupte suffisamment importante pour être identifiés. Ceux-ci sont relativement rares sur le territoire étant donné les faibles variations du relief.

Champs de blocs

Les champs de blocs sont nombreux sur le territoire et sont observés dans plusieurs contextes. Ils sont généralement associés aux reliefs formés par les sédiments glaciaires. Ils sont de nature variée et leur genèse et leurs caractéristiques ont été décrites par Dionne (1978).

Formes d'érosion

Ravinements

La majeure partie du territoire étant recouverte de sédiments fins associés au Lac Ojibway, de nombreuses rivières sont encaissées ou confinées dans des dépôts argileux. Le cours de celles-ci fut plutôt régulier pendant l'Holocène, car les escarpements de part et d'autre des rivières ne sont pas affectés par l'érosion dynamique, mais plutôt par le creusement du lit principal.

Autres formes d'érosion

Peu de formes d'érosion (chenaux proglaciaires, juxtaglaciaires, etc.) ont été répertoriées dans la zone d'étude, la majorité de celles-ci ayant sûrement été masquée par la couverture de sédiments glaciolacustres.

Des chenaux juxtaglaciaires ont été observés à un seul endroit. Les chenaux d'eau de fonte majeurs, plutôt contrôlés par la topographie du roc, sont également rares. On peut cependant en observer dans le nord-est du secteur d'étude (feuillet 32N02) où un massif rocheux couvert de sédiments glaciaires perce la plaine environnante.

Les plaines alluviales sont très mal développées, car elles traversent presque exclusivement des sédiments fins. Les chenaux fluviaux sont plutôt rares, sauf à certains endroits où des rivières érodent des lambeaux de till. Lorsqu'elles ont été observées, les cicatrices de glissement de terrain ont également été cartographiées.

Formes glaciaires

Formes fuselées

On distingue dans la région deux types de formes fuselées en fonction de la présence ou de l'absence d'un affleurement rocheux en amont de celles-ci. Ces formes se trouvent généralement en plus grande quantité dans les hautes terres, peu importe le type.

Les éléments fuselés appelés « drumlinoïdes » représentent les formes constituées seulement de dépôts glaciaires. On ne relève donc pas la présence d'affleurement rocheux associé aux quelque 400 drumlinoïdes recensés. Ceux-ci sont majoritairement orientés à 216° et mesurent en moyenne près de 500 m de longueur, certains atteignent plus de 2 km (photo 4 de l'annexe).

Les traînées morainiques fuselées se forment quant à elles derrière un abri rocheux. L'orientation moyenne des 319 formes recensées est de 216° et leurs dimensions sont semblables à celles des drumlinoïdes.

Moraines de De Geer

Des moraines de De Geer ont été répertoriées dans le secteur nord-est. Celles-ci mesurent de 1 à 2 m de haut, 5 à 10 m de largeur pour des longueurs hectométriques. Il est possible d'en observer jusqu'à six en succession, distantes de 100 à 250 m les unes des autres (moyenne de 145 à 195 m en fonction des secteurs). Ces structures sont causées par de petites stagnations hivernales et marquent le retrait annuel de l'inlandsis (Mawdsley, 1936). Dans la région, ces moraines sont principalement composées de till de granulométrie semblable aux dépôts quaternaires dans l'environnement immédiat (Shaw, 1944; Vincent et Hardy, 1977). Elles sont généralement visibles sur des formes fuselées, comme il est possible de l'observer sur les photos 4 et 5 de l'annexe (Hardy, 1977 et 1982a). En supposant un cycle de déposition annuel, la présence de ces moraines dans la région du lac Evans semble indiquer une vitesse de recul du glacier d'environ 170 à 185 m par année, une vitesse comparable à certaines évaluations antérieures (150 à 210 m, Norman, 1938; 180 à 300 m, Shaw, 1944) pour des secteurs en aval de la Moraine de Sakami. Cette évaluation est plus modeste que le chiffre proposé par Hardy (1976) pour les basses-terres de la baie James (320 m aux environs de Matagami), mais du même ordre de grandeur que la vitesse estimée pour les régions à l'est de la Moraine de Sakami (200 à 250 m).

Crêtes morainiques majeures

Deux moraines fluvioglaciaires majeures ont été observées dans le sud-ouest de la zone d'étude (photo 6 de l'annexe). Celles-ci marquent le retrait ou des périodes de stagnation de l'inlandsis laurentidien au cours de la déglaciation. Ces moraines sont subparallèles à la Moraine de Sakami (Hillaire-Marcel *et al.*, 1981; Hardy, 1982a) qui se trouve à environ 150 km au nord-est, ainsi qu'aux moraines de De Geer du secteur d'étude. Elles mesurent plusieurs kilomètres de longueur, une centaine de mètres de largeur et quelques dizaines de mètres de hauteur. Ces formes sont bien définies, assez continues et d'une envergure considérable si l'on tient compte de l'importante couche de sédiments glaciolacustres qui les recouvre. La plus grande de ces crêtes s'élève à environ 40 m au-dessus de la plaine environnante, un relief relativement important pour la région. La plus grande des deux moraines répertoriées est située entre le lac Ouagama et la baie du sud-ouest du lac Evans et s'étend vers le nord-ouest jusque dans le sud du feuillet 32K11. La plus petite est située au sud-ouest du lac Ouagama, dans le feuillet 32K10. Ces moraines ont initialement été cartographiées par Hardy (1976) et le nom « Moraines de Rupert » est ici proposé pour les désigner.

En tenant compte de la vitesse de retrait annuel indiquée par la déposition des moraines de De Geer (170 à 185 m par an), il est possible d'estimer l'âge des Moraines de Rupert. Considérant l'âge de la Moraine de Sakami à 8200 ka (Hardy, 1976; Roy *et al.*, 2011; Ullman *et al.*, 2016), contemporain du drainage du Lac Ojibway, les Moraines de Rupert se seraient déposées entre 8990 et 9075 ka.

ÉCOULEMENTS GLACIAIRES

Les affleurements visités ont été examinés pour relever les stries glaciaires et autres marques d'érosion glaciaire. Les affleurements sont très rares sur le territoire et sont d'ordinaire très altérés. Environ 50 mesures de formes mésoscopiques ont été réalisées au cours du projet (dont 29 mesures de stries) qui ont été ajoutées à la base de données du SIGÉOM (figures 6 et 7).

Des stries orientées NNW (325-340°) et WNW (290-320°) ont été inventoriées et pourraient correspondre aux mouvements plus anciens rapportés par plusieurs auteurs dans ce secteur du Québec (Bouchard et Martineau, 1985; Prichonnet et Beaudry, 1990; Veillette et Pomares, 1991; Paradis et Boisvert, 1995; Parent *et al.*, 1995; Veillette *et al.*, 1999). Selon les modèles paléogéographiques, ce mouvement ancien est lié à l'établissement et à l'évolution de la ligne de partage des glaces du secteur Labrador au Wisconsinien précoce. Les mouvements initiaux vers le NW auraient été suivis par une rotation antihoraire qui aurait été engendrée par la migration progressive vers le nord du centre de dispersion (Veillette *et al.*, 1999). Au total, quatre marques d'érosion témoignant de ces mouvements ont été recensées, dont deux étaient situées sur des faces cachées ou abritées. Selon le modèle proposé et sur la base de la chronologie établie sur le terrain, le mouvement NW est considéré comme le plus ancien.

Les affleurements naturels étant généralement altérés, les quelques stries observées témoignent généralement du mouvement glaciaire le plus récent. Le mouvement SW dominant, compris entre 210° et 225°, correspond au mouvement régional représenté par les formes macroscopiques.

Un mouvement de nature inconnue orienté vers le SSW (195°) a été reconnu à quelques endroits dans la zone d'étude, notamment sur des affleurements relativement protégés (aval des affleurements rocheux). Celui-ci coupe le mouvement SW régional sur les affleurements les mieux préservés qui ont été mis à nu par l'activité anthropique. Dans d'autres cas, par exemple au fond de sites d'échantillonnage ou sur des affleurements de moindre qualité, le mouvement régional SW (215°) semble plus jeune que le mouvement SSW. En tenant compte des plus beaux exemples de recouvrement, le mouvement SSW est probablement plus jeune. Toutefois, il importe de se questionner sur la rareté de ce mouvement dans la région étudiée, surtout au niveau des formes macroscopiques qui sont orientées à environ 215°.

Selon ces observations, le mouvement SW à 215° est interprété comme un mouvement extensif témoignant de la dynamique de la calotte du dernier maximum glaciaire jusqu'à la déglaciation. Le mouvement SSW à 195°, plus jeune, aurait plutôt été actif vers la fin du maximum glaciaire, avant la mise en place de la Moraine interlobaire d'Harricana. Cette déflexion tardive serait peut-être liée à un appel des glaces vers le sud correspondant au courant de glace au-dessus de la baie James (Parent *et al.*, 1995; Veillette, 1997).

POTENTIEL MINÉRAL

Potentiel en or

Un potentiel aurifère du secteur d'intérêt a déjà été reconnu dans le secteur de la Ceinture de Frotet-Evans, à proximité du lac Storm (à l'est de la zone d'étude, feuillet 32K16) et au sud du lac Legardeur (feuillet 32K15, territoire morcelé par les aires protégées; Olbrich et Salamis, 1980; Graham, 1985). Sur les cartes de comptage de grains d'or (figures 8, 9 et 10), les résultats les plus intéressants semblent former des regroupements orientés dans le sens de l'écoulement glaciaire (représenté par les stries), au SW-SSW des plus hautes concentrations en As et Sb. Ces fortes concentrations sont situées en plein cœur de l'élargissement de la Ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. Ces résultats sont cohérents avec la présence des indices aurifères connus.

Les figures 8 et 9 ne considèrent que le nombre de grains d'or recensés, tandis que la figure 10 montre une représentation surfacique (2D) de tous les grains d'un échantillon en fonction de leur concentration en Au et normalisé selon la masse de l'échantillon. Cette correction a été apportée afin de représenter la quantité d'or présente dans un échantillon plutôt que le nombre de grains sans égard à leur taille. Tous les grains d'or séparés ont été analysés au MEB, permettant d'obtenir les dimensions des grains (longueur et largeur) et leur teneur en or.

Suite à cette correction, on note un déplacement des zones anormales identifiées dans les figures 8 et 9. En effet, les plus gros grains semblent être plutôt associés à la proximité d'indices connus en Au (voir figure 2). À noter que l'anomalie la plus importante de la figure 10 correspond à un échantillon contenant un grain unique d'environ 600 µm de diamètre. Le deuxième plus gros grain recensé a un diamètre d'environ 450 µm et provient d'un échantillon situé dans le feuillet 32K10 qui contient trois autres grains de la taille des silts grossiers. De plus, on semble toujours observer un panache de dispersion diffus dans la direction de l'écoulement régional SW.

Potentiel en zinc

La figure 11 présente la distribution des minéraux indicateurs de sulfures massifs zincifères métamorphisés. La gahnite est un produit du métamorphisme de la sphalérite et résiste mieux que cette dernière aux processus de transport et d'abrasion glaciaire. La staurotide est un minéral qui absorbe facilement le zinc présent dans la roche pendant le métamorphisme, incluant le zinc contenu dans la sphalérite. Ce minéral constitue également un bon minéral indicateur des minéralisations zincifères métamorphisées.

La figure 11 représente une carte d'interpolation des valeurs de zinc dans la fraction fine du till corrigées en fonction de la granulométrie des échantillons. En effet, les données brutes démontrent une forte association entre le contenu en zinc et la proportion d'argile des tills. Il est démontré que certains métaux ont une affinité particulière pour la fraction argileuse (Trépanier, 2011) en raison d'une forte attraction ionique. De plus, les sédiments fins étant moins perméables, il y a peu de percolation à travers le sédiment, ce qui entraîne une meilleure conservation du sédiment frais et une faible mobilisation de certains métaux.

Une simple correction arithmétique a été appliquée afin d'offrir une représentation plus réaliste de la concentration en zinc dans la fraction fine du till. Les résultats de ce traitement ont permis d'éliminer l'une des anomalies initialement identifiées et d'en déplacer légèrement une autre (figure 11). Les valeurs de contours sont sans unité, car les valeurs brutes sont plus élevées que celles représentées (les données originales sont disponibles dans le SIGÉOM). Il est également intéressant de noter une diminution, voire l'absence, de grains de minéraux zincifères au nord du secteur de Frotet-Evans.

CONCLUSION

Le présent projet a permis d'établir une cartographie détaillée des dépôts de surface validée par une campagne de terrain. Le recensement des marques d'érosion a été étendu hors des couloirs routiers, en dépit du fait que le nombre d'affleurements présentant un poli glaciaire de qualité soit limité. L'analyse des minéraux lourds et la géochimie de la fraction fine des échantillons de sédiments glaciaires apportent un nouvel éclairage sur le potentiel en or et en Cu-Zn déjà connu de la Ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Evans (secteurs des lacs Storm et Legardeur).

Ce projet de cartographie des dépôts de surface accompagné par le recensement des marques d'érosion et l'échantillonnage des sédiments glaciaires sera poursuivi pour couvrir le secteur situé au nord de la nouvelle aire protégée de la rivière Broadback. Ces travaux permettront dans un premier temps d'étendre la cartographie aux contextes quaternaires

de la Mer de Tyrrell et de la Moraine de Sakami, de raffiner les conclusions touchant la dynamique glaciaire documentées au cours de cette première campagne de terrain ainsi que de valider les résultats concernant le potentiel minéral de la région.

RÉFÉRENCES

- BANDYAYERA, D. – DAOUDENE, Y., 2017 – Géologie de la région du lac Rodayer (SNRC 32K13-32K14-32N03 et 32N04-SE). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RG 2017-01, 2 plans.
- BARLOW, A.E., 1899 – Report on the geology and natural resources of the area included by the Nipissing and Temiscaming map-sheets. Geological Survey of Canada; Report No. 672, 301 pages.
- BOUCHARD, M.A. – MARTINEAU, G., 1985 – Southeastward ice flow in central Quebec and its paleogeographic significance. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 22, pages 1536-1541.
- BRISSON, H. – GOSSELIN, C. – FALLARA, F. – GAULIN, R. – DION, D.-J., 1998 – Géologie de la région du lac Evans. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-06, 23 pages, 1 plan.
- CHAUVIN, L., 1977. – Géologie des dépôts meubles de la région de Joutel - Matagami. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 539, 106 pages.
- CLARKE, G.K.C. – LEVERINGTON, D.W. – TELLER, J.T. – DYKE, A.S., 2003 – Superlakes, Megafloods and Abrupt Climate Change. Science; volume 301, pages 922–923.
- CLARKE, G.K.C. – LEVERINGTON, D.W. – TELLER, J.T. – DYKE, A.S., 2004 – Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. Quaternary Science Reviews; volume 23, pages 389–407.
- COLEMAN, A.P., 1909 – Lake Ojibway; Last of the Great Glacial Lakes. Ontario Bureau of Mines; Report 18 No. 4, pages 284–293.
- DIONNE, J.-C., 1978 – Les champs de blocs en Jamésie, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire; volume 32, pages. 119–144.
- DREDGE, L.A. – THORLEIFSON, L.H., 1987 – The Middle Wisconsinian History of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire; volume 41, pages 215–235.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – ROY, M. – ALLARD, G. – LAMOTHE, M. – VEILLETTE, J.J., 2013 – Glacial and nonglacial events in the eastern James Bay lowlands, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 50, 18 pages.
- DYKE, A.S. – PREST, V.K., 1987 – Late Wisconsinian and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. Géographie physique et Quaternaire; volume 41, pages 237–263.
- FOURNIER, N., 2016 – Concentration et analyse de minéraux lourds provenant de sédiments glaciaires 2015, projet n° 117840527-2014-01, Lac Evans. IOS Services Géoscientifiques; rapport inédit soumis au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; 205 pages. [Disponible dans « autres données numériques » du DP 2016-14]
- GRAHAM, R.J., 1985 – Rapport géologique sur le potentiel pour l'or et les métaux de base d'une propriété de 412 claims au lac Storm, province de Québec. Severide Resources, rapport statutaire soumis au ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM 43021, 58 pages.
- HARDY, L., 1976 – Contribution à l'étude géomorphologique de la portion Québécoise des Basses-terres de la Baie-James. McGill University; thèse de doctorat, 264 pages.
- HARDY, L., 1977 – La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses terres de la baie de James. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 261–273.
- HARDY, L., 1982a – La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique. Géographie physique et Quaternaire; volume 36, pages 51–61.
- HARDY, L., 1982b – Le Wisconsinien supérieur à l'est de la Baie James (Québec). Le Naturaliste Canadien; volume 109, pages 333–351.
- HILLAIRE-MARCEL, C. – OCCHIETTI, S. – VINCENT, J.-S., 1981 – Sakami moraine, Québec: a 500 km-long moraine without climatic control. Geology; volume 9, pages 210–214.
- HILLAIRE-MARCEL, C. – VINCENT, J.-S., 1980 – Stratigraphie de l'Holocène et évolution des lignes de rivage au sud-est de la baie d'Hudson, Canada. Paléo-Québec; numéro 11, 165 pages.
- HOCQ, M., 1994 – Géologie du Québec. Publications du Québec, 172 pages.
- HUGHES, O.L., 1959 – Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map areas, Cochrane district, Ontario. University of Kansas; thèse de doctorat, 190 pages.
- KRUMBEIN, W.C – SLOSS, L.L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. W.H. Freeman; 660 pages
- LAMARCHE, O., 2016 – Géochimie de la fraction fine et analyses des minéraux indicateurs des sédiments glaciaires de la région du lac Evans, municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DP 2016-14, 3 pages.
- LEE, H.A., 1960 – Late glacial and post-glacial Hudson Bay sea episode. Science; volume 131, pages 1609-1611.
- LOW, A.P., 1889 – Report on exploration in James' Bay and country east of Hudson Bay, drained by the Big, Great Whale and Clearwater rivers. Geological and natural history survey of Canada; Annual report, volume III, 1887-88, Part J, 96 pages.
- LOW, A.P., 1900 – Geological Survey of Canada; annual report. Geological Survey of Canada; Annual Report, volume XIII, page 84D.
- MAWDSLEY, J.B., 1936 – The washboard moraines of the Opawica-Chibougamau area, Quebec. Transactions of the Royal Society of Canada; volume 30, pages 9–12.
- McCLENAGHAN, M.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.
- MORIN, R., 1998a – Géologie de la région du lac Salamandre. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-14, 16 pages, 1 plan.

- MORIN, R., 1998b – Géologie de la région du lac Ouagama. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-15, 18 pages, 1 plan.
- NORMAN, G.W.H., 1938 – The last Pleistocene ice-front in Chibougamau district, Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*; volume 32, pages 69–86.
- OLBRICH, K.H. – SALAMIS, C., 1980 – Report of activities 1980, Storm river project. Canadian Nickel Co. Ltd., rapport statutaire soumis Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38012, 48 pages, 42 plans.
- PARADIS, S.J. – BOISVERT, É., 1995 – Séquence des écoulements glaciaires dans le secteur de Chibougamau-Némiscau, Québec. *Commission géologique du Canada; Recherches en cours 1995-C*, pages 259–264.
- PARENT, M. – PARADIS, S.J. – BOISVERT, É., 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.
- PARENT, M. – PARADIS, S.J. – BOIVIN, R., 2010 – Formations superficielles. *Commission géologique du Canada*; version 11, 10 pages.
- PRICHONNET, G. – BEAUDRY, L.M., 1990 – Évidences d'un écoulement glaciaire sud, antérieur à l'écoulement sud-ouest du Wisconsinien supérieur, région de Chapais, Québec. *Commission géologique du Canada; Étude 90-1C*, pages 331–338.
- REMICK, J.H., 1963 – Géologie de la région de Colomb-Chaboullié-Fabulet. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 514, 26 pages.
- REMICK, J.H. – GILLAIN, P.R., 1963 – Région de Fort-Rupert. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Carte 1510, 1 plan.
- ROY, G., 2014 – Symboles et abréviations de la carte géoscientifique. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2014-06, 85 pages.
- ROY, M. – DELL'OSTE, F. – VEILLETTE, J.J. – DE VERNAL, A. – HÉLIE, J.-F. – PARENT, M., 2011 – Insights on the events surrounding the final drainage of Lake Ojibway based on James Bay stratigraphic sequences. *Quaternary Science Reviews*; volume 30, pages 682–692.
- SHAW, G., 1944 – Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bay, Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*; volume 38, pages 79–85.
- TELLER, J.T. – LEVERINGTON, D.W., 2004 – Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}\text{O}$ record of Greenland. *Geological Society of America Bulletin*; volume 116, pages 729–742.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- THORLEIFSON, L.H., 1996 – Review of Lake Agassiz history. *In: Sedimentology, geomorphology and history of the central Lake Agassiz basin.* (Teller, J.T., Thorleifson, L.H., Matile, G. and Brisbin, W.C., editors). *Geological Association of Canada; Field Trip Guidebook B2*, pages 55-84.
- TRÉPANIÉ, S., 2011 – Optimisation des données de till pour l'exploration. *CONSOREM; Projet 2010-05*, 72 pages.
- ULLMAN, D.J. – CARLSON, A.E. – HOSTETLER, S.W. – CLARK, P.U. – CUZZONE, J. – MILNE, G.A. – WINSOR, K. – CAFFEE, M., 2016 – Final Laurentide ice-sheet deglaciation and Holocene climate-sea level change. *Quaternary Science Reviews*; volume 152, pages 49–59.
- UPHAM, W., 1895 – The Glacial Lake Agassiz. *United States Geological Survey; Monograph 25*, 658 pages.
- VEILLETTE, J.J., 1986 – Former southwesterly ice flows in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configuration of the late Wisconsinan ice sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 1724–1741.
- VEILLETTE, J.J., 1988 – Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 42, 7 pages.
- VEILLETTE, J.J., 1994 – Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*; volume 13, pages 945–971.
- VEILLETTE, J.J., 1995 – New evidence for northwestward glacial ice flow, James Bay region, Québec. *Geological Survey of Canada; Current Research 1995-C*, pages 249–258.
- VEILLETTE, J.J., 1997 – Le rôle d'un courant de glace tardif dans la déglaciation de la baie James. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 51, pages 141–161.
- 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 Québec. *Quaternary Science Reviews*; volume 18, pages 993–1019.
- VEILLETTE, J.J. – POMARES, J.-S., 1991 – Older ice flows in the Matagami-Chapais area, Quebec. *Geological Survey of Canada; Current Research, Paper 91-1*, pages 143–148.
- VINCENT, J.-S. – HARDY, L., 1977 – L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. *Géographie physique et Quaternaire*; volume 31, pages 357–372.
- WENTWORTH, C.K., 1922 – A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology*; volume 30, pages 377-392.
- WILSON, J.T., 1938 – Glacial geology of part of north-western Quebec. *Transactions of the Royal Society of Canada*; volume 32, pages 49–59.

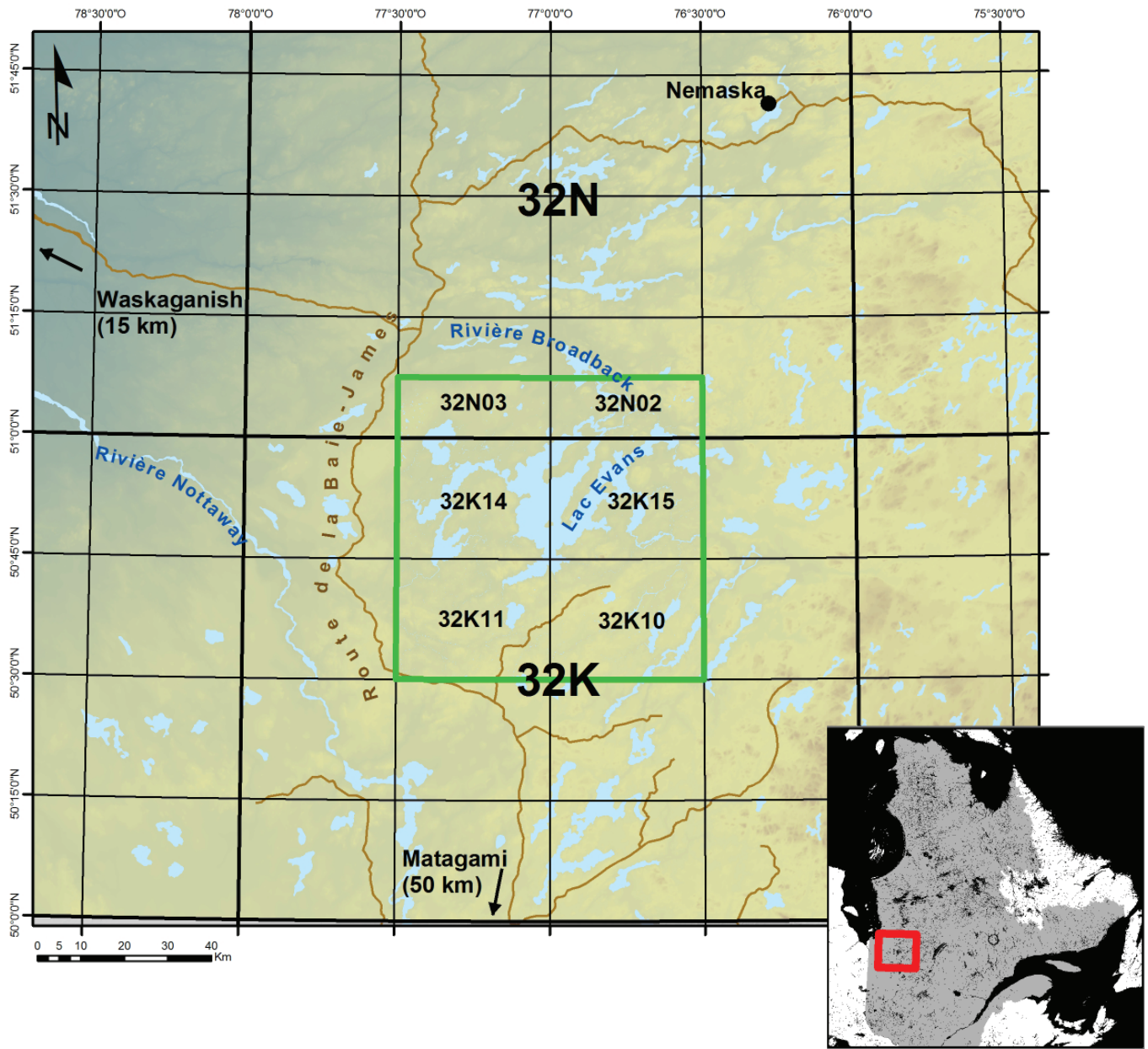


FIGURE 1 – Localisation et accès de la zone à l'étude.

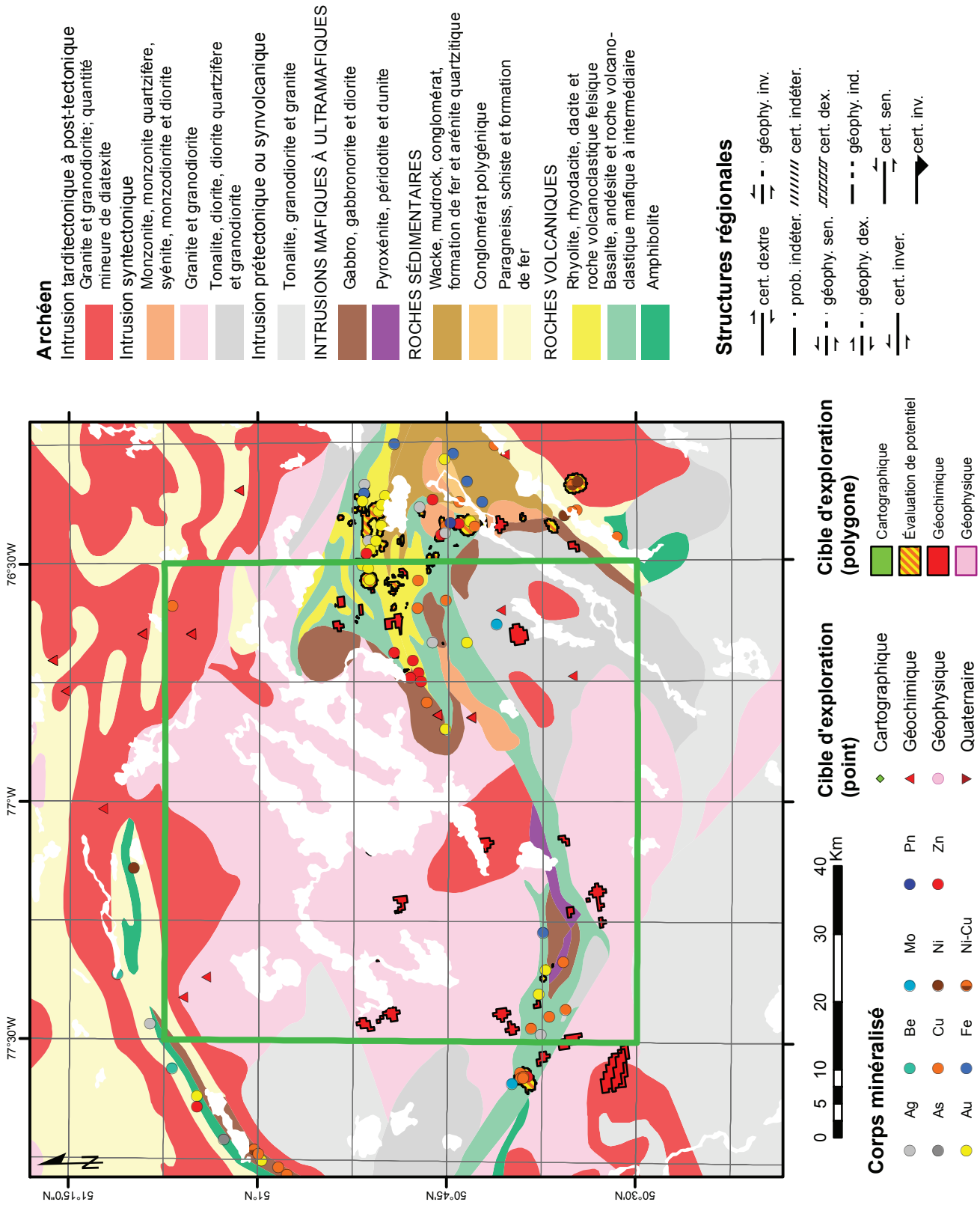


FIGURE 2 – Contexte géologique de la zone à l'étude. Modifiée de la carte géologique du Québec (Thériault et Beauséjour, 2012).

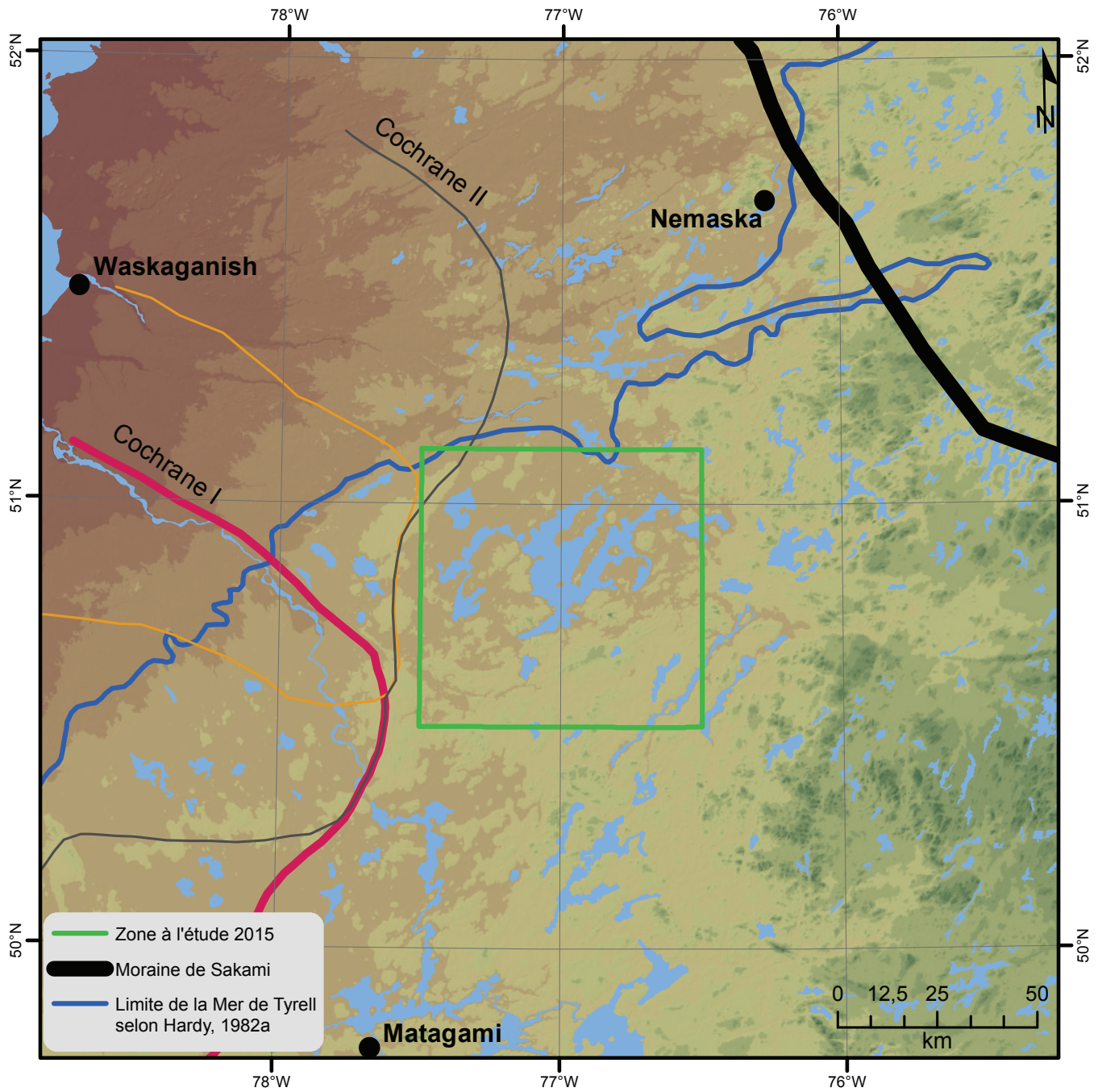


FIGURE 3 – Principaux évènements géologiques durant le Quaternaire à l'est de la baie James (Hardy, 1976; 1977; 1982a).

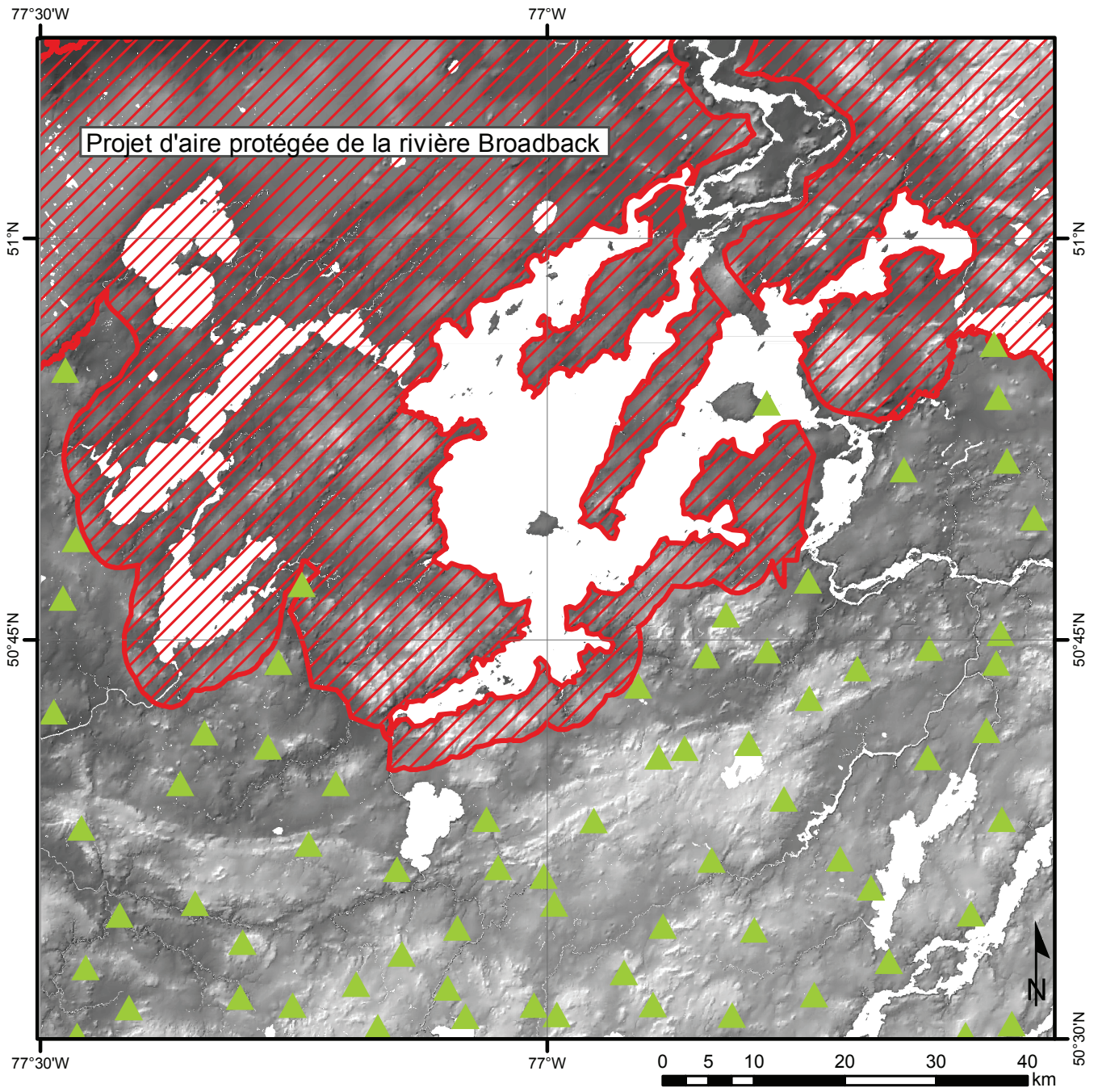


FIGURE 4 – Localisation des échantillons de till et du projet d'aire protégée de la rivière Broadback.

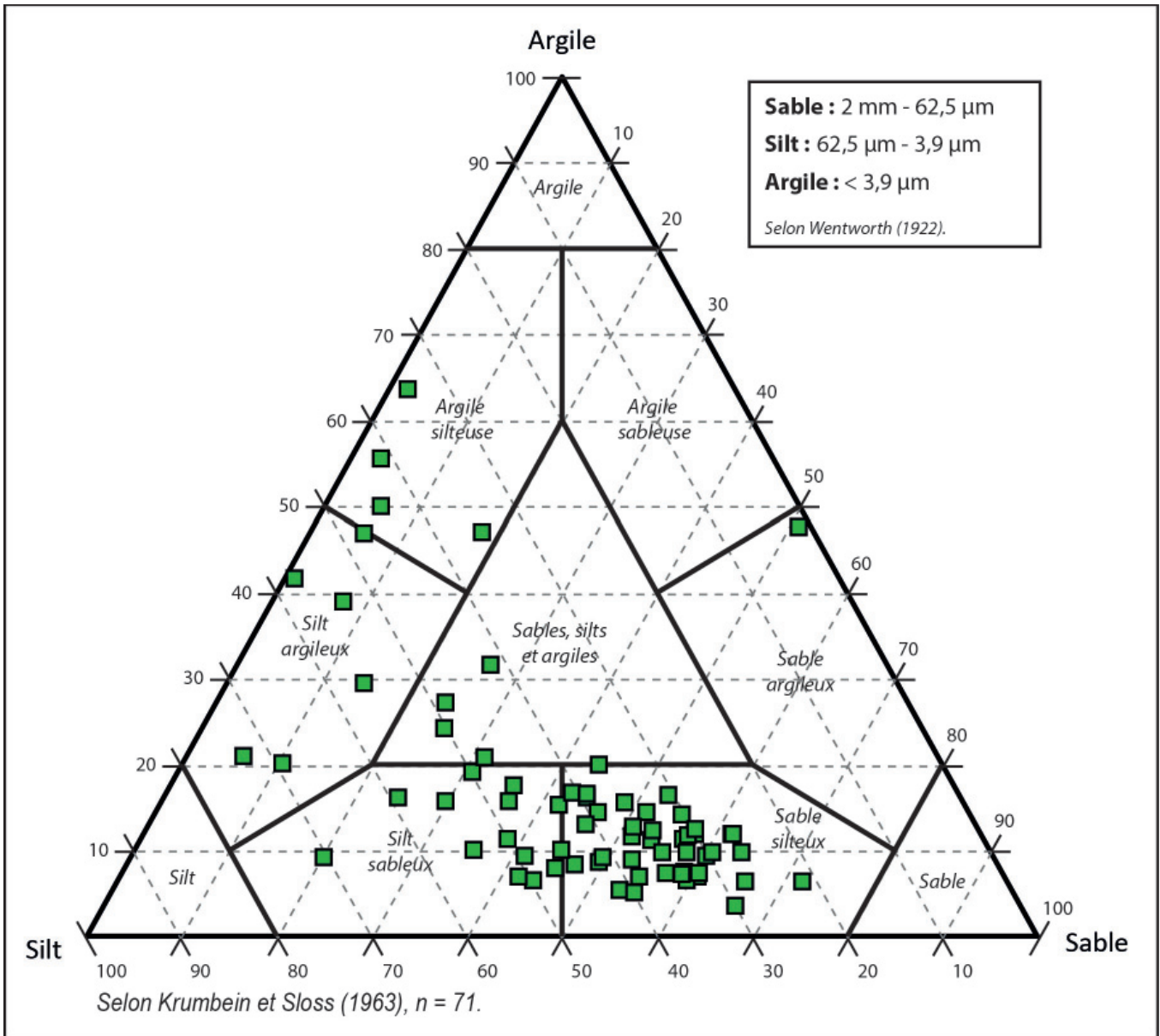


FIGURE 5 – Granulométrie de la matrice des tills (<2 mm).

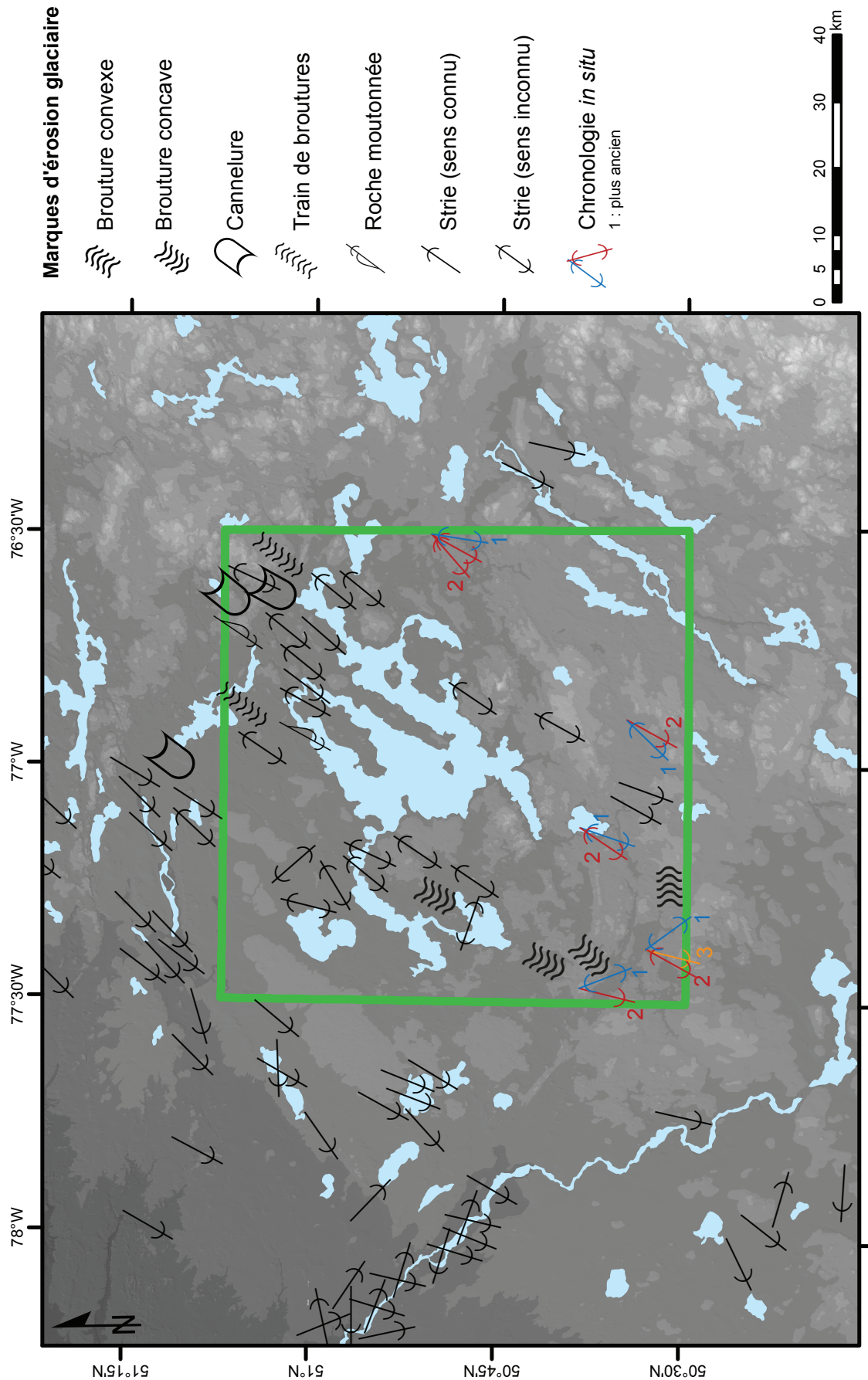


FIGURE 6 – Dans l'encadré vert, nouvelles mesures de stries issues du recensement. En dehors de l'encadré, compilation des stries de Remick et Gillain (1963). Ces dernières sont affichées telles que présentées dans le SIGEOM, mais, dans la plupart des cas, la polarité devrait être inconnue.

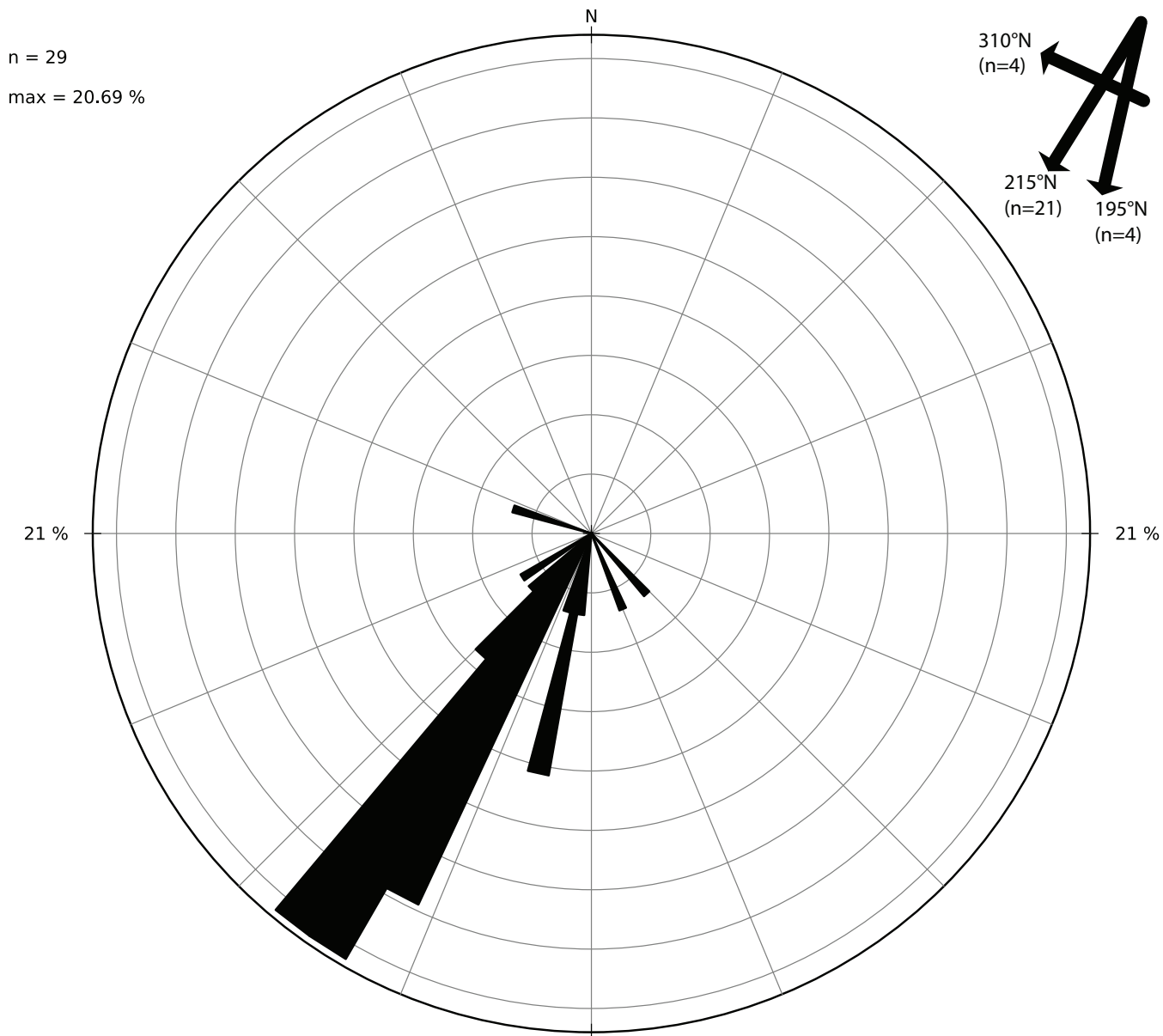


FIGURE 7 – Présentation des directions de stries à sens connu et inconnu mesurées durant la campagne de terrain de 2015. On distingue les trois différents mouvements relevés (NW - 310°, SW - 215° et SSW - 195°).

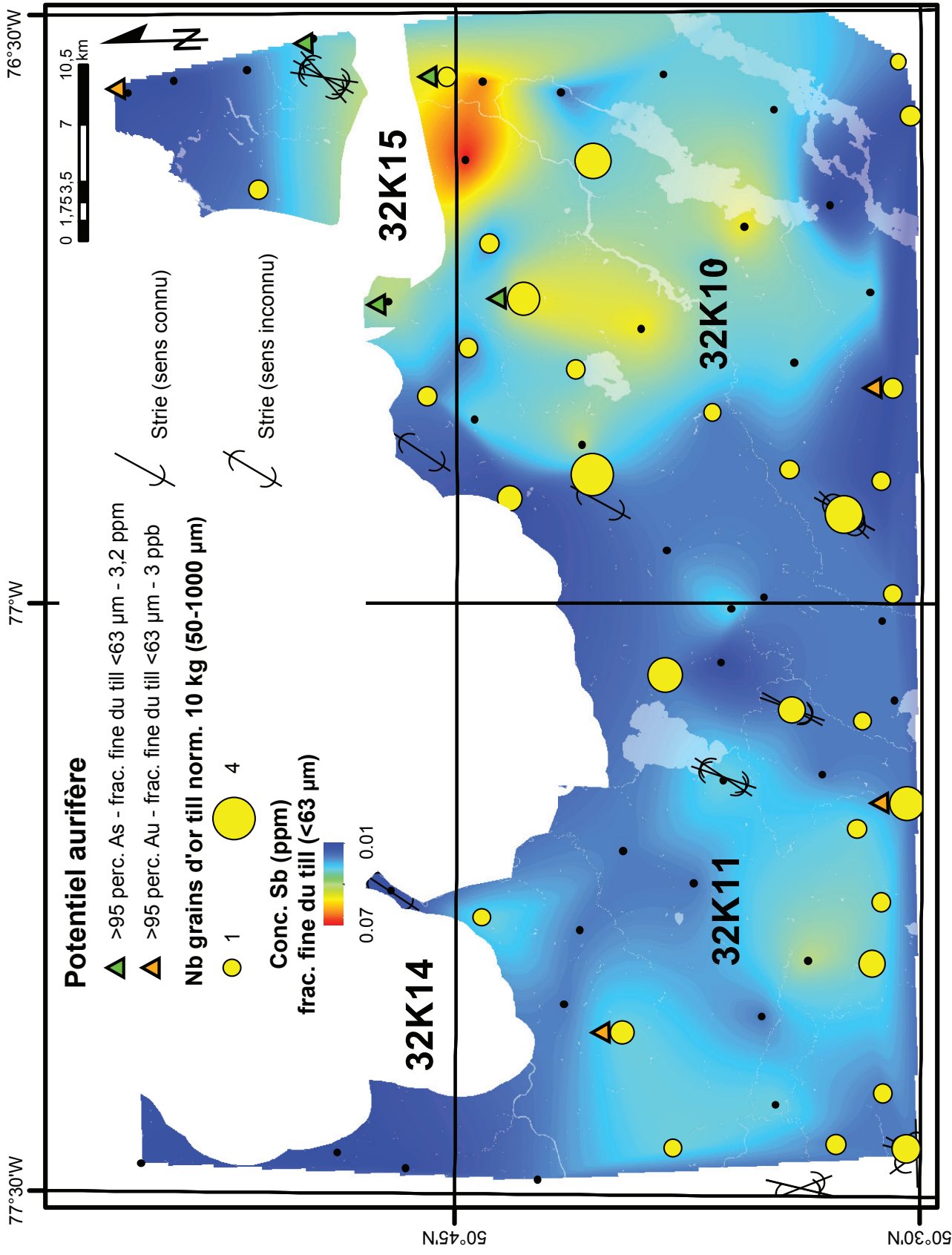


FIGURE 8 – Concentration de l'antimoine (Sb) dans la fraction fine du till et nombre de grains d'or récupérés en laboratoire.

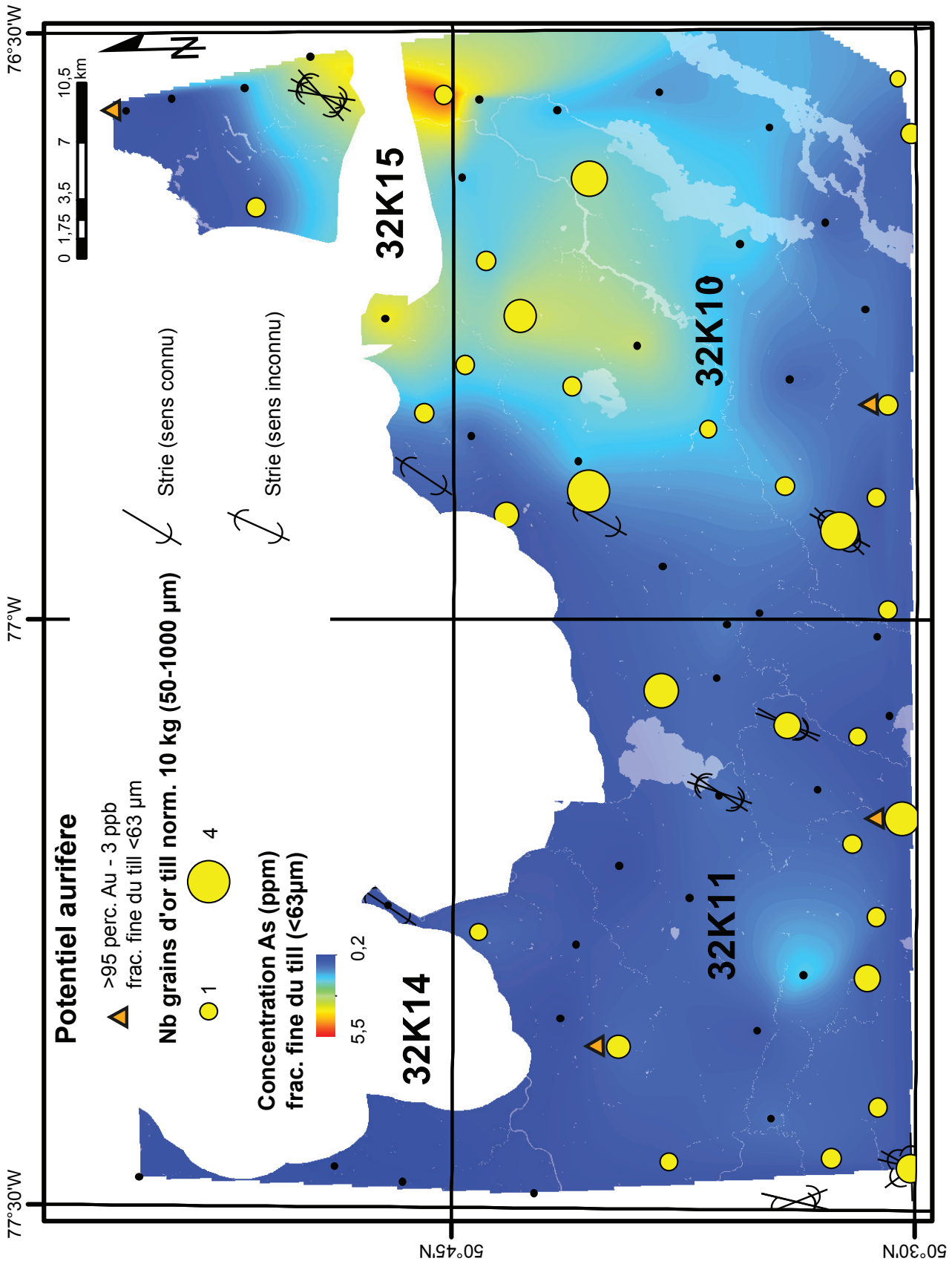


FIGURE 9 – Concentration de l'arsenic (As) dans la fraction fine du till et nombre de grains d'or récupérés en laboratoire.

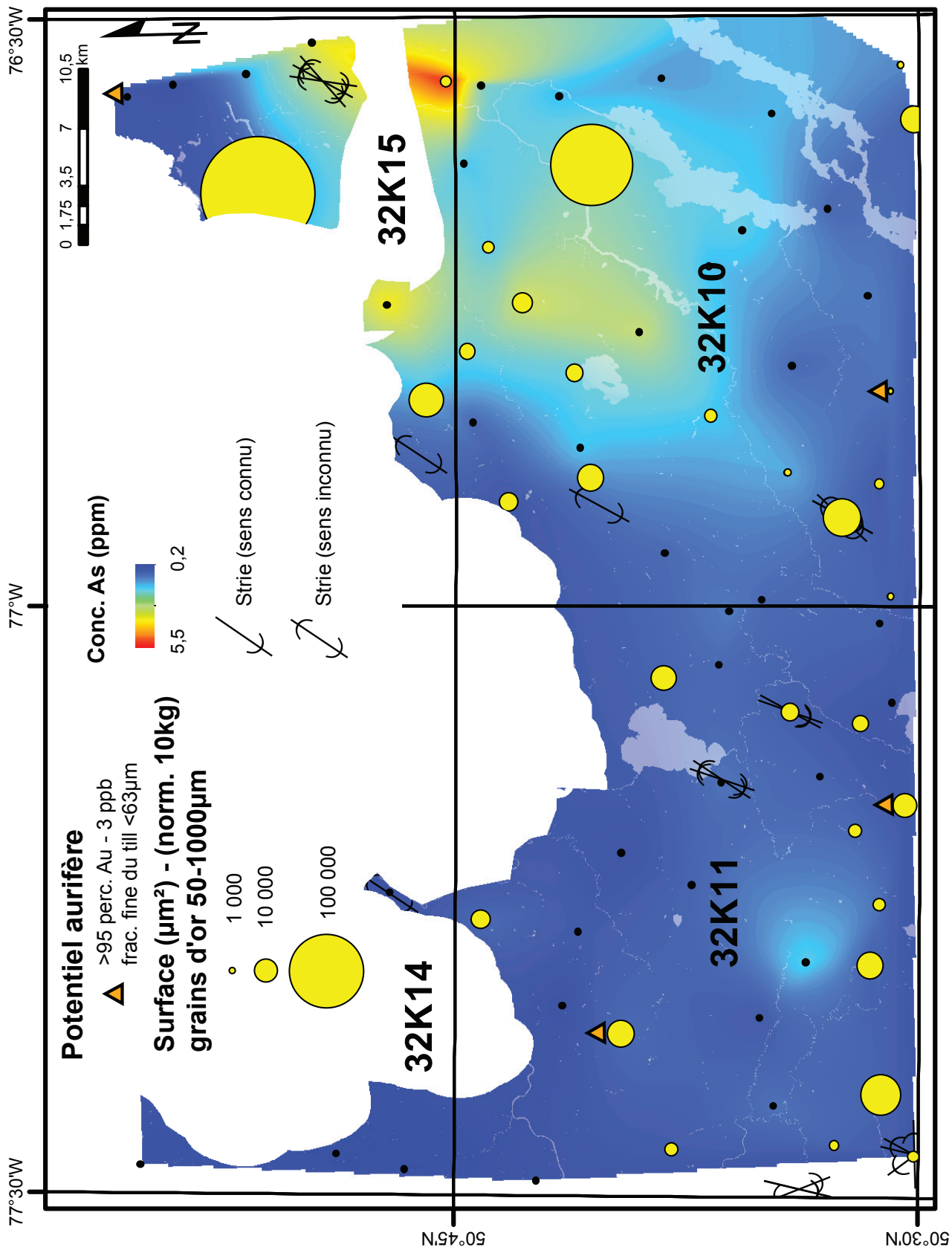


FIGURE 10 – Concentration de l'arsenic (As) dans la fraction fine du till et représentation surfacique (2D) de la taille des grains d'or récupérés (longueur et largeur mesurées au MEB).

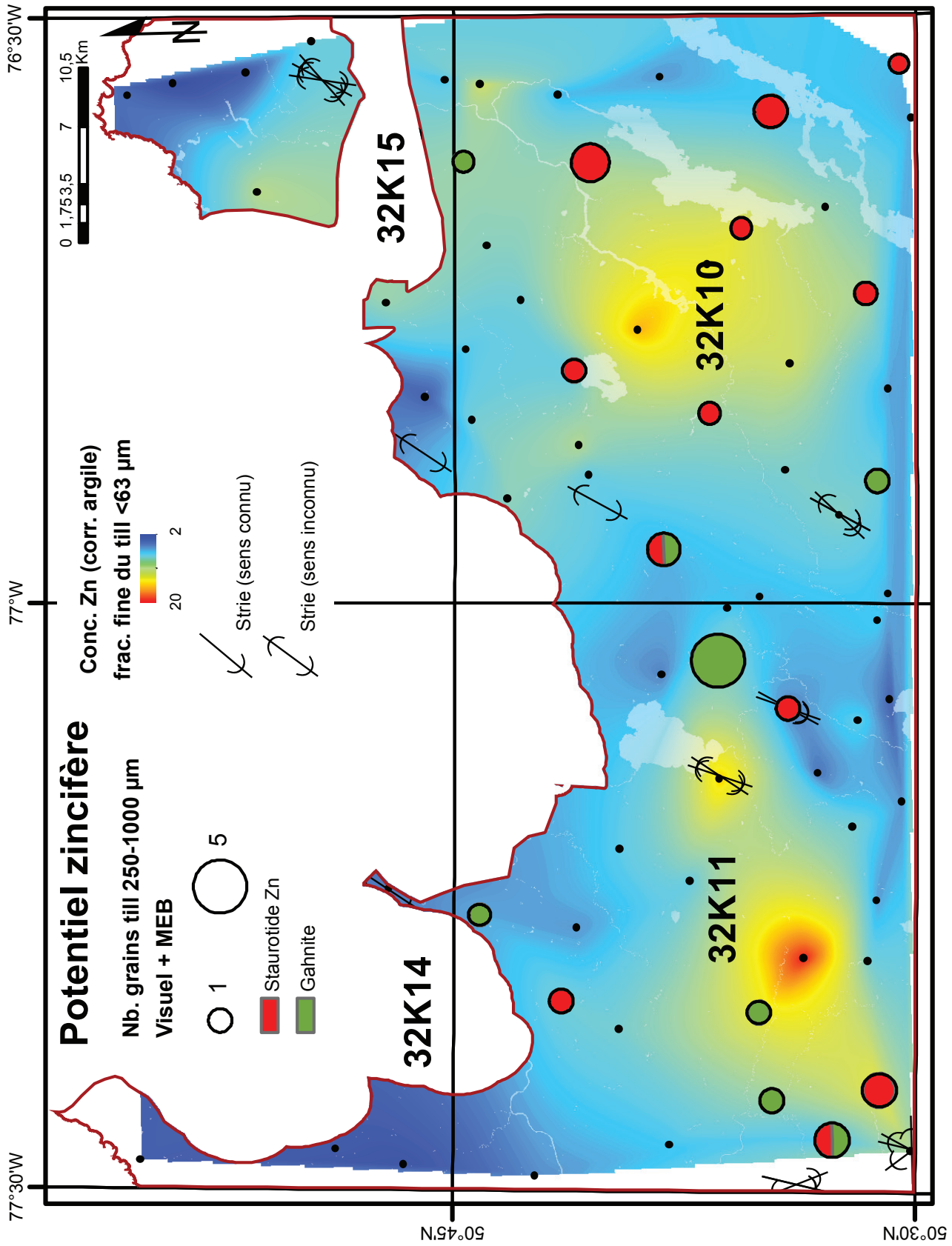


FIGURE 11 – Concentration du zinc (Zn) corrigée pour la proportion d'argile et nombre de grains de gahnite et de staurotide zincifère récupérés en laboratoire.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Coupe anthropique dans le till de fond. La pelle mesure 91 cm.



PHOTO 3 - Horizons cendrés dans des sédiments éoliens. La pelle mesure 91 cm.



PHOTO 2 - Vue rapprochée des sédiments glaciolacustres prélevés dans une coupe naturelle érodée par une rivière. On peut distinguer quelques lits argileux plus pâles.



PHOTO 5 - Moraines de De Geer sur une forme fuselée.



PHOTO 4 - Zone à dominance de formes fuselées. Plusieurs moraines de De Geer sont également présentes sur ces formes.



PHOTO 6 - Segment de moraine fluvioglaciaire bien définie au sud du lac Evans (feuillelet 32K11).

