

RG 2013-01

Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord

Abdelali Moukhsil
Fabien Solgadi
Thomas Clark
Séverine Blouin
Aphrodite Indares
Donald W. Davis



Affleurement de formation de fer silicatée de la Formation de Wabush, avec niveau de chert, localisé dans le Parautochtone.

Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord

Abdelali Moukhsil¹, Fabien Solgadi¹, Thomas Clark², Séverine Blouin², Aphrodite Indares³, Donald W. Davis⁴

RG 2013-01

Mots-clés : Grenville, parautochtone, anorthosite, Ni-Cu-EGP, terres rares

1- MRN (Ministère des Ressources naturelles)

2- UQAT-URSTM (Université du Québec en Abitibi-Témiscamingue, Unité de recherche et de service en technologie minérale)

3- Université Memorial, Terre-Neuve-et-Labrador

4- Jack Satterly Geochronological (Université de Toronto)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**Direction générale**

Robert Giguère, par intérim

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Patrice Roy, par intérim

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau, par intérim

Lecture critique

Pierre Lacoste

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Dessin

Johanne Jobidon

Assistance technique

Pierre-Thomas Poulin, Kathleen O'Brien et Frédéric St-Pierre

Graphisme

Marie-Eve Lagacé

Document accepté pour publication le 27 février 2012

Résumé

La région cartographiée constitue la phase 1 d'un projet de cartographie régionale qui vise à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans le feuillet SNRC 22K et dans la partie sud du feuillet 22N. La région est située sur le territoire de la Côte-Nord, dans le secteur du barrage Daniel-Johnson, et fait partie la Province géologique de Grenville.

La cartographie a été réalisée à l'échelle 1/125 000 et nous a permis de reconnaître plusieurs unités lithologiques. Le Complexe de Ulamen constitue le socle rocheux archéen dans la partie nord de la région (Parautochtone). Ce complexe est formé de tonalite gneissique, de gneiss granitiques et de minces niveaux de gabbro gneissique et migmatitique. Ces gneiss sont associés à une quantité mineure de gabbro verdâtre à grain fin à très fin (métavolcanites ?). Le Parautochtone de la région contient aussi une séquence plus jeune, constituée de marbres dolomitiques à calcitiques et de niveaux quartzeux (métachert?) intercalés de niveaux métriques de quartzite (à clinopyroxène et à grenat datés à 1868 ± 50 Ma), et de niveaux de formations de fer oxydées et silicatées (\pm sulfures). Cet ensemble de roches fait partie du Groupe de Gagnon, qui est l'équivalent des roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador. Des lambeaux de composition gabbroïque d'âge labradorien ont été cartographiés à l'est des roches archéennes et se trouvent en enclaves dans des mangérîtes d'âge elsonien. Ces roches intrusives méso-protérozoïques, associées aux granites et aux monzonites, sont également présentes en association avec de rares charnockites. Certaines unités métavolcaniques ont été identifiées et auraient un âge comparable à celui du Groupe de Montauban (1,45 Ga). Une grande partie de ces volcanites se sont probablement formées entre 1300 et 1222 Ma; toutes ces roches font partie du Complexe de Canyon (1222 ± 72 Ma). Le Complexe de la Plus-Value (<1765 à $1487,6$ Ma), composé de métasédiments, est injecté dans sa partie sud par les suites plutoniques felsiques et intermédiaires de Manic 5, de Céline et des Outardes. La Suite plutonique de Manic 5 a été datée à 1065 Ma et les deux autres suites semblent être parmi les plus jeunes de la région, car les roches qui les composent sont peu déformées.

La région contient deux intrusions anorthositiques : l'Anorthosite de Berté et la Suite anorthositique de Tétépisca. La première intrusion est constituée principalement d'anorthosite rose ressemblant à celle de Labrieville (1010 à 1008 Ma). L'Anorthosite de Berté est entourée par la Mangérîte de Renwick qui est datée à 1402 ± 72 Ma. La Suite anorthositique de Tétépisca, datée à 1051 ± 8 Ma, est composée de leuconorite, d'anorthosite et de rare leucotroctolite. Des suites intrusives mafiques à ultramafiques, la Suite intrusive de Touloustouc et la Suite de Louis, recoupent une partie des roches de la région.

Quelques roches calcaires, localement riches en fossiles et d'âge ordovicien, ont été cartographiées au sud du cratère d'impact de Manicouagan et seraient l'équivalent des roches de la Plate-forme du Saint-Laurent. Les roches les plus jeunes de la région, cartographiées dans le feuillet SNRC 22N02, sont associées à ce cratère (214 ± 1 Ma). Ces roches, essentiellement des monzonites et des latites, se sont formées, au Trias, par des processus de fusion partielle lors de l'impact météoritique.

Un total de 353 analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur les différentes unités. Dix analyses d'isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) ont aussi été effectuées. Les résultats des analyses indiquent que les roches felsiques archéennes se sont mises en place dans des environnements d'arc volcanique. Les formations de fer du Groupe de Gagnon se distinguent géochimiquement en deux groupes. L'étude isotopique du soufre de ces formations de fer indique qu'elles sont protérozoïques.

Les anorthosites de Tétépisca et de Berté ont une composition géochimique différente entre elles et avec la plupart des autres anorthosites du Grenville central. La majorité des roches mafiques à ultramafiques de la région sont d'affinité tholéitique.

Le métamorphisme régional se situe au faciès supérieur des granulites, comme en témoigne la présence de paragneiss migmatitisés à biotite-grenat-sillimanite dans le Complexe de la Plus-Value et dans le Groupe de Gagnon, et d'orthopyroxène associé à des feldspaths perthitiques dans les suites plutoniques de Manic 5, de Céline et dans la Mangérîte de Renwick. La région a subi un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites, reflété par l'ouraltisation des pyroxènes dans de nombreuses roches intermédiaires à mafiques et par l'association de diopside altéré et de trémolite dans les marbres du Groupe de Gagnon.

Le graphite et le fer constituent une partie importante du potentiel minéral de la région. Plusieurs indices minéralisés identifiés sont associés à des formations de fer silicatées et oxydées. Plusieurs indices minéralisés en Ni-Cu et un indice en éléments du groupe du platine (EGP) dans des unités mafiques à ultramafiques ont été répertoriés. Ce projet a aussi révélé la présence de plusieurs nouveaux indices et cibles pour des minéralisations en terres rares.

Table des matières

INTRODUCTION ET ACCÈS	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	7
STRATIGRAPHIE.....	7
Description des lithodèmes.....	7
Parautochtone.....	7
Archéen.....	7
Complexe de Ulamen (Aul).....	7
Paléoprotérozoïque.....	10
Groupe de Gagnon	10
Allochtone.....	12
Mésoprotérozoïque.....	12
Complexe de la Plus-Value (mPplv).....	12
Mangérite de Renwick (mPrew).....	12
Suite intrusive de Touloustouc (mPtou)	12
Complexe de Canyon (mPccy).....	13
Suite plutonique de Caotibi (mPcao).....	14
Suite plutonique de Manic 5 (mPspm)	14
Suite plutonique de Céline (mPcel).....	14
Suite plutonique des Outardes (mPout).....	14
Suite de Louis (mPlou).....	15
Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet)	15
Anorthosite de Berté (mPber).....	15
Ordovicien	16
Formation de René-Levasseur (Ofrl1).....	16
Trias	16
Cratère d'impact de Manicouagan (Tcim)	16
LITHOGÉOCHIMIE	17
Roches felsiques et intermédiaires.....	17
Roches métasédimentaires.....	19
Roches mafiques et ultramafiques.....	21
MÉTAMORPHISME.....	22
GÉOLOGIE STRUCTURALE	23
Structures planaires et linéaires	23
Schistosité, gneissosité et plissement	25
GÉOCHRONOLOGIE	25
Datations U/Pb sur zircon.....	25
Isotopes de soufre sur roches totales	29
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	29
Indices connus.....	31

Formations de fer oxydées.....	31
Graphite et formations de fer silicatées	31
Lac Guéret (Zone GC).....	31
Capitaine Cosmos – Tranchée TR-03-02.....	34
Compositions minérales	34
Interprétations	35
Cu-Ni-EGP magmatique.....	35
Baie du Nickel	35
Southwest Island	35
Lac Paradis 1	35
Discussion.....	36
Cu-Ni épigénétique	36
Massif du Nord	36
Tétépisca	37
EM C16.....	37
EM E2.....	37
Discussion	37
Nouveaux indices et nouvelles cibles	38
Fe-Ti magmatique	38
Arpents 1.....	38
Desile 2	38
Granitoïdes à terres rares.....	38
Ernest	38
Victor	38
Françoise Est.....	39
GiGi	39
Nouveaux indices divers	39
Desile 1	39
Nitab	39
DISCUSSION ET CONCLUSION	39
RÉFÉRENCES	40
ANNEXE – PHOTOGRAPHIES	43
HORS-TEXTE	

Géologie 1/250 000 – Géologie du nord-ouest de la région du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), Côte-Nord, carte RG 2013-01-C001.

INTRODUCTION ET ACCÈS

Ce rapport présente les résultats d'un levé géologique effectué par le ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN) au cours de l'été 2011. La région cartographiée est localisée à 75 km au nord-ouest du barrage Daniel-Johnson (Manic 5), au nord de la ville de Baie-Comeau. Le secteur cartographié correspond aux feuillets SNRC 22K14, 22K15, 22K16, 22N02, 22N03 (figure 1).

La région d'étude est accessible par la route 389 jusqu'au Motel de l'Énergie, et de là, un chemin gravelé conduit jusqu'au secteur. Plusieurs chemins forestiers offrent également un bon accès à la majeure partie du territoire cartographié. Les berges du réservoir Manicouagan présentent de beaux grands affleurements. Le secteur oriental (22K16) n'est accessible que par hélicoptère (figure 1).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie dans la région de Manicouagan ont été réalisés par Low (1897) de la Commission géologique du Canada. Plus au nord de notre région, le secteur du lac Mouchalagan a été étudié par Hammond (1946). Les travaux de cartographie se sont concentrés surtout à l'est de notre région, notamment à l'intérieur de l'impact de Manicouagan. En effet, l'un des premiers géologues à étudier principalement le pourtour de l'impact est Bérard (1962), suivi par les travaux de Kish (1962, 1963, 1968), qui a cartographié les feuillets SNRC 22N09 et la demi-ouest du SNRC 22O12. Currie (1964), Murtaugh et Currie (1969), et Murtaugh (1976) ont également étudié les structures de l'impact météoritique de Manicouagan. Le projet marquant dans la région est le « Projet Grenville », qui a permis d'établir un ensemble de cartes géologiques comme références à l'échelle de 1/250 000 (Franconi *et al.*, 1975). Clarke (1977) a également cartographié une partie du secteur nord de la région et a défini le Groupe de Gagnon. Les travaux de cartographie régionale les plus récents sont ceux de Gobeil (1997), qui a couvert le feuillet SNRC 22N08, qui est situé complètement au nord-nord-est de la région couverte par ce rapport. La région a fait l'objet de nombreux travaux statutaires par les compagnies d'exploration minière et les prospecteurs. À la suite de ces travaux, plusieurs indices minéralisés ont été identifiés dans la région. Des secteurs ponctuels dans le territoire ont été étudiés et ces travaux ont été publiés dans des articles scientifiques ou mémoires de maîtrise qui ont été consultés pour la réalisation de nos travaux (Jordan *et al.*, 2006; Rioux, 2008; Dunning et Indares 2010).

Remerciements

Nos remerciements vont à toutes les personnes qui ont participé aux travaux sur le terrain : les géologues Simon Bourassa, Daniel Lamothe, Ghyslain Roy et N'golo Togola,

les aides-géologues Mélanie Davaux, Abdelali Kharis, Mélanie Mayers, Guillaume Ratthé, David Sauvageau et Clémence Tolan; les personnes de soutien Robert Canapé et Wellie St-Onge et notre cuisinière Louise Bélanger. Un gros merci au pilote Harald Sydness de «Helicopter Transport Services» qui nous a transportés sur les affleurements éloignés en toute sécurité. Finalement, nous tenons à remercier Jean-François Hélie de GEOTOP/UQAM pour les analyses des isotopes de carbone. Nos remerciements vont également à Pierre Lacoste pour sa lecture critique constructive et pour les analyses au microscope électronique à balayage.

STRATIGRAPHIE

Les roches cartographiées dans le cadre de ce projet ont des âges variant de l'Archéen au Trias avec de rares affleurements de calcaire fossilisé d'âge ordovicien. La majorité des roches sont d'âge mésoprotérozoïque. Toutes ces roches font partie de la province géologique de Grenville (Rivers *et al.*, 1989) alors que les calcaires ordoviciens appartiendraient probablement à la Plate-forme du Saint-Laurent, et seraient préservés dans cette région très éloignée de la plate-forme.

La stratigraphie définie pour les lithologies cartographiées est basée sur les relations observées sur le terrain et sur la géochronologie.

Description des lithodèmes

Parautochtone

Archéen

Complexe de Ulamen (Aul)

Le Complexe de Ulamen est un nouveau lithodème qui affleure dans le coin nord-ouest de la région, sur les berges ouest du réservoir Manicouagan (figure 2). Deux échantillons de ce complexe datés par Jordan *et al.* (2006) ont retourné des âges (U/Pb sur zircon) de 2693 ± 4 Ma et 2685 ± 2 Ma. Nous interprétons ces résultats comme les âges de cristallisation du Complexe de Ulamen. Cet âge néoarchéen est aussi celui obtenu pour le Complexe d'Ashuanipi qui oscille entre 2,64 et 2,68 Ga (Lamothe *et al.*, 1998). Deux échantillons de tonalite de ce complexe, analysés dans le cadre de cette étude, ont retourné des âges similaires de 2,78 et 2,68 Ga (voir le chapitre « Géochronologie »). Les roches formant le Complexe de Ulamen ont été identifiées et nommées sous le nom de Formation de Katsao, lors des travaux antérieurs de cartographie de Clarke (1977) et à la suite de la compilation du Projet Grenville (Franconi *et al.*, 1975). Selon ces auteurs, cette formation est principalement constituée de schistes à quartz-mica-feldspath et de gneiss; la Formation de Katsao est également présente dans la partie sud de la Fosse du Labrador (Dimroth *et al.*, 1970).

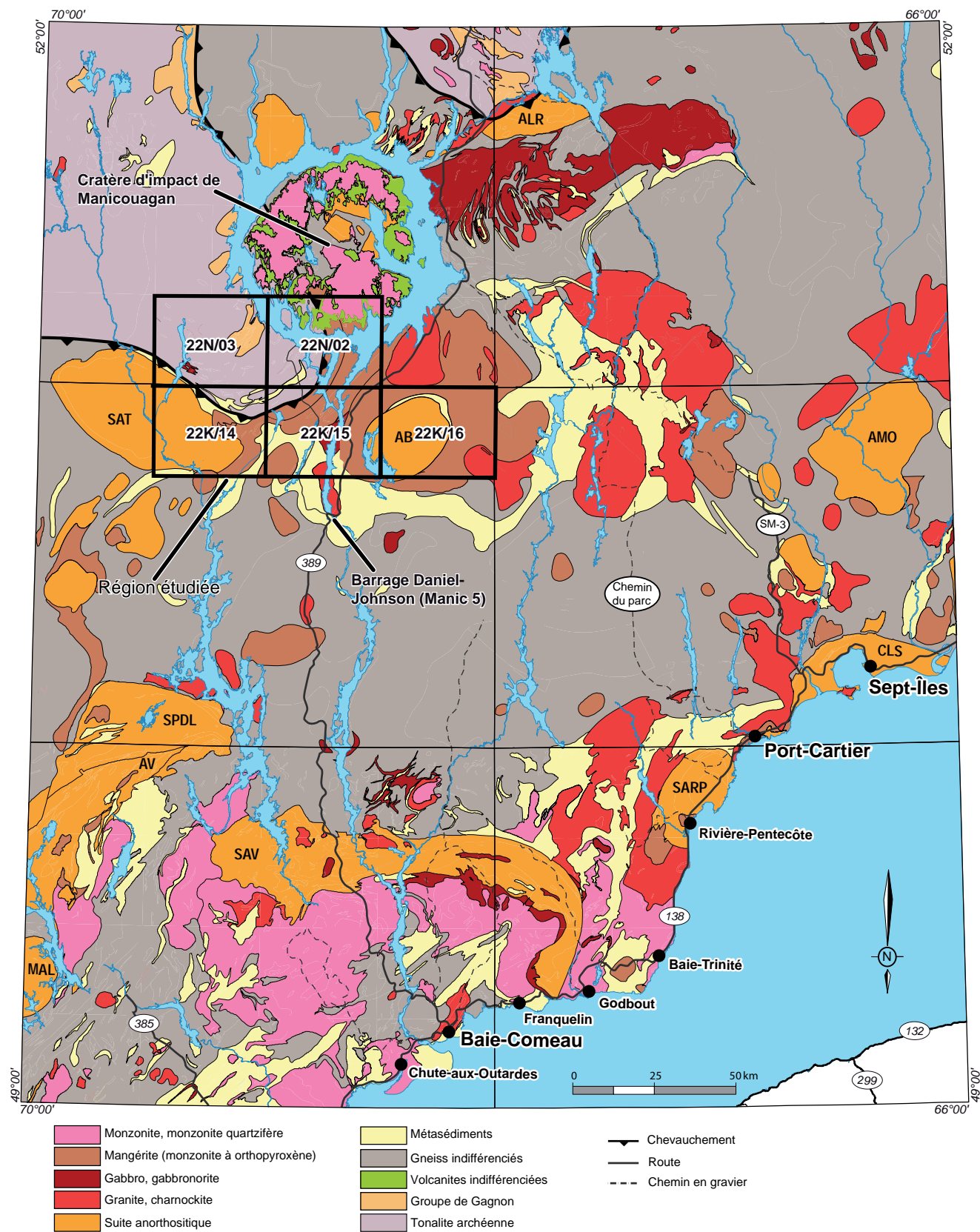
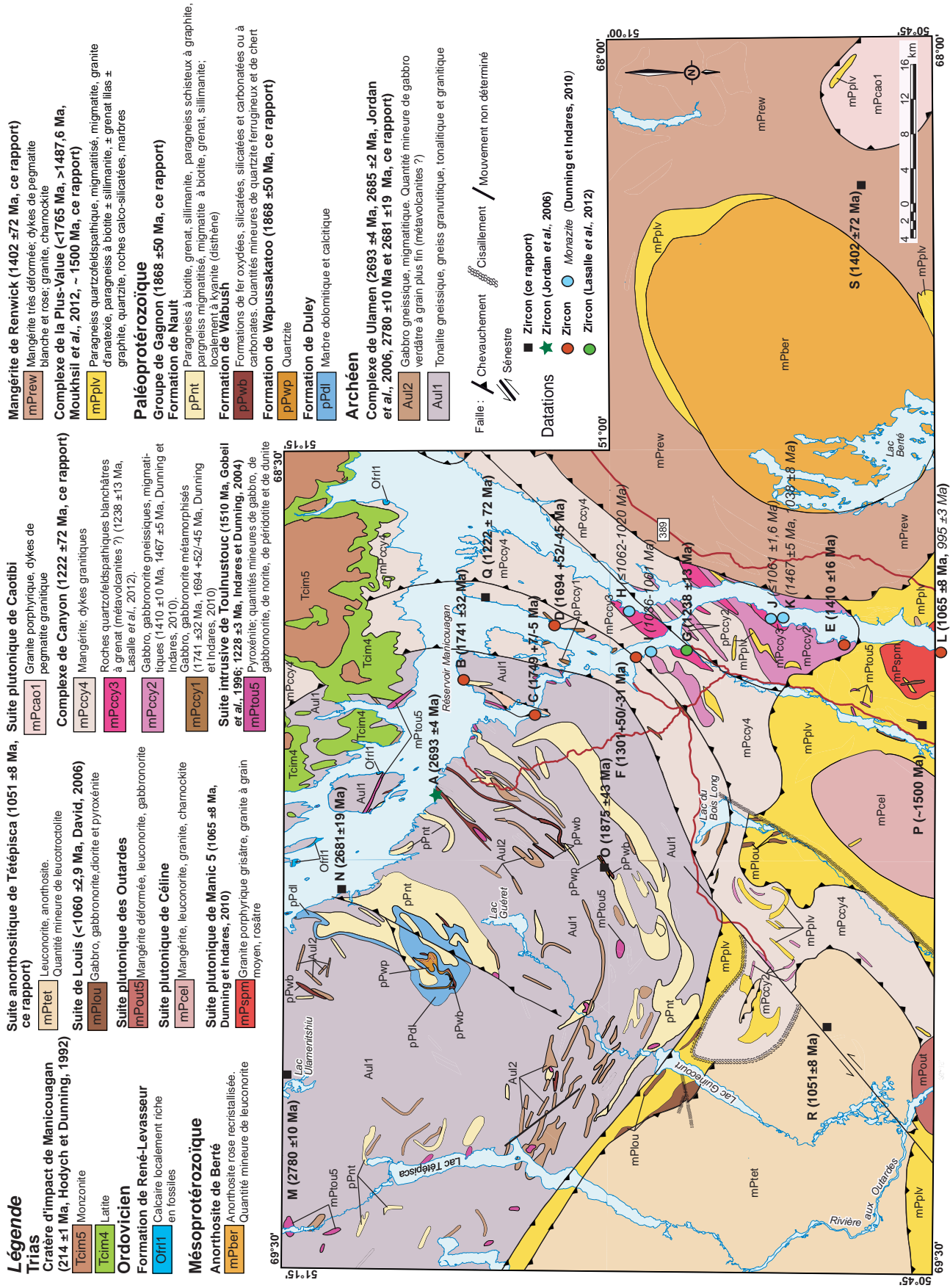


FIGURE 1 - Carte régionale montrant la localisation de la région cartographiée (SNRC 22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03).



et serait alors l'équivalent du sous-groupe d'Attikamagen du Groupe de Knobe Lake. La Formation de Katsao ne figure plus dans la nouvelle stratigraphie de la Fosse du Labrador établie par Clark et Wares (2004); alors que le sous-groupe d'Attikamagen est considéré comme un groupe du sommet d'un premier cycle volcanosédimentaire qui est en discordance avec le Groupe de Doubet. Selon Clark et Wares, le sous-groupe d'Attikamagen est considéré comme le deuxième cycle volcanosédimentaire. La déposition du premier cycle de la Fosse du Labrador s'est étalée sur une fourchette d'âge de 2169 à 2142 Ma.

L'âge du Complexe de Ulamen étant archéen, il n'est pas considéré comme faisant partie de la Formation de Katsao ni du sous-groupe d'Attikamagen, mais se corrèle mieux avec le Complexe d'Ashuanipi.

Le Complexe de Ulamen couvre une grande superficie du feuillet SNRC 22N03 et se prolonge vers l'est dans le feuillet SNRC 22N02 et vers le sud dans les feuillets SNRC 22K14 et 22K15. Il est subdivisé en deux unités cartographiables (Aul1 et Aul2).

L'unité Aul1 occupe près de 80 % de la superficie de ce complexe. Elle est constituée d'un assemblage de tonalite gneissique, de gneiss granulitique de composition tonalitique et granitique, de couleur grisâtre et à texture grano-blastique. Localement des granites foliés sont observés dans ce complexe avec quelques rares granodiorites et diorites très déformées. Les différents gneiss sont étroitement liés et ne peuvent être individualisés sur la carte. Les minéraux présents dans les roches de cette unité sont la hornblende, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la biotite. On observe également jusqu'à 3 % d'apatite et d'allanite, souvent entourées d'épidote verte et jusqu'à 1 % de zircon dans les gneiss. De la titanite et du grenat peuvent également être présents. On observe une faible séricitisation des plagioclases et une chloritisation locale de la biotite. L'unité Aul1 est généralement migmatitisée et le pourcentage des mobilisats varie de 10 à 20 %. Localement, ces mobilisats sont de composition tonalitique à granitique et contiennent parfois de l'orthopyroxène. Des enclaves et des boudins d'amphibolite sont observés dans la plupart des affleurements cartographiés de cette unité (photo 1, en annexe).

L'unité Aul2 affleure de façon éparse et est injectée dans l'unité Aul1. Elle est constituée de gabbro gneissique, migmatitique à mobilisat tonalitique à orthopyroxène. Ces gabbros contiennent du clinopyroxène généralement ouralitisé, de la hornblende, du plagioclase et du grenat poeciloblastique. Localement, du quartz et du plagioclase sont en inclusion dans la hornblende ou le clinopyroxène. Les gabbros sont caractérisés par une texture granoblastique et un grain fin à moyen. Quelques affleurements, associés aux formations de fer du Groupe de Gagnon, sont composés d'une roche mafique à grain plus fin et de couleur verdâtre. La roche gabbroïque est à grain moyen, coronitique, et contient localement de fortes concentrations de grenat et de quartz, ce qui pourrait supposer une altération par fluides. Ces roches mafiques pourraient représenter, à l'origine, des

roches métavolcaniques; les unités les plus finement grenues étant peut-être des tufs mafiques. On observe, associés à ces roches mafiques, des niveaux décimétriques laminés à quartz et grenat. Cette roche pourrait représenter une exhalite volcanique, siliceuse et ferrière.

Paléoprotérozoïque

Groupe de Gagnon

Le Groupe de Gagnon a été introduit par Clarke (1977) dans les régions de Gagnonville et de Fermont pour décrire un groupe de métasédiments protérozoïques comprenant du marbre, du quartzite et des formations de fer. Cet auteur et d'autres géologues ont par la suite considéré ce groupe comme étant l'équivalent du Groupe de Knobe Lake de la Fosse du Labrador. Rivers (1980) propose le remplacement du Groupe de Gagnon par celui de Knobe Lake puisque celui-ci a été ainsi nommé initialement lors de l'établissement de la stratigraphie de la province de Churchill. Cependant, dans le présent rapport, nous avons conservé la nomenclature de Clarke (1977) « Groupe de Gagnon », car elle a été définie dans une région proche du territoire cartographié. De plus, la comparaison entre les deux groupes n'est pas totalement parfaite, car plusieurs formations de certains groupes ne sont pas présentes dans notre région. Aussi, l'intensité du plissement dans la région rend difficile le contrôle de la stratigraphie.

Dans la région couverte par ce rapport, le Groupe de Gagnon affleure principalement dans la partie nord-est du feuillet SNRC 22N03, et en niveaux intercalés dans l'Archéen (Complexe de Ulamen) à l'ouest du feuillet SNRC 22N02 et au nord des feuillets SNRC 22K14 et 22K15 (cartes hors-texte). Ce groupe est composé de quatre formations : 1) la Formation de Duley (pPdl); 2) la Formation de Wapussakatoo (pPwp); 3) la Formation de Wabush (pPwb); et 4) la Formation de Nault (pPnt).

La Formation de Duley (pPdl), qui constitue la partie basale, représente la formation la plus importante du Groupe de Gagnon (Clarke, 1977) et est présente uniquement dans le feuillet 22N03. Les affleurements spectaculaires de cette formation sont observés le long du chemin forestier passant au nord du lac Guéret (figure 2). Cette formation est composée de marbre dolomitique et calcitique à grain grossier, de couleur blanchâtre à chamois en surface fraîche, formant des bancs métriques à plurimétriques. Des niveaux millimétriques à centimétriques de marbre calcitique et des niveaux millimétriques de quartzite s'intercalent dans cette formation. Les quartzites rubanés et plissés sont de bons marqueurs de la déformation (photo 2, en annexe). Une concentration de cristaux de phlogopite et de wollastonite est observée dans des fractures ou ouvertures de type géode. Au microscope, les carbonates constituent au moins 70 % de la roche; ces niveaux de marbre se composent fréquemment de diopside et de trémolite. De la forstérite a été observée dans un échantillon (11-AK-8075; 22N03; 490834E, 5663411N).

L'association de ces différents minéraux permet de caractériser le métamorphisme de cette formation (voir le chapitre « Métamorphisme »). Quelques cristaux de quartz interstitiels sont observés sporadiquement. Certains échantillons contiennent de la muscovite et de la chlorite magnésienne et localement, de la scapolite et de la wollastonite interstitielle ont été observées. Les niveaux de quartzite sont caractérisés par une fine alternance de lits de quartz et de diopside avec quelques carbonates interstitiels.

La Formation de Wapussakattoo (pPwp) est constituée de quartzite qui recouvre la Formation de Duley ou passe latéralement à celle-ci, tel qu'observé par Clarke (1977) dans la région de Gagnon-Fermont. Un quartzite de cette formation a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de 1875 ± 43 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Les affleurements les plus représentatifs, de faible épaisseur (<2 m), sont observés au centre du Groupe de Gagnon au nord-ouest et à l'est du lac André (SNRC 22N03). Le quartzite est généralement impur et de couleur grisâtre avec des interlits millimétriques à centimétriques de roches calco-silicatées verdâtres à clinopyroxène et à orthopyroxène. De petits niveaux carbonatés sont également intercalés dans le quartzite. Le protolithe associé à cette formation se composerait de lamines d'arénite quartzreuse, de grès quartzueux argileux et de « *mud* » calcaireux, qui est la composition typique de la Formation du Wishart dans la Fosse du Labrador. Au microscope, le quartzite peut contenir des cristaux d'orthopyroxène ou de clinopyroxène et des minéraux accessoires comme l'épidote tardive. Sa texture est rubanée, granoblastique et la granulométrie varie de fine à grossière.

La Formation de Wabush (pPwb) est généralement identifiable sur les cartes magnétiques, principalement dans le feuillet SNRC 22N03. Telle que décrite par Clarke (1977), cette formation comprend trois sous unités qui ne peuvent être individualisées sur la carte, car elles sont peu épaisses et étroitement liées. Ces unités englobent des formations de fer, aux faciès à oxydes, à oxydes et silicates, et à silicates et carbonates interlités, avec des quantités mineures de quartzite ferrugineux et de chert. Les formations de fer oxydées et silicatées sont les formations dominantes dans la région étudiée. Une seule observation du faciès carbonaté a été notée sur le terrain, mais des carbonates sont observés dans les faciès oxydés et silicatés. La Formation de Wabush est aussi présente sous forme de niveaux interlités à travers le Complexe de Ulamen. L'étude isotopique nous a permis de lui assigner un âge protérozoïque (voir le chapitre « Géochronologie »). En absence de discordance entre les tonalites et cette formation et en raison de son plissement isoclinal, il est difficile d'estimer l'épaisseur stratigraphique vraie de cette formation, mais on suppose qu'elle serait plurimétrique. Les principaux minéraux du faciès oxydé sont l'hématite et la magnétite, le clinopyroxène, le quartz sous forme de chert et localement l'orthopyroxène et le grenat. Les minéraux accessoires sont l'apatite et la titanite. La roche est caractérisée par une texture rubanée, en lits millimétriques à centimétriques, granoblastique et à grain

fin. Les pyroxènes les plus gros sont poeciloblastiques. Le type à oxydes est observé en lits démembrés dans le Complexe de Ulamen à l'est du lac Tétépisca (figure 2; carte hors-texte); il consiste en lamines et rubans de 1 mm à 10 cm d'épaisseur, riches en magnétite, laquelle est accompagnée d'olivine, de pyroxène et de pyrrhotite; ces lamines et rubans alternent avec des niveaux riches en pyroxène. Le faciès à oxydes de ces formations de fer a fait l'objet de travaux plus détaillés pour le minerai de fer (voir le chapitre « Géologie économique »). Le faciès silicaté se compose typiquement d'orthopyroxène ferrifère, de clinopyroxène, de grunérite et de grenat. Le rubanement résulte des variations à l'échelle décimétrique des proportions des minéraux silicatés. La granulométrie est typiquement grossière à très grossière, les pyroxènes atteignant une taille de plusieurs centimètres. La roche contient peu ou pas de magnétite; on observe jusqu'à 10 % de pyrrhotite disséminée et typiquement altérée en marcassite. L'apatite est un minéral accessoire fréquent. Localement on observe du graphite, de l'ilménite ou de la pyrite. Une zone de formation de fer silicatée riche en olivine jaune pâle est localement présente en quantités importantes avec une épaisseur apparente plurimétrique. Un échantillon a révélé la présence de 70 % d'orthopyroxène, 20 % d'olivine, 3 % de clinopyroxène, < 1 % de grenat, traces d'apatite, 2 % de magnétite et 2 % de pyrrhotite. Des interlits minces et laminés de composition quartzitique interprétés comme des métacherts granoblastiques, à grain fin à très grossier, sont associés à cette formation de fer. L'alternance des lits observés dans les différents faciès de cette formation semble définir un protolithe probablement formé de lamines de mudstone et de chert ferrifères. Un affleurement spectaculaire (site Capitaine Cosmos; affleurement 11-TC-5083; 22N03; 480938E, 5654412N; photo de la page couverture) montre des plis isoclinaux dont les charnières sont démembrées. Les niveaux de formation de fer au faciès oxydé (magnétite/ilménite) sont intercalés avec les niveaux silicatés.

La Formation de Nault (pPnt) constitue plus de 60 % de la surface du Groupe de Gagnon dans la région d'étude. Cette formation faisait anciennement partie des « Paragneiss Supérieurs » définis initialement par Clarke (1977). Elle est séparée en deux unités qui se distinguent par la proportion de graphite contenue dans les échantillons (pPnt1 et pPnt2).

L'unité pPnt1 représente l'unité dominante de cette formation. Elle correspond à un paragneiss, à un paragneiss migmatitisé, et à des migmatites d'origine sédimentaire. L'assemblage minéralogique le plus observé dans cette unité est constitué de biotite, grenat \pm kyanite \pm sillimanite \pm graphite. De la hornblende et de la muscovite, associée à la biotite, sont localement présentes. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et la titanite. Le feldspath potassique est peu abondant comparativement au plagioclase non altéré, laissant supposer une source tonalitique pour ces métasédiments. Ces paragneiss, foliés, granoblastiques et à grain moyen, sont caractérisés par des textures de myrmékite et d'antiperthite. Les grenats sont poeciloblastiques. Les niveaux graphiteux ont jusqu'à 50 centimètres d'épaisseur et

peuvent contenir jusqu'à 30 % de paillettes de graphite. Ces niveaux contiennent également jusqu'à 25 % de pyrrhotite interstitielle généralement altérée en pyrite et marcassite.

L'unité pPnt2 a fait l'objet de nombreux décapages (Lyons, 2005). Cette unité correspond à un paragneiss schisteux à graphite et pyrite qui peut contenir jusqu'à 90 % de paillettes de graphite de différentes tailles (voir le chapitre « Géologie économique »).

Allochtonne

Mésoprotérozoïque

Complexe de la Plus-Value (mPplv)

Le Complexe de la Plus-Value a été introduit et défini par Moukhsil *et al.* (2012), lors de la cartographie des feuillets SNRC 22O03, 22O04, 22J13 et 22J14, localisés à l'est de la région couverte par ce rapport. L'âge de ce complexe est plus jeune que 1765 Ma (U/Pb sur zircon détritique dans un quartzite), mais plus vieux que 1487,6 Ma, soit l'âge d'un intrusif contenant les enclaves du complexe. Le Complexe de la Plus-Value est d'origine métasédimentaire et est injecté par plusieurs familles de pegmatite d'orientations variables. Il est constitué des mêmes unités (mPplv1, mPplv2 et mPplv3) que celles cartographiées dans la région à l'est. Pour cette raison, nous référons le lecteur au rapport de Moukhsil *et al.* (2012) pour la description complète des trois unités de ce complexe.

Le Complexe de la Plus-Value occupe principalement le sud du feuillet 22K15 où il est injecté par plusieurs intrusions. Il a aussi été cartographié au niveau des contacts nord et sud de la Suite anorthositique de Tétépisca (feuillets 22N03 et 22K14; cartes hors-texte; figure 2) et au niveau du contact nord de l'Anorthosite de Berté (22K16; carte hors-texte; figure 2). Plusieurs lambeaux métriques à décimétriques et enclaves métriques de ce complexe ont été observés dans les intrusions de la région.

L'unité mPplv1 représente l'unité la plus abondante du complexe. Elle est constituée de paragneiss quartzofeldspathique à biotite plus ou moins migmatitisé, de migmatite stromatique et de granite d'anatexie. Des quantités mineures de boudins de quartzite et de roches calco-silicatées sont associées à ces roches.

L'unité mPplv2 est composée de paragneiss à biotite ± sillimanite ± graphite ± grenat. Quelques niveaux de quartzite (millimétriques à centimétriques) et de boudins de roches calco-silicatées sont associés à ce paragneiss.

L'unité mPplv3 est formée de paragneiss rouillés à biotite, sillimanite, grenat de couleur lilas et graphite. Des niveaux millimétriques à métriques de quartzite, de roches calco-silicatées et de marbre calcitique à dolomitique, à diopside, à scapolite et à titanite, font partie de cette unité.

Mangérite de Renwick (mPrew)

La Mangérite de Renwick a été introduite par Moukhsil *et al.* (2012). Ce lithodème affleure principalement dans les feuillets 22K15 et 22K16 où il constitue l'encaissant de l'Anorthosite de Berté. Cette unité est également en contact faillé (chevauchement) avec le Complexe de Canyon (figure 2). La Mangérite de Renwick est très facile à cerner sur la carte aéromagnétique et se distingue également de l'Anorthosite de Berté. Un échantillon de cette mangérite a été daté dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de 1402 ± 72 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). La Mangérite de Renwick est subdivisée en deux unités (mPrew1 et mPrew2).

L'unité mPrew1 est constituée d'une mangérite verdâtre très déformée, localement porphyrique et injectée de dykes de pegmatite blanche et rose. Cette roche renferme des quantités mineures de granite moins déformé et de charnockite à grain moyen à grossier. La mangérite contient du microcline perthitique en phénocristaux, de l'orthopyroxène plus ou moins altéré en clinopyroxène, en amphibole et en minéraux opaques, de la biotite, des traces d'apatite et de zircon. Les grains de quartz et les plagioclases sont granoblastiques.

L'unité mPrew2 est composée d'un granite et d'une charnockite déformés injectés de dykes de pegmatite rose de composition granitique. Une quantité mineure de mangérite est présente à l'intérieur de cette unité. En lames minces, les feldspaths potassiques sont perthitiques; des lattes de biotite sont associées à de l'amphibole; les minéraux en traces sont le zircon, l'apatite et localement des grains grossiers d'allanite. Dans ces deux unités, la roche est caractérisée par une texture granoblastique; le quartz est polycristallin et montre des sous grains à extinction ondulante. Plusieurs grains de quartz sont étirés et parallèles à la direction d'alignement des biotites et des amphiboles. Ces observations témoignent de la déformation de la Mangérite de Renwick.

Suite intrusive de Touloustouc (mPtou)

La Suite intrusive de Touloustouc a été introduite par Gobeil (1997) pour définir des intrusions mafiques (gabbro) ou ultramafiques (péridotite, pyroxénite) recoupant le Complexe métamorphique de Manicouagan et le Complexe gneissique de Gabriel (SNRC 22O5, 22N08). Un âge de 1510 Ma a été estimé pour cette intrusion (Gobeil *et al.*, 1996). Par la suite, Indares et Dunning (2004) ont daté un sill de cette suite injecté dans le Complexe métamorphique de Manicouagan (Kish, 1968) et ont obtenu un âge, plus jeune, à 1228 ± 3 Ma. Cette suite regroupe un ensemble d'intrusions, de lambeaux et de boudins mafiques à ultramafiques non reliés aux intrusions anorthositiques et qui peuvent avoir des âges différents. Sur les cartes antérieures (par ex. Franconi *et al.*, 1975), les roches ultramafiques de la région cartographiée ont été regroupées avec la Suite intrusive de Shabogamo. Cette suite a été nommée et datée dans la région du lac Shabogamo à l'ouest du Labrador à la jonction

des provinces géologiques du Supérieur, de Churchill et de Grenville, à environ 1305 Ma. La Suite intrusive de Shabogamo est principalement constituée de gabbro injectant des roches encaissantes dont l'âge varie de l'Archéen à l'Hélien (Fahrig, 1976).

La Suite intrusive de Touloustou a été reconnue principalement dans la partie nord-ouest de notre région. Elle est constituée surtout de pyroxénite avec des quantités mineures de gabbro, de péridotite et de dunite. De petites intrusions litées constituées de roches mafiques à ultramafiques contenant des indices de Ni-Cu font partie de cette suite (voir le chapitre « Géologie économique »).

Complexe de Canyon (mPccy)

Au cours des travaux de Lithoprobe, Hynes *et al.* (2000) ont défini deux domaines lithotectoniques dans la partie sud du réservoir Manicouagan : le domaine des Îles et le domaine de Canyon. Le domaine des Îles est nommé ainsi parce qu'il est exposé sur une île au sud de la structure de l'impact de Manicouagan alors que le domaine de Canyon doit son nom à la géomorphologie de la région entre le barrage Daniel-Johnson (Manic V) et l'impact de Manicouagan qui est une vallée encaissée entre de hautes falaises. Dans le domaine des Îles, Dunning et Indares (2010) ont reconnu des roches exclusivement plutoniques, de composition gabbroïque, et des granitoïdes. Ces auteurs ont suggéré un âge labradorien pour ce domaine, basé sur un âge de $1694 \pm 52/-45$ Ma (U/Pb sur zircon, échantillon **D**; figure 2) obtenu sur un lambeau de métagabbro porphyrique, amphibolitisé à plagioclase-grenat-clinopyroxène-orthopyroxène et à traces de quartz. Ces lambeaux constituent des enclaves mafiques labradoriennes qui flottent dans la mangérite.

Dans le domaine de Canyon, Dunning et Indares (2010) ont identifié des roches mafiques et felsiques d'origine en partie volcanique. Un gneiss lité de composition mafique à intermédiaire dans la partie sud du domaine a donné un âge de 1410 ± 16 Ma (échantillon **E**; figure 2). Ce gneiss est étroitement associé à des unités felsiques, dont l'une d'elle a retourné un âge elsonien (1238 ± 13 Ma, Lasalle *et al.*, 2012; échantillon **G**; figure 2). Cet âge est similaire à celui d'un ensemble bimodal, felsique-mafique, présent à l'extension nord-est de ce domaine et identifié sous le nom de «*Banded Complex*» par Indares et Dunning (2004) et Dunning et Indares (2010). Nous n'avons pas retenu cette terminologie dans ce rapport; nous nous sommes basés sur nos travaux et nous avons donc regroupé les unités qui font partie de ces deux domaines dans un seul complexe, le Complexe de Canyon.

Le Complexe de Canyon est composé de quatre unités distinctes (mPccy1, mPccy2, mPccy3 et mPccy4).

L'unité mPccy1 a été reconnue principalement dans la partie ouest du complexe, dans le domaine des Îles (Hynes *et al.*, 2000). Elle est localisée dans un couloir de déformation marqué par des failles de chevauchement majeures et couvre moins de 1 % de la superficie du complexe. Les

affleurements typiques sont observés le long du réservoir Manicouagan dans le feuillet SNRC 22N02 (carte hors-texte). Cette unité est composée de lambeaux métriques à décimétriques de gabbro, de gabbro-norite à granulométrie moyenne à grossière, métamorphisés et à porphyroblastes de grenat, de leuconorite et rarement d'anorthosite. Cette unité est caractérisée par un litage compositionnel. Une quantité mineure de leuconorite est également associée à ces roches. Les faciès mafiques de cette unité ont préservé des textures primaires (ophitiques) bien qu'en général, en lames minces, la texture granoblastique est souvent observée dans ces roches.

L'unité mPccy2 est localisée principalement au sud du réservoir de Manicouagan, dans le domaine de Canyon (Hynes *et al.*, 2000) dans le feuillet SNRC 22K15 (carte hors-texte) et occupe environ 20 % de la superficie du complexe. Elle est constituée de gabbro et de gabbro-norite à textures gneissique et migmatitique. Ces roches se composent de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de hornblende qui remplace localement le pyroxène, et fréquemment de biotite et de grenat. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. La roche est caractérisée par une texture granoblastique et à grain fin à moyen. On y observe localement un litage compositionnel, caractérisé à l'échelle microscopique par des variations dans l'abondance de la biotite et de la hornblende, ainsi que des reliques de textures plutoniques (ophitique et porphyrique). Cette unité est localement injectée par un matériel felsique de même composition que l'unité mPccy3, donnant ainsi un aspect migmatitique à cette unité. Un affleurement (11-AM-33; 22K15; 518850E, 5628912N) de cette unité est très complexe, car il renferme plusieurs lithologies. En effet, il est constitué d'un assemblage de lits de composition intermédiaire de couleur grise, de granulométrie fine, et de lits mafiques en alternance. En absence de textures ophitique ou porphyrique, cette alternance pourrait représenter un litage compositionnel dans un contexte de roche volcanoclastique (photo 3, en annexe). Le lit de composition intermédiaire a été daté par Dunning et Indares (2010) à 1410 ± 16 Ma (U/Pb sur zircon). Dans le même affleurement, nous observons également : 1) du paragneiss à biotite et à graphite, du marbre, des roches calco-silicatées du Complexe de la Plus-Value; 2) des niveaux ou injections de roches quartzofeldspathiques centimétriques à métriques riches en grenat (unité mPccy3); et 3) des dykes de gabbro à grain grossier et à porphyroblastes de grenat de la Suite de Louis.

L'unité mPccy3 est étroitement associée à la partie migmatitique de l'unité mPccy2 et occupe environ 5 % du complexe en terme de superficie. Un âge de 1238 ± 13 Ma a été obtenue pour cette unité (Lasalle *et al.*, 2012). Elle est constituée surtout de roches quartzofeldspathiques caractérisées par une alternance de lits riches en quartz et feldspaths, surtout du feldspath potassique. Ces lits ont un faible pourcentage en minéraux ferromagnésiens et ont une couleur grisâtre à blanchâtre en surface altérée (photo 4, en annexe). Au microscope, la roche contient de la biotite, du

zircon, de la titanite, de l'apatite, de l'allanite et localement, de la muscovite. Le grenat, lorsque présent, est tardif : poeciloblastique ou en cristaux non déformés. Les feldspaths sont perthitiques et la présence de myrmékite est fréquente. La texture est granoblastique, bien foliée à mylonitique. La taille des grains est hétérogène. Localement, cette unité peut aussi contenir des grenatites, des lits très riches en quartz, des gneiss à nodules de grenat et sillimanite, et des lits mafiques hétérogènes à porphyroblastes de grenat. Cette unité est interprétée comme étant d'origine volcanoclastique, renfermant des niveaux altérés par hydrothermalisme.

L'unité mPccy4 représente l'unité principale du Complexe de Canyon dont elle constitue plus de 70 % en terme de superficie. Une mangérite de cette unité a été datée dans le cadre de cette étude et a retourné un âge de 1222 ± 72 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). La partie ouest de cette unité (22K15 et 22N02; cartes hors-texte) est constituée de mangérite déformée, localement porphyroclastique, contenant des lambeaux de l'unité mPccy1. La mangérite est généralement migmatitisée à mobilisat charnockitique (leucosomes à orthopyroxène). Dans les parties centre et est de l'unité mPccy4, les affleurements typiques sont observés le long des berges du réservoir Manicouagan (SNRC 22N02). Ces roches sont des mangérites déformées avec ou sans orthopyroxène et sont souvent associées à des gneiss granitiques et à des intrusions ou dykes de composition granitique. La mangérite renferme des lambeaux ou radeaux de métasédiment appartenant au Complexe de la Plus-Value, et des enclaves d'amphibolite. Elle est souvent à texture porphyrique, mais la déformation ainsi que la recristallisation oblitérent complètement le caractère porphyrique. Au microscope, la mangérite contient du feldspath potassique perthitique accompagné d'une quantité de quartz (< 5 %) en petites plages situées entre les grains de biotite et d'amphibole.

Suite plutonique de Caotibi (mPcao)

La Suite plutonique de Caotibi a été introduite par Moukhsil *et al.* (2012), pour décrire une unité constituée de roches ignées tarditectoniques. Aucun affleurement de cette unité n'a été observé dans la région cartographiée. Cette suite a été interprétée dans la partie sud-est du feuillet 22K16 à partir de la carte aéromagnétique régionale et de la cartographie réalisée à l'est. Elle correspond à l'unité mPcao1 qui est constituée de granite porphyrique, déformé, hématisé et localement épidotisé. Cette roche est généralement magnétique et est associée à des dykes de granite à grain fin et de pegmatite rose de composition granitique.

Suite plutonique de Manic 5 (mPspm)

Le terme « Complexe plutonique de Manic 5 » a été introduit par Dunning et Indares (2010). Manic 5 est le nom donné au barrage Daniel-Johnson avant son inaugu-

ration. Le nom de ce complexe a été remplacé par « Suite plutonique de Manic 5 », car il renferme uniquement des roches plutoniques. Les affleurements typiques de cette suite sont observés dans la partie sud du réservoir Manicouagan (SNRC 22K15; carte hors-texte) où elle s'injecte dans les métasédiments du Complexe de la Plus-Value. Un des dykes métriques à décamétriques de granite rose et à grain moyen de cette suite a été daté (U-Pb sur zircon) par Dunning et Indares (2010) à 1065 ± 8 Ma (échantillon L; figure 2; carte hors-texte).

La Suite plutonique de Manic 5 est essentiellement constituée de deux unités étroitement liées dans l'espace et indissociables sur la carte. La première unité est composée de granite porphyroclastique à porphyrique, de teinte grisâtre, déformé, à biotite et à hornblende et contient des enclaves gabbroïques montrant des structures de mélange de magma. La deuxième unité est formée de granite leucocrate à grain moyen, de teinte rosâtre, qui recoupe le granite porphyrique de la première unité. La roche la plus ancienne correspond au granite porphyroclastique de couleur grise, qui possède une foliation tectonique bien marquée par l'orientation des porphyroclastes de feldspath potassique. Les enclaves de gabbro montrent des contacts diffus avec l'encaissant, suggérant ainsi des mélanges magmatiques. La foliation observée dans la première unité est généralement recoupée par la foliation du granite rose de la deuxième unité. Ce dernier est moins folié et contient de la hornblende, de la biotite et des minéraux accessoires tels que de la magnétite, de l'apatite, du zircon et par endroits de l'allanite (voir le chapitre « Géologie économique »). Au microscope, les deux unités montrent une texture granoblastique. Les feldspaths potassiques sont entièrement perthitiques et les plagioclases présentent une faible altération séricitique.

Suite plutonique de Céline (mPcel)

La Suite plutonique de Céline est une nouvelle unité formelle introduite pour définir les roches ignées tarditectoniques de la région. Cette suite est localisée dans la partie sud-ouest du feuillet SNRC 22K15 et se prolonge vers l'ouest dans le coin sud-est du feuillet 22K14. Elle est intrusive dans les paragneiss du Complexe de la Plus-Value (figure 2; carte hors-texte). La Suite plutonique de Céline est composée de mangérite, de leuconorite, de granite et de charnockite, plus ou moins déformés. De l'orthopyroxène, des phénocristaux de feldspaths potassiques perthitiques ainsi que des myrmékites sont observés en lames minces dans les faciès granitiques à charnockitiques.

Suite plutonique des Outardes (mPout)

La Suite plutonique des Outardes est une nouvelle unité formelle. Elle affleure dans le sud du feuillet SNRC 22K14 (carte hors-texte). Cette suite constitue moins de 2 % en superficie de toutes les roches cartographiées dans

ce feuillet. Elle est intrusive dans la Suite anorthositique de Tétépisca (figure 2; carte hors-texte). Cette suite est composée de mangérite déformée, de leuconorite et de gabbronorite. Ce dernier est injecté le long de la faille bordant la Suite anorthositique de Tétépisca. La mangérite n'est observée que localement, mais elle est plus abondante au sud de notre secteur, dans le feuillet SNRC 22K11. La roche est verdâtre en cassure fraîche et blanchâtre en surface altérée. Elle contient de l'orthopyroxène, de la hornblende, du feldspath potassique perthitique et porphyrique. Le gabbronorite est magnétique, à grain moyen, et contient des cristaux d'orthopyroxène en relief, des plagioclases plus ou moins recristallisés et du grenat. La leuconorite est à grain moyen, à porphyroclastes d'orthopyroxène, et contient aussi de la hornblende et de la biotite. Des structures de mélange de magma sont observées dans un affleurement spectaculaire près de la rivière des Outardes. En effet, dans cet affleurement, le gabbronorite et la leuconorite sont anastomosés et on les retrouve l'un dans l'autre. Des traces de sulfures (pyrrhotite et pyrite) sont observées dans les deux faciès, mais sans teneur économique.

Suite de Louis (mPlou)

La Suite de Louis a été introduite par Moukhsil *et al.* (2007) afin de décrire l'ensemble des intrusions de gabbro, de gabbronorite, de diorite, de diorite à hypersthène et de pyroxénite non apparentées avec les intrusions anorthositiques de la région de Baie-Comeau (feuillet SNRC 22F). Cette suite affleure dans la région cartographiée sous forme de dykes ou d'intrusions. Elle est plus importante au nord du feuillet SNRC 22K14, où elle borde la Suite anorthositique de Tétépisca (figure 2; carte hors-texte). Un âge (U/Pb sur zircon) plus jeune que $1060 \pm 2,9$ Ma lui est attribué (David, 2006; Moukhsil *et al.*, 2009b). L'unité mPlou1 représente la Suite de Louis dans les feuillets cartographiés. Elle est constituée de gabbro et de gabbronorite à textures ophitique, subophtique ou granoblastique, contenant de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène en partie ou entièrement remplacés par de la hornblende; de diorite et de gabbro en lambeaux, en enclaves ou en injections boudinées dans les unités encaissantes; et de pyroxénite. Les textures variées caractéristiques de cette suite indiquent qu'il s'agit d'intrusions probablement d'âges différents.

Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet)

Franconi *et al.* (1975) ont nommé les roches formant cette suite « Massif du lac Tétépisca ». Dans le lexique stratigraphique du Québec, nous retrouvons le nom « Complexe du lac de Tétépisca ». Le terme « Suite anorthositique de Tétépisca » est plus approprié que les deux termes précédents, car toutes ces roches sont plutoniques et sont associées entre elles en une suite anorthositique. Une leuconorite de cette unité a été datée dans le cadre de cette

étude et a retourné un âge de 1051 ± 8 Ma (voir le chapitre « Géochronologie »). Les affleurements typiques de cette suite sont observés entre le sud du lac Tétépisca et le sud du lac Guinecourt. Les berges de ces deux lacs montrent des reliefs assez imposants et sont constituées de faciès anorthositiques (figure 2; SNRC 22K14; carte hors-texte). La Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet), de forme elliptique et allongée selon un axe NW-SE, est constituée de deux unités distinctes (mPtet1 et mPtet2).

L'unité mPtet1 est l'unité la plus abondante (> 97 % en superficie) et est composée de leuconorite et d'anorthosite. Des quantités mineures de leucotroctolite sont associées à cette unité. Les travaux de cartographie n'ont pas permis de séparer les leuconorites des anorthosites en deux unités distinctes. La leuconorite et l'anorthosite sont localement porphyroclastiques avec une matrice moyennement à fortement recristallisée. De l'orthopyroxène et du clinopyroxène sont observés dans cette unité. Au microscope, la leuconorite contient du clinopyroxène fortement ouralitisé, du plagioclase séricitisé (2 %), de l'actinote, du grenat, de la biotite, des opaques et rarement de la serpentine. Quelques couronnes sont présentes avec un cœur d'orthopyroxène et/ou de clinopyroxène entouré de hornblende et de grenat. Le faciès anorthositique est à plagioclase recristallisé et avec de l'orthopyroxène et du clinopyroxène ouralitisés.

L'unité mPtet2 n'a été reconnue qu'au sud-est de la suite (SNRC 22K14; carte hors-texte) et forme un niveau mince de quelques mètres de leucotroctolite. Cette dernière est caractérisée par une texture coronitique formée d'un cœur de couleur orangée, composé d'olivine ou d'orthopyroxène. Le cœur est enveloppé d'une couronne composite de couleur verdâtre constituée de pyroxène, d'amphibole et de spinelle. La Suite anorthositique de Tétépisca est en contact faillé au nord et au sud avec ses encaissants et sa composition chimique (voir le chapitre « Lithogéochimie ») est proche de celle de la Suite anorthositique de Vallant (Moukhsil *et al.*, 2009b).

Anorthosite de Berté (mPber)

Franconi *et al.* (1975) ont nommé « Massif du lac Berté » l'ensemble des anorthosites situées au nord-est du barrage Daniel-Johnson (Manic 5). Ces roches affleurent sur les berges du lac Berté, entre les feuillets SNRC 22K15 et 22K16. Dans le lexique stratigraphique, on utilise le terme « Anorthosite de Berté ». Ce dernier est plus approprié car cet ensemble lithodémique est formé principalement d'anorthosite. Le terme « Massif » ne spécifie pas la composition de la roche. L'Anorthosite de Berté est de forme arrondie, ressemblant de ce fait au Massif anorthositique alcalin de Labrieville (1010 à 1008 Ma, Owens *et al.*, 1994), et est constituée principalement d'anorthosite rose (photo 5, en annexe). Elle peut contenir une quantité mineure de leuconorite, de teinte rose à verdâtre, en niveaux centimétriques à métriques. L'anorthosite est à plagioclase rose recristallisé,

dont certains cristaux présentent l'éclat typique de la labradorite. Les minéraux mafiques représentent généralement moins de 5 % de la roche. Il s'agit principalement de grains arrondis d'hornblende verte. On observe localement de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène ouralitisés et 1 à 2 % de myrmékite.

Ordovicien

Formation de René-Levasseur (Ofr1)

La présence de roches sédimentaires ordoviciennes sur l'ancienne rive du lac Manicouagan a été rapportée dans les travaux antérieurs (Kish, 1962; Murtaugh et Currie, 1969; Murtaugh, 1976). Nous avons regroupé ces roches sédimentaires dans une unité formelle nommée « Formation de René-Levasseur ». Cette formation représente probablement des lambeaux de la Plate-forme du Saint-Laurent. Ces lambeaux ont été préservés de l'érosion par enfouissement lors de l'impact météoritique. La Formation de René-Levasseur est constituée de strates composées de calcaire, inclinées vers le sud-est et légèrement déformées. Les affleurements sont isolés et sont présents principalement sur les berges nord du réservoir Manicouagan, dans les feuillets SNRC 22N02 et 22N03 (cartes hors-texte). L'affleurement le plus spectaculaire est situé dans le coin nord-nord-est du feuillet 22N03 (11-AM-133; 499367E, 5676763N). Il est constitué d'une strate de calcaire blanchâtre (2 à 3 m d'épaisseur) et d'une strate grisâtre à blanchâtre (3 à 4 m d'épaisseur), localement caractérisée par son contenu varié en fossiles. Plusieurs fossiles comme des bivalves, des orthocères, des gastéropodes (photo 6, en annexe) et des bioturbations de vers sont visibles. Kish (1968) fait une description plus exhaustive des fossiles et a reconnu au moins 12 espèces différentes. Selon Clarke (1972), cette richesse en fossiles est caractéristique de l'Ordovicien moyen à supérieur. Une quantité mineure de niveaux millimétriques à centimétriques de siltstone et de shale sont observés à la base de cette unité (Murtaugh, 1976).

Trias

Cratère d'impact de Manicouagan (Tcim)

Le cratère d'impact de Manicouagan couvre une superficie de 2 000 km² et son âge est estimé à environ 214 ± 1 Ma (U/Pb sur zircon; Hodych et Dunnig, 1992). Il est visible grâce à sa forme actuelle, en lac en couronne, à la suite du remplissage du barrage Daniel-Johnson (Manic 5). Une section de la partie sud-ouest du cratère se retrouve sur les cartes couvertes par ce rapport (SNRC 22N02).

Les travaux de cartographie du cratère et de ses environs ont été réalisés par Currie (1972) et Murtaugh (1976). Currie a conclu qu'il s'agissait d'une caldera résurgente (origine volcanique) alors que Murtaugh interprète le cratère comme le résultat d'une structure d'un impact météoritique. La

communauté scientifique accepte maintenant cette dernière interprétation.

La subdivision des unités formant l'impact de Manicouagan a été réalisée par Murtaugh (1976).

Gobeil *et al.* (1997) ont décrit plusieurs unités formant l'impact lors de la cartographie du feuillet SNRC 22N08 (Tcim2 à Tcim6).

Les roches de l'impactite sont divisées en quatre groupes. La définition de ces groupes ainsi que la description de leurs unités sont décrites en détail dans les rapports de Murtaugh (1976) et Gobeil (1997).

Les descriptions suivantes des 5 unités présentes dans notre région (Tcim1, Tcim2b, Tcim3a, Tcim4 et Tcim5; SNRC 22N02; carte hors-texte) proviennent des rapports mentionnés ci-dessus.

L'unité basale Tcim1 est constituée de roches encaissantes ayant subi le métamorphisme de choc qui a produit des structures planaires dans le quartz et le feldspath, et des bandes de déformation dans la hornblende. Aucun affleurement de cette unité n'a été observé lors de nos travaux.

La sous-unité Tcim2b représente l'unité Tcim2 dans notre région (carte hors-texte). Un seul affleurement de cette unité a été visité durant nos travaux (échantillon 11-FS-1150; 22N02; 530749E, 5672018N). Selon les cartes de compilation de Murtaugh (1976), cette unité est composée de suévite (brèche d'impact). L'affleurement visité est constitué d'une brèche d'impact contenant des fragments de monzonite, millimétriques à centimétriques et généralement anguleux, baignant dans une matrice clastique de composition intermédiaire à mafique. Au nord-est de la région cartographiée (SNRC 22N08), Gobeil (1997) a reconnu l'unité Tcim3 qui est constituée de basalte affleurant principalement à la périphérie des roches fusionnées par l'impact météoritique. Les travaux de compilation indiquent la présence de la sous-unité Tcim3a, constituée de basalte sphérolitique rouge ou brun-noir qui peut passer graduellement au basalte à grain fin, à la brèche ou à la suévite. Aucun affleurement de cette sous-unité n'a été observé lors de nos travaux.

L'unité Tcim4 a été reconnue sur plusieurs beaux affleurements. Cette unité est composée de latite qui est une roche massive, de couleur grise, rouge ou brune, à grain fin, à plagioclase et pyroxène.

L'unité Tcim5 est bien représentée dans la région et plusieurs affleurements y ont été visités surtout au nord du lac Lacoste (carte hors-texte). Cette unité est constituée de monzonite issue de la fusion des roches encaissantes ayant subi l'impact météoritique. Généralement, ces roches, brunâtres à noirâtres, sont caractérisées par une granulométrie moyenne à fine. Les minéraux majeurs présents sont le pyroxène (ortho- et clino-) et le plagioclase en grain ou en bâtonnet. Gobeil (1997) signale dans cette unité, la présence d'une couronne de sanidine entourant le plagioclase.

LITHOGÉOCHIMIE

Des analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur des échantillons représentatifs des différentes lithologies de la région cartographiée. Un total de 353 échantillons de roches ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments traces et les métaux de base. Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre de masse au plasma par induction couplée (ICP-MS) chez *ACME Analytical Laboratories* à Vancouver. Parmi ces échantillons, 59 échantillons mafiques et ultramafiques ont aussi été choisis pour des analyses en EGP. Dix échantillons constitués de paillettes de graphite ont été analysés pour déterminer les isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$). Ces analyses ont été effectuées au laboratoire de géochimie des isotopes stables du GEOTOP à Montréal. Un total de dix échantillons ont été choisis pour une étude isotopique du soufre au laboratoire de l'Université McGill «*McGill Stable Isotope Laboratory*» par Wing *et al.* (2012). Les résultats complets des analyses sont disponibles sur demande, en version numérique, ou peuvent être consultés sur le site MRN à l'aide du produit « E-Sigéom à la carte ».

Roches felsiques et intermédiaires

Les intrusions felsiques et intermédiaires occupent environ 50 % de la superficie de la région cartographiée. La figure 3 présente les diagrammes géochimiques illustrant les caractéristiques des intrusions felsiques et intermédiaires de la région étudiée.

Les résultats d'analyses des roches de l'unité AulI du Complexe de Ulamen ont été reportés sur un diagramme de feldspath (figure 3a) calculé à partir de la norme CIPW. Ces roches se situent majoritairement entre les domaines des tonalites, des trondhjémites (leucotonalite) et des granodiorites. Quelques échantillons ont une composition plus granitique. Les roches de cette unité se concentrent dans le champ peralumineux à métalumineux, mais restent dans le domaine des granites de type I (figure 3b). Du point de vue environnement tectonique, ces roches ont une signature de granite mis en place dans un contexte d'arc volcanique (figure 3c). Ces observations indiquent que l'unité AulI possède des caractéristiques communes avec d'autres TTG (tonalite, trondhjémite, granodiorite) d'âge archéen rencontrées ailleurs dans des roches de la Province du Supérieur (Moukhsil, 1996).

Les roches felsiques de l'unité mPccy3 du Complexe de Canyon, dont l'origine volcanique est présumée, semblent peu altérées d'après les diagrammes de Davies et Whitehead (2006) ou le diagramme ternaire ($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)- Al_2O_3 - K_2O ; Nesbitt, 2003), non présentés dans ce rapport. Ces roches ont des valeurs en silice élevées variant de 69,77 à 77,54 % SiO_2 et proviennent donc d'un magma fortement felsique. Elles sont peralumineuses et ont une composition qui varie entre les domaines des granites de type I ou type S (figure 3d). D'un point de vue environnement tectonique,

ces roches coïncident majoritairement avec le domaine des granites d'arc volcanique (figure 3e). Sur le diagramme Zr/TiO_2 versus SiO_2 (Winchester et Floyd, 1977; figure 3f), les roches de l'unité mPccy3 se situent dans le domaine des rhyolites ou des dacites. Sur d'autres diagrammes pour les roches ignées, ces analyses coïncident naturellement avec le domaine des granites. Les analyses géochimiques ne permettent pas de déterminer avec exactitude si cette roche est d'origine plutonique ou volcanique; les textures, l'aspect et l'assemblage de ces roches peuvent cependant le présager.

Les résultats d'analyses des roches intermédiaires et felsiques de l'unité mPccy4 du Complexe de Canyon permettent de distinguer deux grands ensembles pour les roches intermédiaires et les roches felsiques. Le premier ensemble est composé de roches intermédiaires (mangérite, monzonite et monzodiorite) et représente la majorité de l'intrusion. Ces roches sont majoritairement métalumineuses et coïncident avec les granites de type I (figure 3d). Elles se concentrent principalement dans le champ des granites d'arc volcanique, mais quelques échantillons se situent dans le champ des granites intraplaques (figure 3e). Les variations entre ces deux domaines peuvent être expliquées par la contamination du magma à l'origine de ces roches intermédiaires. Le deuxième ensemble, regroupant les roches felsiques, se situe dans le champ des roches d'affinité peralumineuse, mais demeure dans le domaine des granites de type I (figure 3d). Ce deuxième groupe se distingue et ressort assez clairement sur le diagramme de Pearce (1984; figure 3e). Ces roches felsiques se situent entre les domaines des granites d'arc volcanique et des granites intraplaques. Finalement, les roches de l'unité mPccy4 du Complexe de Canyon montrent une certaine hétérogénéité qui pourrait correspondre à des injections successives de matériel dans des conditions géotectoniques différentes ou à des contaminations par du matériel crustal plus ancien.

La Suite plutonique de Céline (unité mPcel) est essentiellement composée de charnockite et de mangérite métalumineuses, de type I (figure 3g). Selon le diagramme de Pearce (1984; figure 3h), toutes ces roches coïncident avec le domaine des granites de type d'arc volcanique. On note cependant que les mangérites et les charnockites de cette unité ont des compositions chimiques très différentes au niveau des éléments traces (figure 3h) ou des oxydes majeurs (figure 3i). En raison du peu d'affleurements, il est difficile d'être catégorique, mais les roches de cette unité ne semblent pas avoir une origine commune et pourraient provenir de différentes injections magmatiques.

La Suite plutonique de Manic 5 (mPspm) est constituée de granite porphyrique recoupé par des leucogranites rosées. Les granites porphyriques ont des valeurs en silice variant de 56,09 à 64,88 % SiO_2 et forment un premier alignement (Tendance 1) sur le diagramme de Harker (SiO_2 versus Al_2O_3 ; figure 3i). Les leucogranites rosés sont plus riches en SiO_2 avec des valeurs variant de 69,56 à 77,45 % et s'alignent différemment sur le diagramme de la figure 3i (Tendance 2). De plus, le granite porphyrique est d'affinité

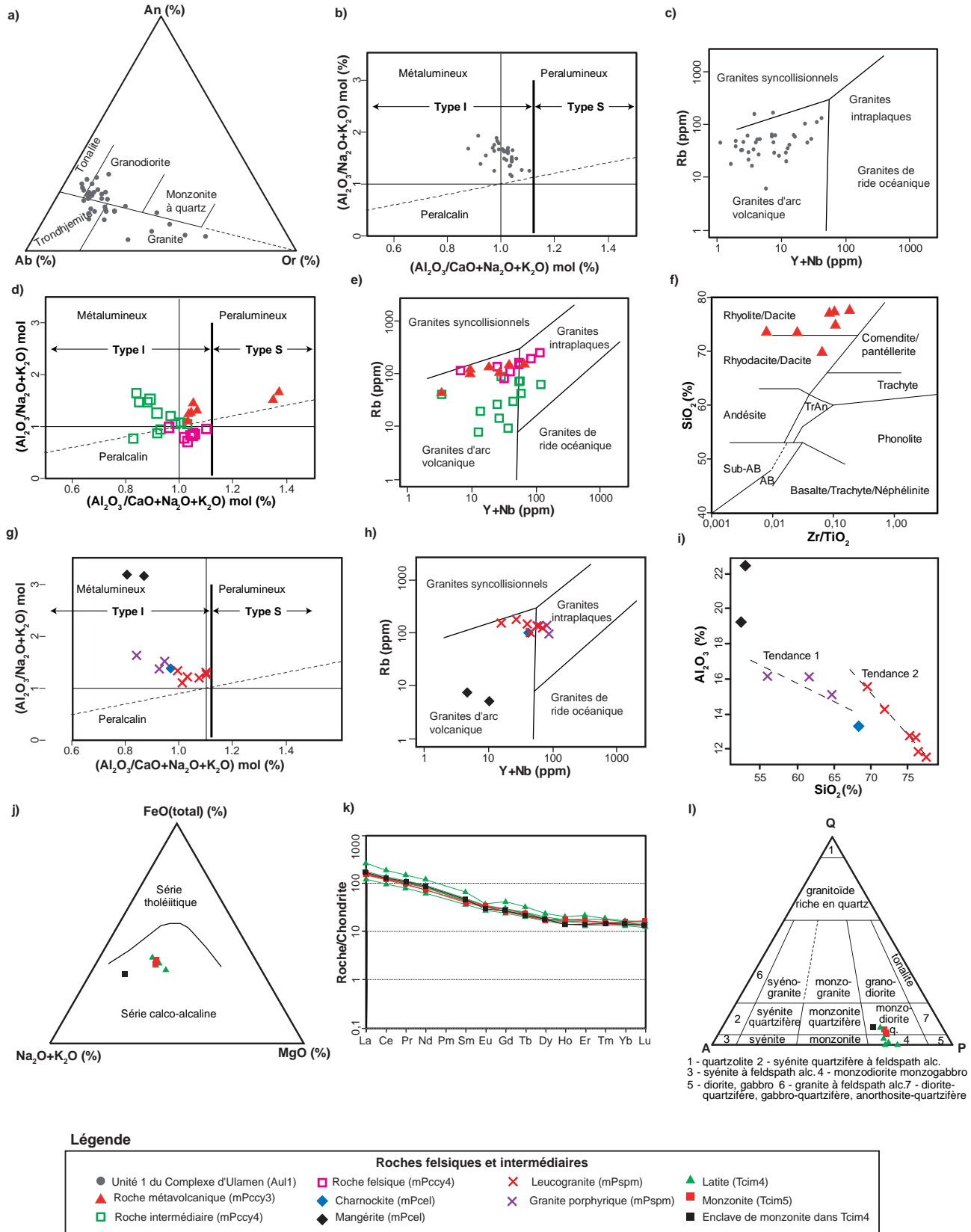


FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des intrusions felsiques et intermédiaires de la région étudiée : **a**) diagramme An-Ab-Or (O'Connor, 1965); **b**, **d**, et **g**) diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Maniar et Piccoli, 1989); type I = source ignée; type S = source sédimentaire; Chappell et White, 1974; **c**, **e**, et **h**) diagrammes $\text{Y}+\text{Nb}$ vs Rb (Pearce *et al.*, 1984); **f**) diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); **i**) diagramme de Harker, SiO_2 vs Al_2O_3 ; **j**) diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); **k**) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); **l**) diagramme QAP de Streckeisen (1976) calculé à partir de la norme CIPW.

métalumineuse et se situe dans le domaine des granites de type I (Chappell et White, 1974; figure 3g). Ces roches coïncident aussi avec les granites mis en place dans un contexte intraplaque (figure 3h). À l'opposé, les leucogranites de cette suite sont peralumineux, mais restent de type I (figure 3g). Ils coïncident avec le domaine des granites d'arc volcanique (figure 3h). Ces observations suggèrent que ces deux granites ont deux origines différentes. De plus, le granite porphyrique est généralement recoupé par le leucogranite, ce qui implique que le granite porphyrique est antérieur au leucogranite.

Les latites et les monzonites du Cratère d'impact de Manicouagan (unités Tcim4 et Tcim5) ont une composition géochimique très proche (figures 3j et 3k). Par exemple, les valeurs varient de 54,33 à 58,28 % SiO_2 pour les échantillons de latite et de 56,85 à 57,41 % SiO_2 pour les monzonites. Sur la figure 3k, leurs profils de terres rares sont presque similaires. À partir de la norme CIPW, les résultats des échantillons de ces roches se situent entre les domaines des monzodiorites et des monzodiorites quartzifères (figure 3l) avec une faible évolution des roches volcaniques vers des roches plutoniques plus riches en quartz normatif. Ceci pourrait être dû à un début de cristallisation fractionnée entre la bordure et le centre de l'intrusion.

Une enclave de monzonite a été analysée et correspond à une des roches présentes avant l'impact. Ces roches ont été fracturées et incluses dans le magma. Ce type de roche ne correspond pas exactement à la roche initiale, car celle-ci a subi la fusion partielle due à l'impact. Cette roche a des teneurs en oxydes majeurs différentes de celles observées pour les roches volcaniques ou plutoniques de l'impact (figure 3j). À l'opposé, l'enclave a un profil pour les terres rares très similaire au profil des roches de l'intrusion (figure 3k). Cette dernière observation est étonnante, car on retrouve dans les unités Tcim4 et Tcim5 plusieurs enclaves de roches felsiques à mafiques. Ces enclaves devraient donc avoir des proportions et des profils en terres rares variés. Le magma produit par l'impact correspondrait à une moyenne de l'ensemble de ces roches. Il est donc possible d'imaginer un processus d'homogénéisation entre le magma et les enclaves pour certains éléments, ce qui expliquerait cette concordance pour les terres rares. En particulier, les éléments les plus faciles à équilibrer entre l'enclave qui a subi la fusion partielle et le magma, sont les éléments incompatibles comme les terres rares, car ils vont se retrouver en premiers dans les liquides de fusion.

Roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires occupent environ 15 % de la superficie de la région cartographiée. La figure 4 présente les diagrammes géochimiques illustrant les caractéristiques des roches métasédimentaires, mafiques et ultramafiques de la région étudiée. Ces diagrammes permettent de comparer les unités entre elles et avec des unités d'autres secteurs.

L'unité pPnt1 du Groupe de Gagnon est constituée de paragneiss dont la composition globale se situe près des pôles tonalite et granodiorite, comme le suggère le diagramme ternaire (($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)- Al_2O_3 - K_2O ; Nesbitt, 2003; figure 4a). Cette figure montre également que les paragneiss de cette unité sont peu altérés. De nombreuses tranchées ont été réalisées dans l'unité pPnt2 de la Formation de Nault, riche en graphite (Lyons, 2005). Nos analyses de roche totale sur différents niveaux de paragneiss à graphite (schiste à graphite) ont retourné jusqu'à 48 % de C(total). Des analyses isotopiques de carbone sur des paillettes de graphite de différente taille ont été réalisées sur plusieurs échantillons. Les analyses ont retourné des valeurs très comparables variant de -29,2 à -34,4 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$. Ces valeurs correspondent à des valeurs de carbone d'origine organique (Rollinson, 1993). La grande majorité du graphite de cette unité, peu importe la taille des paillettes, serait donc d'origine organique. L'analyse d'un échantillon (11-TC-5021A; 22N03; 495554E, 5663502N) représentatif de schiste à graphite provenant de l'indice Lac Guéret (Zone GC), a donné des teneurs anormales en V (1515 ppm), Zn (383 ppm), Cu (347 ppm), Ni (178 ppm), Mo (113 ppm), Nb (117 ppm), U (56 ppm) et en terres rares légères et intermédiaires (340 ppm).

Les paragneiss du Complexe de la Plus-Value (mPplv; Moukhsil *et al.*, 2012) présentent des données différentes. Ces roches ont une chimie globale plus variable avec une composition pour la source variant de tonalite à granite, et ont subi une forte altération (figure 4a). Ces observations montrent que ces deux unités de paragneiss (pPnt1 et mPplv) sont différentes. La composition des roches de l'unité pPnt1, plus riche en plagioclases que celles de l'unité mPplv, peut être expliquée par le fait que les roches de sources archéennes sont majoritairement des TTG.

Plusieurs échantillons de marbre de la Formation de Duley (pPdl) ont été analysés et indiquent une composition de marbre dolomitique plus ou moins siliceux (diagramme ternaire CaO - SiO_2 - MgO de Storey et Vos, 1981; figure 4b). Un seul échantillon se situe dans le domaine des marbres intermédiaires. Ceci pourrait résulter d'une réaction métamorphique qui aurait permis la recristallisation d'une partie de la dolomite en calcite. D'un point de vue des éléments traces, les marbres dolomitiques sont relativement purs. Par exemple, pour quelques échantillons, les terres rares donnent des valeurs en dessous de la limite de détection (figure 4c).

Les résultats d'analyses des marbres de la Formation de Duley et des marbres du Complexe de la Plus-Value sont très différents. Ces derniers sont clairement calciques et en général plus riches en silice (figure 4b). De plus, les marbres du Complexe de la Plus-Value ont une concentration en terres rares plus élevée (figure 4c). Les marbres de ces deux unités se seraient mis en place dans des environnements différents ou auraient subi un métamorphisme variable.

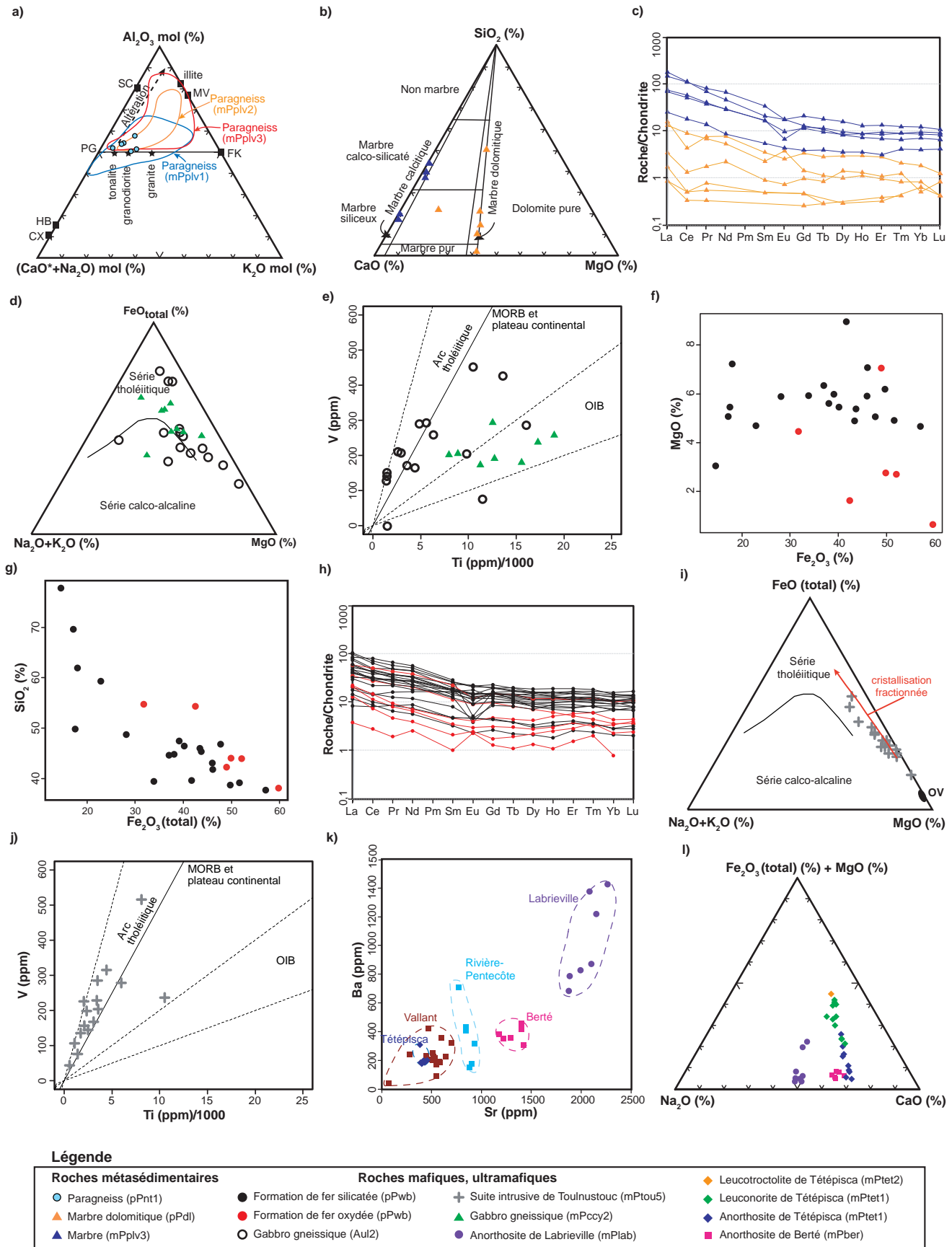


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des roches métasédimentaires, mafiques et ultramafiques de la région étudiée : **a**) diagramme A-CN-K (Nesbitt, 2003). $\text{CaO}^* = \text{CaO molaire (total)} - \text{CaO molaire de l'apatite}$; CX = clinopyroxène; FK = feldspath potassique; HB = hornblende; MV = muscovite; PG = plagioclase; SC = smectite; **b**) diagramme $\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO}$ pour les marbres (Storey et Vos, 1981); **c** et **h**) diagrammes des terres rares normalisées aux chondrites CI (McDonough et Sun, 1995); **d** et **i**) diagrammes AFM (Irvine et Baragar, 1971); **e** et **j**) diagrammes $\text{Ti}/1000$ vs V (Shervais, 1982). OIB : ocean island basalt. MORB : mid-ocean ridge basalt; **f** et **g**) diagrammes binaires Fe_2O_3 vs MgO et Fe_2O_3 vs SiO_2 ; **k**) diagramme binaire Sr vs Ba pour des anorthosites de la région du Grenville; **l**) diagramme ternaire $\text{Na}_2\text{O}-(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} + \text{MgO})-\text{CaO}$.

Roches mafiques et ultramafiques

Les roches mafiques (incluant les suites anorthositiques) et ultramafiques occupent environ 35 % de la superficie de la région cartographiée. Des échantillons faiblement migmatitisés de roches mafiques et ultramafiques du complexe de Ulamen (unité Aul2) ont été choisis pour analyse. Parmi ces échantillons, les roches à grain fin ont été utilisées pour une meilleure représentation d'un liquide magmatique. Grâce à cette sélection d'échantillons, il est possible de comparer des roches assez semblables. Les valeurs en SiO_2 varient peu et s'étalent de 46,58 à 53,71 % (voir les analyses brutes dans « E-Sigéom à la carte »). Sur le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971; figure 4d), la majorité des analyses des gabbros de l'unité Aul2 coïncident avec le domaine des roches d'affinité tholéiitique. Quelques échantillons se situent dans le champ des roches calco-alcalines. Des variations dans le contexte de mise en place des roches mafiques sont aussi observées sur le diagramme de Shervais (1982; figure 4e), avec une majorité de roches qui se situent entre les domaines des roches d'arc tholéiitique et du MORB (*mid-ocean ridge-basalt*). Ces variations chimiques et du contexte tectonique de mise en place impliquent que les magmas à l'origine de ces roches ne proviennent pas d'un magma unique. Des injections successives de magmas d'origines variées se seraient produites à des moments différents.

Les formations de fer du Groupe de Gagnon (unité pPwb) contiennent des valeurs en fer qui varient de 13,21 à 59,73 % $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ (figure 4g), ce qui permet de distinguer deux types de formations de fer : le faciès oxydé et le faciès silicaté. Les faciès silicatés se caractérisent généralement par une proportion en oxyde de magnésium relativement élevée avec une valeur moyenne de 5,79 % MgO contre 3,42 % pour les faciès oxydés (figure 4g). Cependant, les formations de fer silicatées ont des valeurs en SiO_2 majoritairement en dessous de celles observées pour les formations de fer oxydées sur le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ vs SiO_2 (figure 4g). La proportion de ce fer dans les minéraux silicatés varie entre 46 et 97 %, mais est supérieure à 80 % dans la majorité des échantillons; le reste du fer est essentiellement dans la pyrrhotite. La quantité de pyrrhotite (calculée à partir du pourcentage du soufre) dans les formations de fer silicatées varie de 1,59 à 24,87 %. Le rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ atomique calculé pour la partie silicatée, en assumant zéro magnétite dans la formation de fer pour nos échantillons, s'étend de 0,52 à 0,81 %. Ce qui démontre à quel degré les minéraux silicatés, comme les pyroxènes et l'olivine, sont ferrières. Sur le diagramme des terres rares (McDonough et Sun, 1995; figure 4h), les formations de fer silicatées ont des valeurs variant d'environ 10 à 100 fois les chondrites et montrent un spectre assez plat. Quelques échantillons contiennent une anomalie négative en europium. Les formations de fer oxydées ont des concentrations en terres rares beaucoup plus basses avec des valeurs s'étalant d'environ 1 à 50 fois la valeur des chondrites (figure 4h).

Dans l'ensemble, les formations de fer sont des roches sédimentaires d'origine typiquement chimique. Toutefois, on considère que les teneurs en Al_2O_3 représentent un composant détritique. Les teneurs en Al_2O_3 obtenues par nos analyses de formation de fer silicatées sont en moyenne de 2,35 %, ce qui démontre que la proportion de matière détritique dans le sédiment d'origine était faible.

Ces différences entre les deux groupes de formations de fer (oxydée et silicatée) suggèrent une mise en place dans des conditions différentes. Les formations de fer de Wabush de type oxydé, pourraient se former en milieux plus oxydants, c'est-à-dire en milieu peu profond avec une bonne oxygénation (Kranck, 1961). À l'inverse, les formations de fer silicatées pourraient être mises en place dans un milieu plus anoxique comme c'est le cas pour une partie des formations de fer dans la région des monts Reed (Kranck, 1961). Cette hypothèse est aussi confirmée par la présence de matériel organique qui a été préservé et qui forme des lentilles de graphite associées à certaines formations de fer silicatées. Un tel milieu plus anoxique et riche en matière organique peut être présent dans des parties immergées plus protégées des vents et peut-être à plus grande profondeur.

Dans la Suite intrusive de Touloustouc (unité mPtou5), les échantillons à grain fin ont été choisis afin de représenter le plus possible un liquide magmatique. Ces roches sont essentiellement ultramafiques avec des valeurs en SiO_2 qui varient de 37,58 à 50,99 %.

Les résultats d'analyses indiquent que ces roches coïncident avec le champ des roches d'affinité tholéiitique (figure 4i; Irvine et Baragar, 1971). La flèche rouge représente l'évolution d'un liquide par cristallisation fractionnée de l'olivine (OV) avec le logiciel Pele (Boudreau, 1999). Le diagramme $\text{Ti}/1000$ vs V (figure 4j; Shervais, 1982) montre que les roches de l'unité mPtou5 coïncident majoritairement avec le champ d'arc volcanique d'affinité tholéiitique. L'ensemble des points se répartissent sur la figure 4j en formant aussi une tendance. Ces tendances observées pourraient donc en partie s'expliquer par un processus de cristallisation fractionnée, en particulier de minéraux mafiques comme l'olivine.

Des échantillons moins migmatitisés de roches mafiques du Complexe de Canyon (unité mPccy2) ont été choisis pour l'analyse. Parmi ces échantillons, les roches à grain fin ont été utilisées dans ce rapport afin d'avoir des analyses représentant le plus possible un liquide magmatique. Sur le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971; figure 4d), ces roches sont majoritairement d'affinité tholéiitique. Un seul échantillon se situe dans le champ des roches calco-alcalines. Les gneiss mafiques de composition gabbroïque de l'unité Aul2 ressemblent visuellement à ceux du Complexe de Canyon. La figure 4d montre cependant une distinction assez nette entre ces roches, avec des valeurs en $\text{FeO}(\text{total})$ généralement plus élevées pour les gabbros de l'unité Aul2. Ces roches se distinguent aussi au niveau des éléments traces comme sur le diagramme $\text{Ti}/1000$ vs V (Shervais, 1982), car elles se situent majoritairement dans le champ des MORB (*mid-ocean ridge-basalt*) ou des OIB (*ocean island basalt*);

figure 4e). Les analyses géochimiques ne permettent pas de déterminer si ces roches sont d'origine plutonique ou volcanique. Seuls les textures et le rubanement peuvent nous l'indiquer. Les roches de l'unité mPccy2 représentent des lambeaux de roches elsoniennes. Les variations géochimiques observées dans cette unité pourraient donc provenir de l'hétérogénéité de cette ancienne croûte.

Les anorthosites de la Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet) indiquent des valeurs en Sr et Ba assez constantes (figure 4k) qui se rapprochent des valeurs observées pour les anorthosites de la Suite anorthositique de Vallant (mPval; Moukhsil *et al.*, 2011). Les plagioclases de cette suite anorthositique, recalculés d'après la norme CIPW, ont une valeur moyenne de 60,6 An %, ce qui correspond aux valeurs observées pour l'anorthosite de Vallant. Bien que les roches échantillonnées dans cette suite ne représentent pas nécessairement la composition du magma, la figure 4l montre une tendance d'évolution entre les leucotroctolites, les leuconorites et les anorthosites. Les anorthosites de la Suite anorthositique de Tétépisca se distinguent de celles de l'Anorthosite de Berté par une teneur en CaO légèrement plus élevée. La Suite anorthositique de Tétépisca a donc une composition qui se rapproche de celle de la Suite anorthositique de Vallant, mais se distingue de cette dernière par l'absence d'une grande quantité de gabbro-norite.

L'Anorthosite de Berté peut être comparée au Massif anorthositique alcalin de Labrieville en raison de ses plagioclases de couleur rose et de la forme arrondie de l'intrusion (Owens et Dymek, 2001; Moukhsil *et al.*, 2009a). La figure 4k indique cependant une nette distinction entre les roches de ces deux unités. Les plagioclases recalculés d'après la norme CIPW ont une valeur moyenne de 54,7 An %, ce qui est légèrement en dessous des valeurs en anorthite de la plupart des suites anorthositiques de la région. La couleur rose du plagioclase ne provient pas d'une composante potassique, mais résulte probablement de la présence de très fines inclusions d'hématite dans le plagioclase. Au niveau des oxydes majeurs, l'Anorthosite de Berté a une composition minéralogique alcaline plus riche que la Suite anorthositique de Tétépisca, mais est clairement différente du Massif anorthositique alcalin de Labrieville (figure 4l). L'échantillonnage dans l'Anorthosite de Berté indique que les roches sont constituées en grande majorité d'anorthosite. La figure 4l montre que les analyses de l'Anorthosite de Berté ne développent pas de tendance pétrochimique, comme c'est le cas pour la Suite anorthositique de Tétépisca. La forme arrondie de l'Anorthosite de Berté ainsi que sa chimie qui se situe entre celle des grandes suites anorthositiques de la région et le Massif anorthositique alcalin de Labrieville, supposent que cette anorthosite arrive plutôt tardivement dans la région du Grenville. Une datation serait nécessaire afin de confirmer cette hypothèse, mais en raison des faibles valeurs en Zr (1 à 3 ppm), une datation sur zircon semble très difficile.

MÉTAMORPHISME

L'étude de l'évolution métamorphique régionale a été faite principalement à partir des observations minéralogiques et texturales, à la fois macroscopiques et microscopiques, d'un large éventail d'échantillons couvrant l'ensemble du territoire cartographié. Les roches de la région présentent de nombreuses évidences d'un métamorphisme de haut grade.

Le rapport de Moukhsil *et al.* (2012) décrit l'atteinte du faciès des granulites, rétrogradé au faciès supérieur des amphibolites pour le Complexe de la Plus-Value. Ceci était basé, entre autres, sur des évidences de fusion partielle et sur l'association biotite-sillimanite-grenat avec l'apparition de muscovite rétrograde. Ces observations restent valables pour ce complexe dans la région étudiée.

Dans le Complexe de Canyon, Dunning et Indares (2010) interprètent un métamorphisme et une anatexie au faciès des granulites. Les évidences sont : 1) la présence de migmatites; 2) l'assemblage grenat-plagioclase-clinopyroxène-orthopyroxène dans les roches mafiques et intermédiaires; 3) la présence de leucosomes à grenat-pyroxène dans les lits mafiques; et 4) l'assemblage grenat-sillimanite-feldspath potassique-quartz \pm biotite \pm plagioclase et la présence de leucosomes dans les roches alumineuses.

Dans le Groupe de Gagnon, l'association et la présence dans le même échantillon de marbre, d'olivine, de diopside altéré, de trémolite et de talc, suggèrent un pic de métamorphisme au faciès des granulites et un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites (Bucher et Grapes, 2011). Le talc indique un faciès rétrograde au faciès des amphibolites inférieur ou plus probablement une activité hydrothermale tardive. Ce haut degré de métamorphisme est confirmé par : 1) la présence locale de wollastonite associée au diopside dans un marbre; 2) l'absence dans les formations de fer de Wabush de minéraux hydratés tels que la biotite ou la hornblende; et 3) la migmatitisation des paragneiss de la Formation de Nault et leurs paragenèses similaires à ceux du Complexe de la Plus-Value (biotite-sillimanite-grenat, muscovite). En plus, la présence de biotite-grenat-kyanite dans des gneiss migmatitisés de la Formation de Nault à l'ouest du réservoir Manicouagan (SNRC 22N03; carte hors-texte), indique l'atteinte d'un pic de métamorphisme au faciès supérieur des granulites à des pressions plus importantes que celles observées ailleurs dans la région étudiée.

Dans les suites plutoniques de Manic 5 et de Céline, et dans la Mangérite de Renwick et l'unité mPccy4 du Complexe de Canyon, la présence d'orthopyroxène associé à de la mésoperthite est typique du faciès des granulites (Bucher et Grapes, 2011). De la mésoperthite (ou de l'antiperthite) est présente dans de nombreuses autres roches de la région étudiée, notamment dans les tonalites du Complexe de Ulamen et dans les granites et les paragneiss du Complexe de Canyon. L'ensemble de ces roches indique l'évidence d'un métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites avec l'altération de l'orthopyroxène en hornblende et la présence

d'une texture symplectique à biotite et quartz, indiquant la réaction rétrograde $OX + FK + H_2O = BO + QZ$ (Bucher et Grapes, 2011).

Les leuconorites de la Suite anorthositique de Tétépisca montrent des couronnes à cœur d'orthopyroxène porphyrique entouré d'orthopyroxène granoblastique, de clinopyroxène, de hornblende, de grenat et de plagioclase. Les leucotroctolites contiennent également des couronnes formées, du centre vers la périphérie, d'olivine, d'orthopyroxène lamellaire et d'un assemblage symplectique composé d'amphibole et de spinelle verdâtre en contact avec le plagioclase. Ces couronnes proviennent d'une réaction entre l'olivine ou l'orthopyroxène et le plagioclase, qui est reliée aux changements des conditions de pression et de température pendant la mise en place de la Suite anorthositique de Tétépisca. Ceci a été également observé dans la Suite anorthositique de Vallant (Moukhsil *et al.*, 2007). Ces couronnes peuvent être le résultat d'un métamorphisme prograde au faciès des granulites ou elles pourraient aussi se former par refroidissement lors de la cristallisation des intrusions Moukhsil *et al.* (2011).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'examen des cartes aéromagnétiques, d'imagerie Landsat et Spot de la région cartographiée ont permis de préciser les grands traits structuraux du secteur grâce aux linéaments majeurs. Sur le terrain, ces derniers correspondent principalement à des failles majeures séparant la région en domaines structuraux. D'autres linéaments d'orientations variables correspondent à des fractures majeures et/ou mineures (carte hors-texte). Les domaines, les trajectoires et les attitudes de ces fabriques sont présentés à la figure 5, voir également la carte hors-texte pour les différentes structures (plis, zones de déformation, linéaments, etc.).

Structures planaires et linéaires

Une analyse structurale des fabriques planaires (foliation, schistosité, gneissosité) et linéaires (linéations minérale et d'étirement) permet de diviser la région étudiée en sept domaines structuraux (figure 5). Certains secteurs contiennent peu de données structurales; certaines intrusions ne seront donc pas représentées dans ces domaines.

Le domaine I (domaine Parautochtone), localisé au nord-ouest de la région, correspond à l'orientation de la fabrique dans le Parautochtone et plus précisément à celle du Complexe de Ulamen et des niveaux interlités du Groupe de Gagnon. La structure planaire est une gneissosité très pénétrative bien évidente marquée par l'alternance de lits, de teintes claire et sombre, dans la partie migmatitique du complexe. Cette fabrique est très caractéristique de ce domaine et se présente sous la forme d'un arc ou trace d'un

pendule (figure 5). La fabrique linéaire est représentée par des linéations minérales et d'étirement, et par des axes de plis subparallèles aux linéations. Les gneiss de ce domaine sont très plissés et sont caractérisés par des linéations de direction vers le sud à faible plongée (10° à 48° ; linéation moyenne de $N202^\circ/32^\circ$; figure 5).

Le domaine II (domaine de Gagnon), enclavé dans le domaine I, correspond aux structures du Groupe de Gagnon. Les fabriques présentes dans ce domaine sont très complexes, car les lithologies sont moins compétentes et se plissent aux moindres mouvements (par ex. formation de fer et marbre). Les roches dans ce domaine sont très plissées, ce qui rend l'interprétation stratigraphique difficile. L'analyse structurale fait ressortir une fabrique planaire NNE à NNW à pendage abrupt vers l'est et à linéation minérale faible à oblique vers le sud.

Le domaine III (domaine ouest Canyon) englobe les lithologies formant le Complexe de Canyon qui est enclavé entre deux failles de chevauchement majeures. Ces failles sont très visibles sur les cartes aéromagnétiques et d'imagerie Landsat. Sur le terrain, la fabrique planaire correspond à des roches mylonitiques de direction générale NNE à NE à pendage modéré vers l'est. Ces fabriques portent des linéations principalement de type à composante pendage (figure 5).

Le domaine IV (domaine Plus-Value) est localisé dans le sud de la région. Il englobe principalement les fabriques des métasédiments migmatitiques du Complexe de la Plus-Value (figure 5). Le complexe montre une fabrique planaire qui suit généralement son contact chevauchant par dessus le Complexe de Canyon. La gneissosité est à pendage modéré vers le sud portant des linéations minérales à composante pendage. Ailleurs dans le complexe, les structures planaires sont influencées par les injections des suites plutoniques de Céline et de Manic 5. La Suite de Céline contient des foliations secondaires de déformation généralement NNE à NE à pendage modéré surtout vers l'est et portant des linéations à composante oblique vers le sud-est. La Suite plutonique de Manic 5 est caractérisée par des structures hétérogènes et reflète une fabrique planaire généralement N-S à pendage abrupte vers le sud-est. Quelques linéations minérales mesurées sont à composante oblique vers le sud. Dans le centre du domaine III, au nord-est de la Suite plutonique de Manic 5, la direction de la gneissosité est très variable, mais semble mouler cette intrusion. Dans ce domaine, on observe de multiples plissements isoclinaux, des changements de direction dans la migmatitisation (leucosomes concordant et/ou discordant à la gneissosité principale) ainsi que la présence de quelques petites zones à structures en dômes et bassins.

Le domaine V (domaine Centre et Est Canyon), localisé entre les domaines II, III et VI, est bien structuré, car il est limité par plusieurs couloirs de déformation. Ces derniers correspondent à des zones de chevauchement majeures qui ont laissé une empreinte structurale de leurs orientations

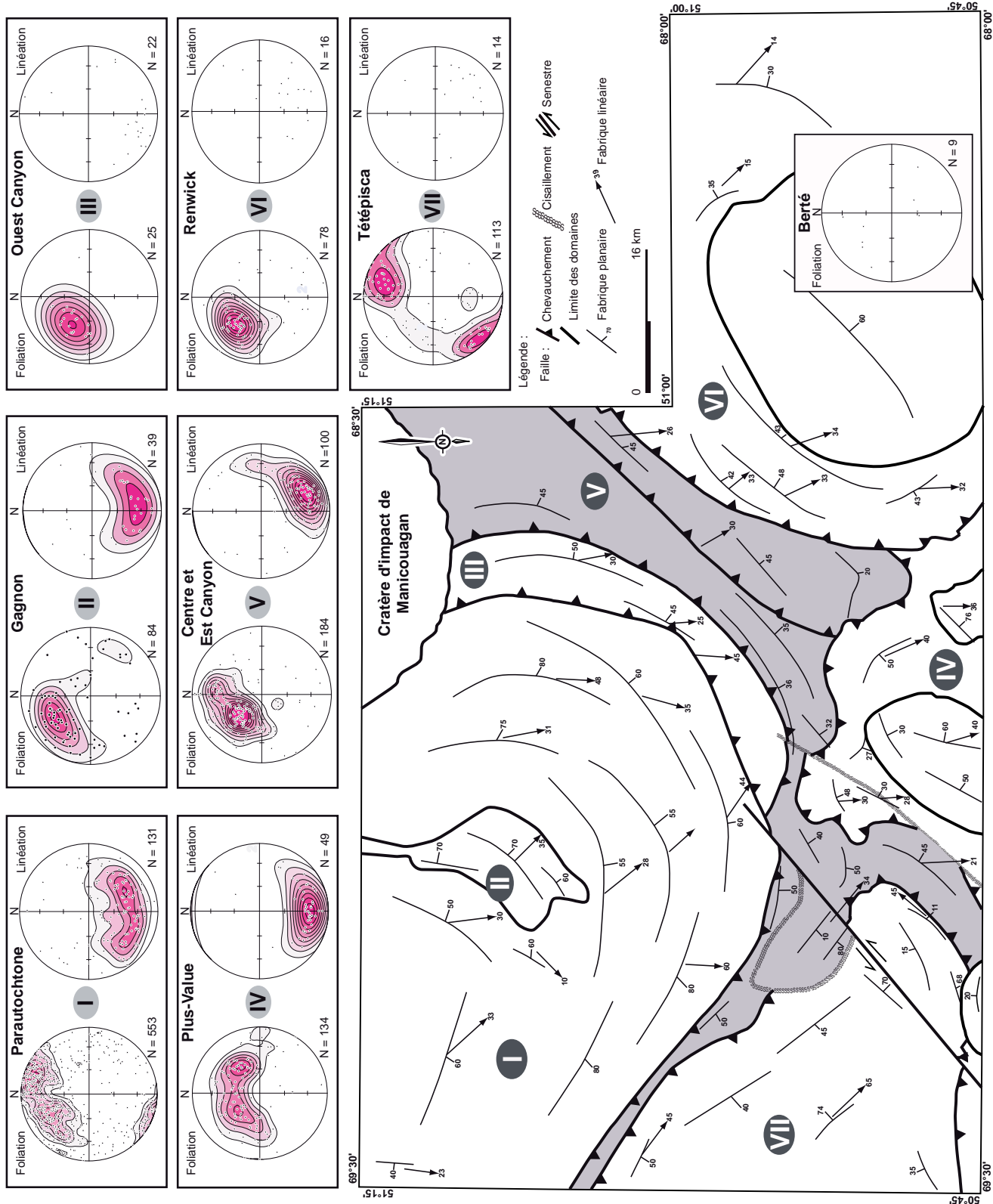


FIGURE 5 - Analyse structurale appliquée à la région étudiée. Notez la répartition des trajectoires en sept domaines structuraux. La projection des fabriques planaires et linéaires a été effectuée selon le canevas de Wulff dans l'hémisphère inférieur.

respectives. En général, la fabrique planaire est une foliation d'orientation NE à pendage modéré vers l'est portant des linéations à composante pendage vers l'est à sud-est (figure 5).

Le domaine VI (domaine de Renwick) indique l'orientation de la fabrique dans la Mangérite de Renwick qui est l'encaissant de l'Anorthosite de Berté. Les structures de ce domaine proviennent principalement de la partie ouest de cette mangérite. La fabrique planaire est représentée par une foliation secondaire, car toutes les roches formant cette intrusion sont très déformées. Elle suit la forme du contact de chevauchement à pendage généralement modéré vers l'est. Généralement, les plans de foliation portent des linéations minérales qui sont surtout de type à composante pendage vers le sud-est. Quelques affleurements très déformés et spectaculaires de cette zone de chevauchement sont localisés le long de la route 389 dans le feuillet SNRC 22K15.

Le domaine VII (domaine de Tétépisca) se situe dans la partie sud-ouest de la région étudiée et montre l'orientation de la fabrique dans la Suite anorthositique de Tétépisca. Cette suite est bordée par une faille de chevauchement avec ses encaissants et semble avoir subi un chevauchement du sud vers le nord. De plus, les linéations obliques indiquent qu'un cisaillement est associé à cette zone de chevauchement et pourrait correspondre au dernier stade de déformation enregistré par la roche. Les fabriques planaires mesurées sont très espacées et rendent l'analyse structurale plus difficile; néanmoins, les trajectoires de cette fabrique sont principalement NNW à NW avec un pendage oblique, vers le sud ou le nord. Ceci est probablement dû à des plissements à l'intérieur de l'anorthosite.

Schistosité, gneissosité et plissement

Les roches archéennes de la région (Complexe de Ulamen) ont subi, comme toutes les roches de la Province du Supérieur, une déformation kénoréenne (D1) qui a créé une schistosité (S1). À la suite de la déformation grenvillienne très importante, la déformation (D1) n'est plus observable dans la région cartographiée. Nous attribuons une déformation D2 à l'orogénèse grenvillienne qui a permis le démembrement du Groupe de Gagnon en faisant disparaître les discordances avec les roches archéennes du Complexe de Ulamen. Cette déformation a généré des plis isoclinaux, auxquels sont associées des fabriques principales de plan axial, parallèles à la gneissosité G2. Cette fabrique est généralement NE-SW. La forte intensité de cette orogénèse a également développé des couloirs de déformation mylonitiques majeurs d'orientation NE et à pendage modéré vers l'est. Le grain structural est subparallèle à la gneissosité G2. D'autres déformations subséquentes, ductiles ou cassantes, sont notées dans la région. Ces dernières se manifestent par des zones de cisaillement ou par des failles et des fractures hématitisées (carte hors-texte). Un réseau de failles cassantes, auxquelles est associée une structure plus ou moins radiale autour de l'impact de Manicouagan, a été identifié par Orphal et Schultz (1978).

Ce dernier réseau se serait produit au Trias lors de l'impact météoritique et ces structures tectoniques sont les plus récentes de la région.

GÉOCHRONOLOGIE

Datations U/Pb sur zircon

Plusieurs datations d'échantillons du secteur ont été réalisées au cours des dernières années; ce rapport présente les nouvelles datations effectuées dans le cadre de ce projet. Jordan *et al.* (2006) ont daté huit échantillons dont sept sont localisés dans le feuillet 22N06 et un dans le feuillet 22N02 (échantillon **A**; figure 2; carte hors-texte). Six de ces échantillons de métapélite ont retourné des âges métamorphiques variant de 916 à 995 Ma (U/Pb sur monazite). Un âge de 1738 ± 5 Ma (U/Pb sur monazite), interprété comme dû à un métamorphisme prégrénvillien dans le Parautochtone, et un âge de cristallisation d'un gneiss tonalitique (22N06; Complexe de Ulamen;), daté à 2685 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon), ont aussi été obtenus.

L'échantillon **A** (diorite du Complexe de Ulamen) a retourné un âge de cristallisation de 2693 ± 4 Ma (U/Pb sur zircon) et un âge métamorphique de 956 ± 4 Ma (U/Pb sur titanite).

Dunning et Indares (2010) ont daté (U/Pb sur zircon) six échantillons (**B**, **C**, **D**, **E**, **F**, **L**; figure 2; carte hors-texte) alors que Lasalle *et al.* (2012) ont daté l'échantillon **G** (figure 2; carte hors-texte). Les échantillons **H**, **I**, **J**, **K** ont été datés (U/Pb sur monazite) par Dunning et Indares (2010). Sept échantillons (**M**, **N**, **O**, **P**, **Q**, **R** et **S**) de nos travaux de terrain ont été sélectionnés pour datation.

Les échantillons **B**, **C** et **D** (figure 2; carte hors-texte) proviennent de l'unité mPccy1 du Complexe de Canyon et ont retourné des âges de cristallisation (U/Pb sur zircon) qui oscillent entre 1749 et 1694 Ma. Ceci suggère qu'une croûte prélabradorienne à labradorienne s'est mise en place et a été démembrée par les roches de l'unité mPccy4 (mangérite) en formant des lambeaux de l'unité mPccy1 (gabbro). Les échantillons **B**, **C** et **D** de cette suite ont également retourné des âges (U/Pb sur zircon) interprétés par Dunning et Indares (2010) comme étant métamorphiques qui varient de 1043 à 1032 Ma.

L'échantillon **E** (figure 2; carte hors-texte) a été prélevé dans l'unité mPccy2 du Complexe de Canyon et a retourné un âge de cristallisation (U/Pb sur zircon) direct de 1410 ± 16 Ma. L'échantillon **F** (figure 2; carte hors-texte) correspond à un dyke de granite recoupant les gneiss mafiques de l'unité mPccy2 et donne donc un âge indirect à cette unité qui serait supérieur à $1301 +50/-31$ Ma. Les roches de l'unité mPccy2 ont donc un âge proche de celui des roches volcaniques du Groupe du Montauban datées à 1440 Ma par Nadeau et Van Breemen (1994). Ces roches

pourraient donc constituer une continuité du Groupe de Montauban dans la région étudiée.

L'échantillon **G** (figure 2; carte hors-texte) a été prélevé dans une roche felsique à grenat du Complexe de Canyon (unité ccy3) et a retourné un âge de 1238 ± 13 Ma (U/Pb sur zircon; Lasalle *et al.*, 2012). Différentes roches du Complexe de Canyon ont retourné des âges métamorphiques (U/Pb sur monazite) qui varient de 1062 à 1001 Ma (échantillons **H**, **I**, **J** et **K**; figure 2; carte hors-texte). Ces âges correspondent aux dernières phases de l'orogénie grenvillienne. L'échantillon **K** (figure 2; carte hors-texte) a aussi retourné un âge sur monazite (héritée probablement du Complexe de la Plus-Value) daté à 1467 ± 5 Ma. Cet âge indique que même si le principal pic du métamorphisme a été enregistré lors de l'orogénie grenvillienne, ces roches ont subi des phases de métamorphisme reliées à d'autres phases orogéniques plus anciennes.

L'échantillon **L** (figure 2; carte hors-texte), un leucogranite granite rose de la Suite plutonique de Manic 5, a été prélevé par Dunning et Indares (2010) à la limite du feuillet 22K10. Cet échantillon a retourné un âge de cristallisation de 1065 ± 8 Ma (U/Pb sur zircon) et un âge métamorphique de 995 ± 3 Ma sur titanite. Le granite rose recoupe toutes les autres phases de la Suite plutonique de Manic 5. Cet âge de cristallisation peut donc être considéré comme un âge minimum pour cette suite intrusive.

Sept échantillons de nos travaux de terrain (**M**, **N**, **O**, **P**, **Q**, **R** et **S**; figure 2; carte hors-texte) ont été sélectionnés sur des lithologies spécifiques pour datation isotopique. L'objectif est de documenter les âges de mise en place des suites sélectionnées et de les comparer à ceux des travaux antérieurs. Deux types de datation ont été réalisés au laboratoire de géochronologie en Ontario, au «*Jack Satterly Geochronological Laboratory*». Le premier type correspond à des analyses effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique-TIMS (échantillons **N**, **Q** et **S**). La description de la méthode d'analyse ainsi que les tableaux des résultats sont présentés en détail dans le rapport de Davis et Dion (2012a). Le deuxième type d'analyse correspond à des analyses par LA-ICP MS (échantillons **M**, **O**, **P**, **R**). La description de cette méthode d'analyse ainsi que les tableaux des résultats sont présentés dans le rapport de Davis et Dion (2012b).

Un échantillon de tonalite migmatitique 11-AM-001A (échantillon **M**) et un échantillon de tonalite gneissique 11-AM-039 (échantillon **N**) ont été choisis pour dater le Complexe de Ulamen (Aul; figure 2; carte hors-texte).

L'échantillon **M** (11-AM-001A), une tonalite migmatitique, contient du mobilisat tonalitique à granitique et a retourné plusieurs grains de zircon frais prismatiques et des grains trapus arrondis (figure 6a). Les analyses se groupent près de la courbe concordia avec des âges néoarchéens (figure 6b). Une régression sur toutes les données donne un âge d'intersection supérieure de 2802 ± 21 Ma et un âge d'intersection inférieure de 1256 ± 300 Ma. Ces données ne s'accordent pas avec une ligne dans la limite

des erreurs, et il n'y a qu'une analyse discordante qui fixe l'intersection inférieure. Les analyses les plus précoces montrent une distribution uniforme avec un âge moyen de 2780 ± 10 Ma (figure 6b). Ceci peut être l'âge de cristallisation de la tonalite du Complexe de Ulamen. Alors que les trois analyses archéennes les plus jeunes s'accordent avec un âge moyen de 2724 ± 18 Ma (figure 6b), qui peut être l'âge de la migmatisation, mais la précision limitée rend difficiles les interprétations.

L'échantillon **N** (11-AM-039A) a retourné plusieurs zircons trapus et prismatiques. Les plus grands zircons sont frais, mais fracturés (figure 7a). Quelques grains de zircon montrent des bordures minces à faible concentration en uranium qui représentent peut-être des surcroissances. La plupart des analyses donnent des âges archéens qui se distribuent à proximité de la courbe concordia autour d'une ligne de mélange entre 2681 ± 19 Ma et environ 1000 Ma (figure 7b). Ces analyses ne s'accordent pas toutefois dans la limite des erreurs. Une analyse par LA-ICPMS d'un grain entier se rapproche de la courbe concordia et donne un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 981 ± 106 Ma. Ce grain montre une concentration d'uranium et un rapport Th/U nettement plus bas que les autres, ce qui suggère qu'il a une origine métamorphique. Le grain ayant donné un âge protérozoïque par LA-ICPMS a été récupéré du montage et a subi un traitement par abrasion chimique suivi d'une analyse ID-TIMS. Cette analyse a donné un résultat presque concordant et bien plus précis (âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 1009 ± 1 Ma (Davis et Dion 2012a).

Le quartzite (11-TC-5009A) de la Formation de Wapuskatoo (pPwb; échantillon **O**; figure 2; carte hors-texte) a retourné une quantité modérée de zircons de forme trapue et prismatiques (figure 6a) avec des cœurs opaques et des surcroissances transparentes. Les analyses des cœurs polis sont discordantes, mais elles se distribuent près de la courbe concordia autour d'une ligne de mélange entre des âges de 1040 ± 28 Ma et 1889 ± 47 Ma (Davis et Dion, 2012b). L'intersection supérieure donne l'âge de la composante détritique du zircon qui semble être plus ou moins uniforme à 1875 ± 43 Ma (figure 6d). La forte concentration en uranium indique que les zircons détritiques étaient probablement altérés avant le métamorphisme et ils auraient donc subi une perte en plomb (Pb) radiogénique précoce. Toutefois, on remarque que les cœurs n'ont pas subi une perte de Pb après leur recristallisation, ce qui aurait détruit la distribution linéaire des données. La plupart des analyses sur grains de zircons entiers s'accordent, avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen autour de 1000 ± 6 Ma (figure 6e). Ce résultat cadre avec les analyses des surcroissance sur les grains polis et donne l'âge des zircons métamorphiques. Donc, ces résultats impliquent un âge maximum de déposition de la Formation de Wapuskatoo (Groupe de Gagnon) à 1875 ± 43 Ma, qui aurait subi un métamorphisme à 1023 ± 21 Ma (figures 6d).

Le quartzite à grenat (11-NT-6112D) du Complexe de la Plus-Value (mPplv, échantillon **P**; figure 2; carte hors-texte), contient plusieurs petits zircons arrondis (figure 6f). La plupart des analyses sont quasi concordantes mais avec

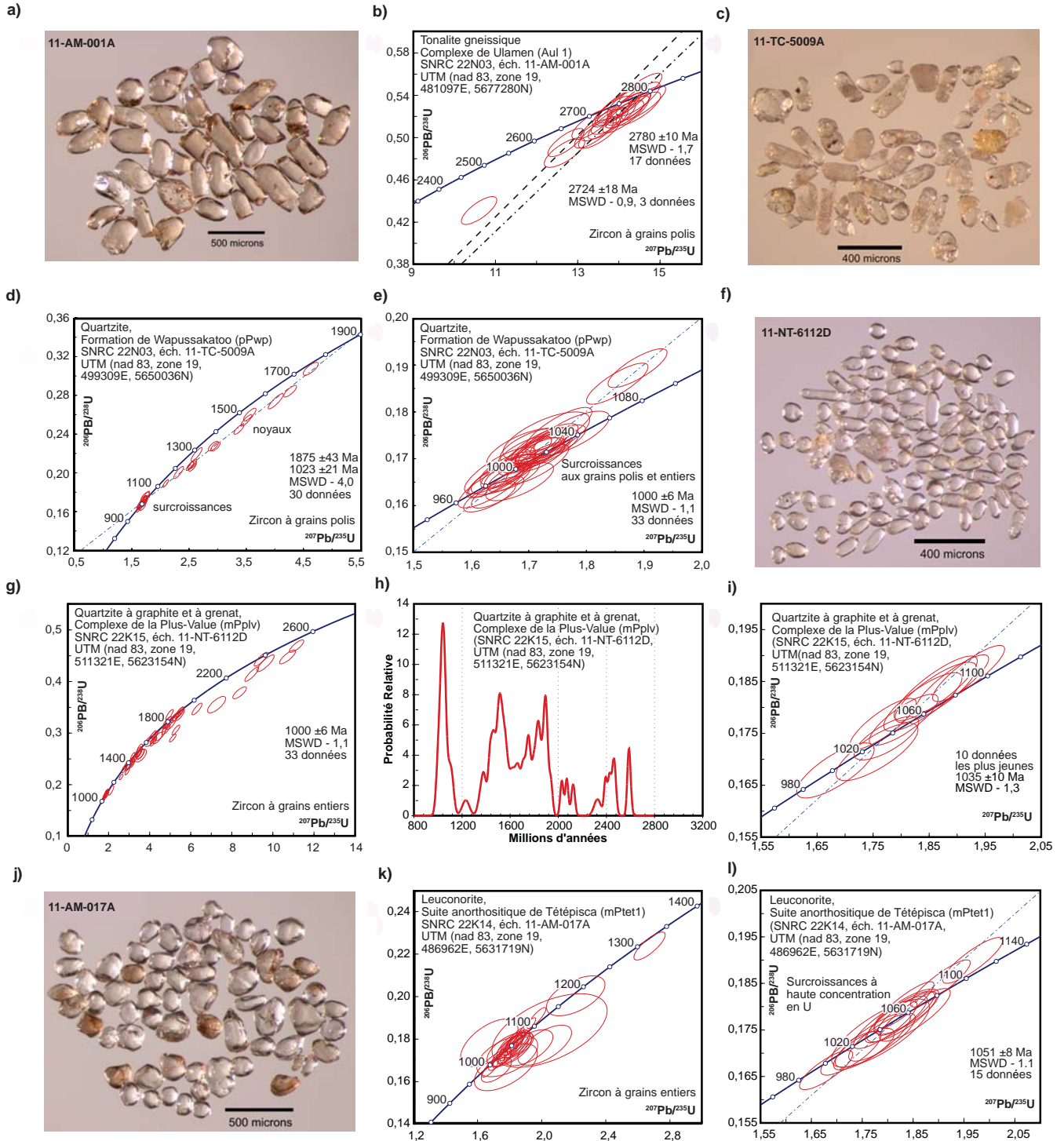


FIGURE 6 - Diagramme concordia des analyses (U-Pb obtenues par la méthode LA-ICPMS) et photos des zircons pour les échantillons provenant : **a** et **b**) de la tonalite gneissique du Complexe de Ulamen; **c**, **d** et **e**) du quartzite de la Formation de Wapussakatoo; **f**, **g**, **h** et **i**) du quartzite du Complexe de la Plus-Value; **j**, **k** et **l**) de la leuconorite de la Suite anorthositique de Tétépisca. MSWD = Mean Squared Weighted Deviates.

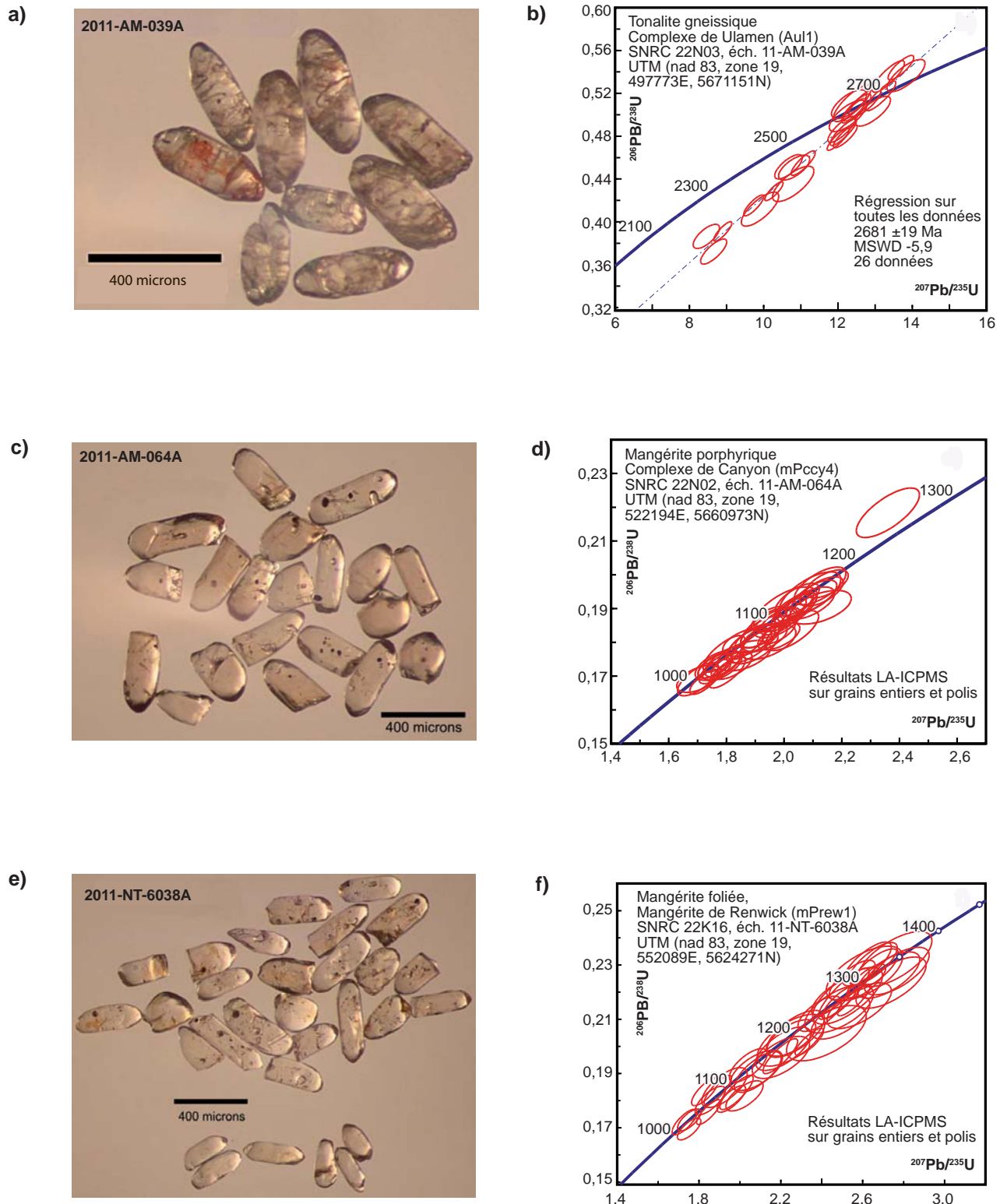


FIGURE 7 - Diagramme concordia des analyses (U-Pb obtenues par la méthode ID-TIMS) et photos des zircons pour les échantillons provenant : **a** et **b**) de la tonalite gneissique du Complexe de Ulamen; **c** et **d**) de la mangérite porphyrique du Complexe de Canyon; **e** et **f**) de la mangérite foliée de la Mangérite de Renwick. MSWD = *Mean Squared Weighted Deviates*.

des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient d'environ 1000 Ma à 2600 Ma (figure 6g). Les résultats coïncidant avec des âges paléoprotérozoïques et archéens sont plus discordants, ce qui suggère un mélange entre les zircons métamorphiques âgés de 1000 Ma et les zircons à composante archéenne. La distribution des probabilités relatives des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ montre des maxima autour de 1500 Ma et 1850 Ma pour les composantes détritiques (figure 6h). Les dix analyses les plus jeunes montrent sur la courbe concordia un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen de 1035 ± 10 Ma (figure 6i). Les rapports Th/U de ces analyses sont bas, ce qui est typique du zircon métamorphique. Donc, un âge maximum de déposition pour le Complexe de la Plus-Value serait de 1500 Ma. Cet âge coïncide avec la fourchette d'âges déjà établis pour ce complexe ailleurs dans la région (<1765 Ma, $>1487,6$ Ma; Moukhsil *et al.*, 2012).

La mangérite porphyrique du Complexe de Canyon (11-AM-064A; mPccy4; échantillon **Q**; figure 2; carte hors-texte) contient de nombreux zircons prismatiques courts et subarrondis (figure 7c). Les données LA-ICP MS sur les grains entiers et polis sont situées à proximité de la courbe concordia, mais elles présentent une dispersion assez grande avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient de 1014 ± 50 Ma à 1222 ± 72 Ma (figure 7d). L'âge le plus probable de cristallisation de la mangérite du Complexe de Canyon serait donc 1222 ± 72 Ma. Toutes les analyses montrent des concentrations en uranium assez basses et des rapports Th/U typiques des zircons d'origine magmatique (Davis et Dion, 2012a). Les analyses de trois surcroissances s'accordent avec la limite des erreurs d'un âge moyen de 1041 ± 21 Ma. Cet âge représente la meilleure estimation pour l'âge du métamorphisme.

L'âge de cristallisation de 1222 Ma est plus jeune que les âges obtenus pour les unités mPccy1 mPccy2 et mPccy3 (échantillons **B**, **C**, **K**, **G**), ce qui suggère que la mangérite de Canyon s'est mise en place en entraînant plusieurs lambeaux de roches plus anciennes. Ceci explique la grande diversité des roches rencontrées dans le Complexe de Canyon.

La leuconorite (11-AM-017A) de la Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet1, échantillon **R**; figure 2; carte hors-texte) a retourné plusieurs zircons transparents à brunâtres, arrondis et équidimensionnels (figure 6j). Les analyses des cœurs des zircons donnent des âges moins précis (figure 6k). Par contre, les surcroissances des zircons à concentration plus haute en uranium ont retourné des analyses qui s'accordent sur la courbe concordia (15 données) avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen de 1051 ± 8 Ma (figure 6l). Plusieurs analyses des cœurs concordent avec cet âge; certaines analyses donnent cependant des âges plus précoces, qui s'étendent jusqu'à 1352 ± 34 Ma (figure 6k). Ces derniers pourraient correspondre à des âges hérités (par ex. la Suite plutonique mafique de De La Blache à 1327 ± 16 Ma). L'âge le plus probable pour la cristallisation ou pour la mise en place de la Suite anorthositique de Tétépisca serait donc 1051 ± 8 Ma (Davis et Dion, 2012b).

Un échantillon de mangérite (11-NT-6038A) (échantillon **S**; figure 2; carte hors-texte) provenant de l'unité mPrew1 de

la Mangérite de Renwick a retourné de nombreux zircons subarrondis très frais et de forme prismatique (figure 7e). Quelques grains montrent une concentration d'inclusions de verre dans la partie centrale, ce qui peut indiquer la présence de noyaux recristallisés (Davis et Dion, 2012a).

Les analyses par LA-ICPMS ont été effectuées sur des grains de zircon entiers et polis. Les deux séries d'analyses montrent des données concordantes avec des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ qui varient de manière continue entre 997 ± 38 Ma et 1402 ± 72 Ma (figure 7f). Un graphique de la densité de probabilité relative de ces âges montre des modes autour de 1060 Ma et 1250 Ma (Davis et Dion, 2012a). En général, les zircons ont un rapport Th/U typiques des zircons d'origine magmatique. Mais certaines analyses avec des âges plus jeunes proviennent des zones recristallisées des zircons. La concentration en uranium est plus grande et les rapports Th/U sont plus bas dans ces zones. Ceci est typique des zircons d'origine métamorphique.

L'âge de cristallisation retenu pour la Mangérite de Renwick correspondrait au plus ancien qui est de 1402 ± 72 Ma. Cette mangérite a subi un métamorphisme vers 997 ± 38 Ma qui a provoqué une recristallisation et une perte partielle de Pb du zircon (Davis et Dion, 2012a).

Isotopes de soufre sur roches totales

Un total de dix échantillons ont été choisis pour une étude isotopique du soufre au laboratoire de l'Université McGill «*McGill Stable Isotope Laboratory*» par Wing *et al.* (2012). Huit de ces échantillons sont des formations de fer silicatées à traces de sulfures et les deux autres sont des paragneiss riches en graphite. Les isotopes de soufre analysés sont ^{33}S , ^{34}S et ^{36}S . Les valeurs isotopiques $\delta^{34}\text{S}$ des paragneiss à graphite et des formations de fer protérozoïques sont positives et s'étendent de 2,9 ‰ à 6,7 ‰ (figure 8). Tous les échantillons analysés montrent des valeurs de $\Delta^{33}\text{S}$ et $\Delta^{36}\text{S}$ proches de zéro, ceci est concordant avec un processus de fractionnement dépendant de la masse du soufre (Wing *et al.*, 2012).

Les rapports $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ des formations de fer et des paragneiss à graphite analysés sont modérément enrichis par rapport à ceux de la composition moyenne de la Terre ($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 2$ ‰) et ont des valeurs de $\Delta^{33}\text{S}$ proche de zéro. La combinaison de ces caractéristiques les associe aux formations de fer protérozoïques et aux shales noirs plutôt qu'aux formations de fer archéennes (Wing *et al.*, 2012).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Nos travaux de terrain ont permis de visiter la plupart des indices minéralisés connus et de mettre à jour de nouveaux indices et cibles d'exploration. Le tableau 1 présente une description sommaire de ces indices. Des informations plus détaillées des minéralisations connues sont présentées

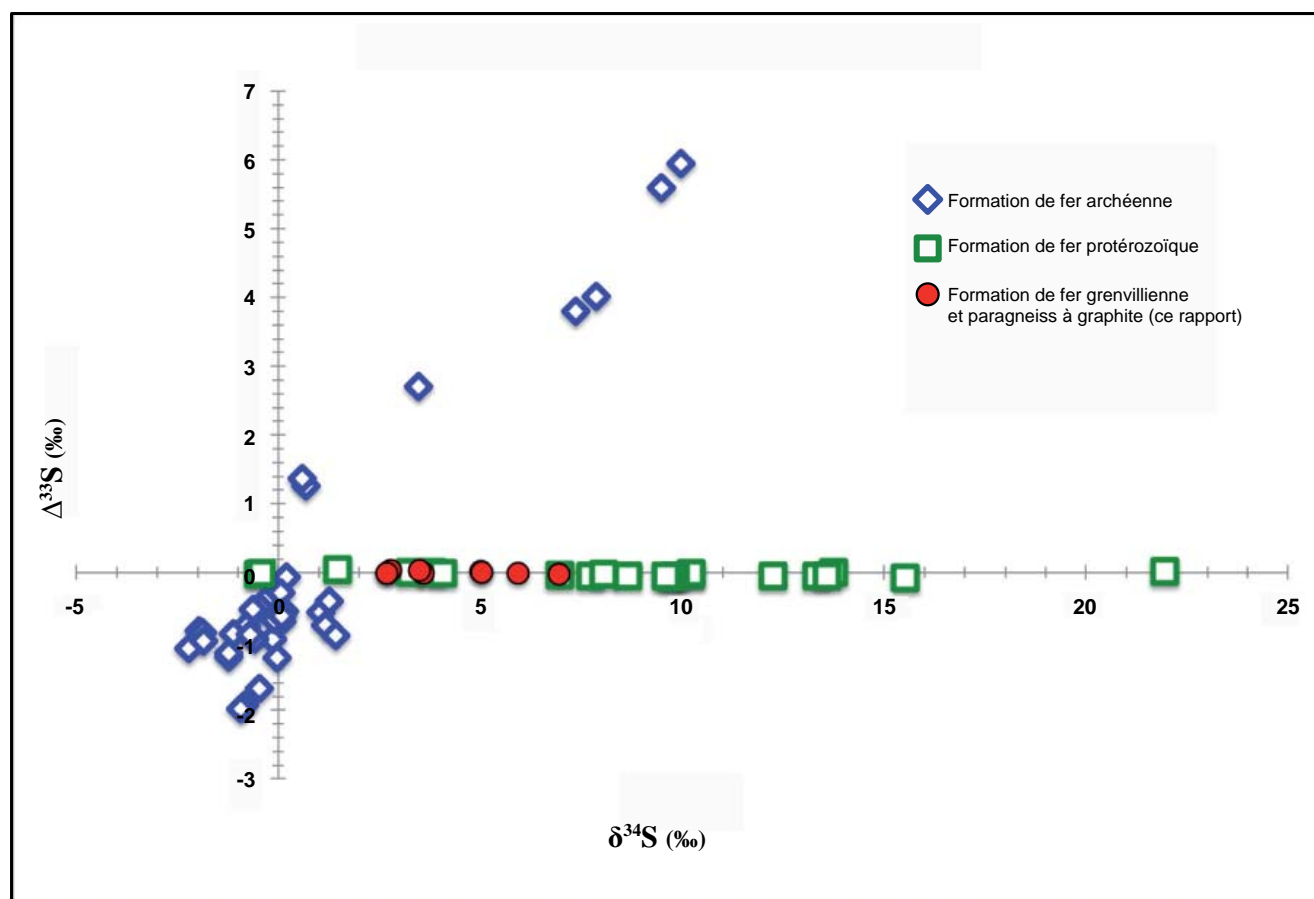


FIGURE 8 - Résultats des analyses des isotopes de soufre des formations de fer de Wabush et des paragneiss à graphite de la Formation de Nault. Comparaison avec les formations de fer archéennes et protérozoïques (Wing *et al.*, 2012) .

dans les fiches de gîtes qui peuvent être consultées à partir de la page Web du MRN : « Produits et services en ligne – Mines », à l'adresse suivante : www.mrnfp.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp. À partir de cette page, ouvrir le produit « E-Sigeom à la carte », puis la section « Gîte », qui vous donne accès à différents outils d'interrogation. Le PRO 2011-06 présente les nouvelles cibles d'exploration des travaux géoscientifiques de 2011 (MRN, 2011).

Indices connus

Formations de fer oxydées

Deux gîtes de fer paléoprotérozoïques sont connus dans la région : Lac Iron et Lac Écho. Ces deux gîtes se situent dans la Formation de Wabush du Groupe de Gagnon. C'est dans cette formation qu'est présentement exploité le fer dans la région de Fermont-Wabush. La granulométrie relativement grossière de cette formation, dû au métamorphisme, lui donne un avantage économique sur des gîtes à grain plus fin comme dans la Formation de Sokoman de la Fosse du Labrador (par ex. : lac de l'Hématite-Nord et lac de l'Hématite-Sud; Clark et Wares, 2004).

Les deux gîtes de fer ont été évalués dans les années 1960 (20,3 millions de tonnes à 36 % de Fe pour le gîte Lac Iron et 40 millions de tonnes à 30 % de Fe pour le Lac Écho, (Ferreira, 1962; Paquet, 1963). Une lame mince polie de la formation de fer oxydée très magnétique, provenant du secteur du gîte Lac Echo, a été examinée. La roche est laminée à l'échelle millimétrique et contient globalement environ 25 % de minéraux opaques sous forme d'oxydes, du quartz en petits grains granoblastiques (50 %), de l'amphibole vert pâle en grains poeciloblastiques et millimétriques (20 %), et de l'épidote en grains poeciloblastiques et submillimétriques (15 %). La texture laminée est due à des variations importantes dans la quantité d'opaques (15 à 70 %). Dans cet échantillon, la magnétite domine largement sur l'hématite, qui représente 1 à 2 % de la roche. Les minéraux d'oxydes sont submillimétriques à millimétriques et forment des grains irréguliers et des agglomérations de grains qui se moulent ou entourent des grains de quartz. L'échantillon ne contient ni graphite et ni sulfures.

Graphite et formations de fer silicatées

La région recèle seize indices répertoriés de graphite localisés dans des roches métasédimentaires d'âge paléoprotérozoïque de la Formation de Nault, du Groupe de Gagnon, tous découverts au début des années 2000 : Lac Guéret (Zone GR), Lac Guéret (Zone GC), Manic-Secteur 3, Manic-TR-04-01, Manic-TR-04-06, Manic (TR-04-07) et Manic-TR-04-72, Capitaine Cosmos (TR-03-01), Capitaine Cosmos (TR-03-08), Guinécourt (TR-03-11), Lac Guinécourt (propriété G3), Graphi-Centre (TR-GR-03-204), Graphi-Ouest (TR-03-13), Graphi-Ouest (TR-03-15), Graphi-Est (TR-03-17) et Graphi-Est (TR03-21). Le lecteur est invité

à se référer au tableau 1 et aux fiches de gîtes (MRN, 2013) pour plus d'informations sur ces indices. Nous décrivons, ci-dessous, la tranchée du Lac Guéret (zone GC) et l'indice Capitaine Cosmos – Tranchée TR-03-02.

Lac Guéret (Zone GC)

L'indice Lac Guéret (Zone GC) (22N03; n° 33; carte hors-texte) comprend quatre lithofaciès principaux : 1) un schiste à graphite-pyrite; 2) une roche grise pyriteuse; 3) une roche mafique; et 4) et une pegmatite granitique. Le schiste à graphite est le lithofaciès le plus abondant, formant des lits épais (métriques à plurimétriques) à grain très fin (presque aphanitique) qui semblent grossièrement boudinés. La roche est caractérisée par une foliation marquée par l'orientation de paillettes microscopiques de graphite; cette foliation est parallèle au rubanement. Des filons millimétriques, parallèles à la foliation, présentent des paillettes de graphite grossières (1 à 2 mm) orientées à grand angle par rapport aux filons. Des lentilles centimétriques de quartz gris translucide sont également observées dans le plan de la foliation; des lisérés formés de paillettes de graphite à grain fin à moyen se présentent en bordure des lentilles et dans leurs prolongements. Les boudins de roche à graphite sont coupés par des veines pluricentimétriques de pyrite, de quartz et de graphite. Ces veines sont généralement orientées à grand angle par rapport au rubanement et semblent être associées à l'événement de boudinage. Les cristaux de pyrite sont idiomorphes et typiquement de 5 cm de largeur; certains cristaux peuvent atteindre 10 cm. Les veines sont bordées par des lisérés de plusieurs centimètres d'épaisseur riches en grosses paillettes de graphite orientées subperpendiculairement à la veine.

La foliation principale dans la roche à graphite est coupée à un angle modéré par un clivage espacé de type crénulation, formant des lithons décimétriques (orientation approximative 345/45NE). Une deuxième génération de veines de graphite et de gros cristaux de pyrite s'est mise en place dans ce clivage. Des lentilles de graphite et de pyrite orientées parallèlement au clivage de crénulation semblent représenter des fentes d'extension.

Au microscope, le schiste à graphite se compose de graphite, de quartz à grain très fin, de mica brun pâle (phlogopite?), de mica blanc à grain très fin (altération de feldspath?), de feldspaths entièrement saussuritisés, et de pyrite à grain fin à submicroscopique (en poussière) disséminée et en intercroissance avec le graphite. Une texture de remplacement du graphite par la pyrite (et la marcasite) est commune. Des poeciloblastes de pyrite sont également présents. Néanmoins, de la pyrite et du graphite microcristallins ont pu coexister dans la roche initialement. Des veinules de quartz-graphite-pyrite d'épaisseur millimétrique à submillimétrique suivent la foliation principale. D'autres veinules suivent une seconde foliation orientée à grand angle par rapport à la première. Un peu de magnétite est présente dans certaines veinules.

TABLEAU 1 - Localisation et caractéristiques des indices connus dans la région cartographiée.

Indice (numéro d'affleurement)	SNRC	UTM (NAD83) Zone19	Unité et roche minéralisée	Minéralisation		Meilleures teneurs
Fer						
Lac Echo (11-TC-5022, 5023) Lac Iron (11-TC-5028, 5102; 11-AK-8077, 8078)	22N03	494696E 5664026N	Formations de fer à magnétite-quartz et magnétite-silicates-quartz (pPwb)	Minéralisation massive et disséminée constituée de magnétite et d'hématite		(1) : Ressources : 40 Mt possibles à 30 % Fe
	22N03	490616E 5663596N	Formations de fer à magnétite-quartz, à spécularite-quartz et à magnétite-silicates-quartz (pPwb)	Minéralisation massive et disséminée composée de magnétite et d'un peu de spécularite		(1) : Ressources : 20 Mt possibles à 36 % Fe (2) : Jusqu'à 42 % Fe
	Fe-Ti magnétique					
Anomalie K16M3 (non visité)	22K16	543046E 5629225N	Anorthosite recristallisée (mPber)	Magnétite titanifère massive (50 à 90 %), localement avec concentration de grenat		(1) : 65 % Fe
Ni-Cu-EGP magnétique						
Lac Paradis 1 (11-TC-4211)	22K15	512663E 5629069N	Intrusion liée (mProu5) : gabbronorite, pyroxénite et péridotite, recoupés par un dyke de pegmatite	Sulfures (PO, CP, PD) disséminés, en filets; amas irréguliers. Sulfures massifs formant une brèche		(2) : 5,26 % Ni, 0,57 % Cu, 0,15 % Co, 2308 ppm Tr (La+Ce+Nd)
Baie du Nickel (11-TC-5016)	22K14	484130E 5645983N	Intrusions mafiques multiples (mProu5) noritiques à gabbronoritiques formant une brèche intrusive	Le dernier magma est le plus minéralisé : jusqu'à 15 % CP+PO en globules plurimillimétriques et en stringers		(1) : 5,53 % Cu, 2,31 % Ni, 0,18 % Co, 190 ppb Au (2) : 0,11 % Cu, 0,16 % Ni, 121 ppb Pt + Pd (1,35 % S(total))
Southwest Island (11-FS-1102)	22N02	503846E 5670424N	Assemblage de roches ultramafiques non métamorphisées (mProu5) constitué d'une zone liée à hornblende-péridotite, de hornblende à grain grossier et d'une zone de mélange de magmas	Sulfures (PO, PY) en veines et en gouttelettes disséminés dans la zone liée et celle de mélange de magmas. Traces de malachite en surface altérée		(1) : 0,17 % Cu, 0,19 % Ni, 138 ppb Pt, 192 ppb Pd (2) : 0,16 % Cu, 0,22 % Ni, 37 ppb Pt, 37 ppb Pd, 31 ppb Au
L85W (non visité)	22K16	543021E 5646338N	Gneiss mafique à plagioclase-hornblende-magnétite-biotite-grenat en bordure de l'Anorthosite de Berté	Minéralisation composée essentiellement de PO. Sulfures disséminés et en veinules		(1) : 0,40 % Ni, 0,25 % Cu, 0,01 % Co, 142 ppb Au
Cu-Ni épigénétique						
Massif du Nord (11-SB-2183)	22K16	551546E 5646157N	Pegmatite granitique injectée dans un paragneiss à biotite-grenat (mPplv2) en bordure de l'Anorthosite de Berté	Horizon de sulfures massifs à PO (75 à 90 %), CP (< 5 %) injecté dans le paragneiss et dans la pegmatite où le contenu en PO décroît rapidement		(1) : 1,30 % Ni, 0,43 % Cu, 0,07 % Co (sur 2,10 m) (2) : > 1 % Ni, 0,12 % Cu, 0,11 % Co, 133 ppb Pd
EM C16 (11-SE-3202)	22K16	548184E 5647000N	Paragneiss à biotite-grenat (mPplv2), localement à graphite en bordure de l'Anorthosite de Berté	Jusqu'à 40 % PO et 1 % CP disséminés dans le paragneiss		(1) : 0,12 % Cu, 0,02 % Ni, 0,06 % Zn (2) : 0,03 % Cu, 0,02 % Ni, 0,03 % Zn
Anomalie EM E2 (11-AM-33)	22K15	518858E 5629024N	Paragneiss à biotite-graphite au sein d'un assemblage de roches volcano-sédimentaires (mPccy2)	Anas de sulfures semi-massifs (25 % PO, 2 à 5 % CP, traces de BN) dans le paragneiss. Traces de PO dans des boudins d'amphibolite		(1) : 0,19 % Cu, 0,09 % Ni, 0,04 % Co; (2) : 0,13 % Cu, 0,096 % Ni, 3,1 ppm Ag, 0,09 % Co
Anomalie EM C2 (non visité)	22K15	514005E 5628636N	Paragneiss à graphite (mPplv2)	PO disséminée (30 %) dans un paragneiss graphiteux		(1) : 0,15 % Cu, 0,023 % Ni, 5,6 ppm Ag, 624 ppm Zn
Télépisca (11-TC-5114)	22K14	474780E 5649441N	Zone de cisaillement (4 x 1 m) dans une leuconorite recristallisée (mPtet1)	Sulfures (PO, PY, CP) associés aux concentrations de BO dans la leuconorite. En grains disséminés et poches centimétriques irrégulières		(1) : 0,7 % Cu, 0, 27 % Ni (2) : 0,14 % Cu, 0,052 % Ni, 6,9 ppb Pt + Pd

(1) : Résultats des travaux antérieurs; (2) : Résultats provenant de nouvelles analyses effectuées dans le cadre de ce projet. QZ = quartz; FP = feldspath; BO = biotite; GP = pyrrhotite; PY = pyrite; PD = pentlandite; BN = bornite; PS = pyrolusite; VO = violarite; MG = magnétite; IM = ilménite.
Des données plus complètes sont disponibles dans « E-Sigéom à la carte », section « Gîte » (www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp).

TABLEAU 1 (SUITE) - Localisation et caractéristiques des indices connus dans la région cartographiée.

Indice (numéro d'affleurement)	SNRC	UTM (NAD83) Zone19	Unité et roche minéralisée	Cu-Ni épigénétique	Minéralisation	Meilleures teneurs
Cu-Ni épigénétique						
Anomalie K15L2 (non visité)	22K15	529197E 5632575N	Paragneiss migmatitisé (mPpIv2) bordant l'Aorthosite de Berté en alternance avec pegmatite, gneiss quartzo-feldspathique et gneiss à hornblende	Paragneiss migmatitisé (mPpIv2) bordant l'Aorthosite de Berté en alternance avec pegmatite, gneiss quartzo-feldspathique et gneiss à hornblende	Minéralisation en CP, PY, PO, nickélifère, MG, PS et GP dans les gneiss à QZ-FP. La minéralisation PO-CP est disséminée dans la migmattite et en remplissage de fractures dans les gneiss	(1) : 0,2 et 0,5 % Cu
EM C11 (non visité)	22K16	549389E 5646942N	Paragneiss à quartz-plagioclase-grenat-graphite (mPpIv2) en bordure de l'Aorthosite de Berté	Paragneiss à quartz-plagioclase-grenat-graphite (mPpIv2) en bordure de l'Aorthosite de Berté	Jusqu'à 5 % PO, 1 % CP et 1 % PY	(1) : 0,11 % Cu
Fuchsia (non visité)	22K16	538228E 5644215N	Gneiss granulitique bréchique à porphyroclastes de grenat-pyrrothite (mPpIv2) en bordure de l'Aorthosite de Berté	Gneiss granulitique bréchique à porphyroclastes de grenat-pyrrothite (mPpIv2) en bordure de l'Aorthosite de Berté	Sulfures en réseaux dans les gneiss granulitiques à GR (1 %), PO (20 %), VO (5 %), CP (3 %) et PD (1 %)	(1) : 1,1 % Ni, 0,37 % Cu et 0,05 % Co sur 0,62 m
L16S (non visité)	22K16	553857E 5643818N	Paragneiss à graphite-grenat (mPpIv2) à texture bréchique en bordure de l'Aorthosite de Berté	Paragneiss à graphite-grenat (mPpIv2) à texture bréchique en bordure de l'Aorthosite de Berté	Sulfures (PO < 15 %, CP en traces) en réseaux, veines qui recoupent le paragneiss	(1) : 0,28 % Ni, 0,28 % Cu, 0,02 % Co, 3,5 ppm Ag
L32S à L36S (non visité)	22K16	554542E 5642416N	Paragneiss (mPpIv2), brèche feldspathique et pegmatite en bordure de l'Aorthosite de Berté	Paragneiss (mPpIv2), brèche feldspathique et pegmatite en bordure de l'Aorthosite de Berté	Sulfures disséminés à semi-massifs, matriciels ou formant des réseaux dans le paragneiss	(1) : 0,71 % Ni, 0,23 % Cu, 0,07 % Co (éch. choisi; indice L32S)
Graphite						
Lac Guinécourt (propriété G3) (11-SE-3085)	22K14	486252E 5645282N	Paragneiss à biotite-grenat-graphite (pPnt1)	Paragneiss à biotite-grenat-graphite (pPnt1)	Niveau graphiteux à 30 % GP en grains plurimillimétriques d'environ 150 m de long sur 20 m de large. Niveaux centimétriques boudinés à 70 % GP en flocons centimétriques	(1) : 55,87 % C(total) (propriété G3)
Capitaine Cosmos (11-TC-5081, 5082A1, 5083, 5089A)	22N03	481265E 5654340N	Niveaux de schistes à graphite dans un assemblage de métasédiments, de formations de fer silicatées et de roches mafiques à grenat en contact avec un gneiss tonalitique	Niveaux de schistes à graphite dans un assemblage de métasédiments, de formations de fer silicatées et de roches mafiques à grenat en contact avec un gneiss tonalitique	GP disséminé dans le paragneiss, localement dans les formations de fer. Niveaux plurimétriques de schistes à GP-PY contenant jusqu'à 70 % GP.	(1) : Jusqu'à 34,1 % Ctotal sur 1 m (Tranchée 1339-TR-03-01) 0,8 g/t Au (éch. choisi 106127) (2) : 33,53 % C(total)
Graphi-Ouest, Graphi-Est, Graphi-Centre, Guinécourt 22K14 - non visités			Niveaux de schistes à graphite (jusqu'à 80 %) ± grenat ± sulfures, interités avec des paragneiss à biotite-grenat ± amphibole ± chlorite (pPnt1)	Niveaux de schistes à graphite (jusqu'à 80 %) ± grenat ± sulfures, interités avec des paragneiss à biotite-grenat ± amphibole ± chlorite (pPnt1)		(1) : Jusqu'à 35,1 % C(total) sur 5 m (Tranchée TR-GR-03-204)
Lac Guéret (Zone GC) (11-TC-5021)	22N03	495554E 5663502N	Niveaux de schistes à graphite-biotite-quartz dans un paragneiss (pPnt2)	Niveaux de schistes à graphite-biotite-quartz dans un paragneiss (pPnt2)	Trois types de graphite : microcristallin, microcristallin et en veine. Jusqu'à 90 % GP	(1) : 2,15 % à 43,96 % C(total) (2) : 35,45 % Ctotal, 1515 ppm V
Lac Guéret (Zone GR), Manic (5 indices) 22N03 - non visités			Niveaux de schistes à graphite (jusqu'à 60 %) ± sulfures (pPnt2), interités avec des paragneiss à biotite ± grenat ± amphibole ± kyanite (pPnt1), des quartzites (pPwp) et des marbres (pPd)	Niveaux de schistes à graphite (jusqu'à 60 %) ± sulfures (pPnt2), interités avec des paragneiss à biotite ± grenat ± amphibole ± kyanite (pPnt1), des quartzites (pPwp) et des marbres (pPd)		(1) : Jusqu'à 60 % de graphite

(1) : Résultats des travaux antérieurs; (2) : Résultats provenant de nouvelles analyses effectuées dans le cadre de ce projet. QZ = quartz; FP = feldspath; BO = biotite; GP = graphite; PO = pyrrhotite; PY = pyrite; PD = pentlandite; BN = bornite; PS = pyrolusite; VO = violarite; MG = magnétite; IM = ilménite.
Des données plus complètes sont disponibles dans « E-Sigcom à la carte », section « Gîte » (www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp).

Le rubanement est souligné par des bandes de 10 à 30 cm d'épaisseur de roche grise rouillée contenant 5 à 10 % de sulfures à grain fin (<2 mm) disséminés assez uniformément. La foliation de la roche suit les contours des boudins du schiste à graphite adjacent. Les niveaux sont plissés isoclinalement. En lame mince polie, la roche à grain fin à moyen se compose de poeciloblastes de plagioclase fortement saussuritisé, de quartz, de mica brun pâle (phlogopite?), de clinopyroxène, de titanite, d'apatite, de pyrite-marcasite (5 %) à texture colloforme en remplacement de la pyrrhotite précoce, de pyrrhotite (4 %) et de graphite (1 %). Sur l'affleurement, des variations dans le pourcentage de graphite (jusqu'à 5 %) produisent localement un rubanement centimétrique sur cette roche.

L'aspect concordant de ces niveaux sulfurés et leur minéralogie suggèrent qu'il s'agit d'une roche métasédimentaire calco-silicatée. L'analyse de cette roche a donné des valeurs anormales en V (935 ppm), Zn (609 ppm), Cu (307 ppm), Ni (249 ppm), As (31 ppm) et en terres rares légères et intermédiaires (110 ppm).

Des bandes de 3 cm à 30 cm d'épaisseur de gabbro grenatifère à grain fin à moyen sont parallèles à la foliation principale. Cette roche est spatialement associée à des niveaux de la roche grise pyriteuse et à des dykes déformés de pegmatite granitique d'épaisseur métrique. L'analyse de cette roche mafique indique qu'elle est ferrière (19,8 % Fe_2O_3 (total), vanadifère (765 ppm) et pauvre en Ni (24 ppm) et en sulfures (0,34 % S).

Capitaine Cosmos – Tranchée TR-03-02

Les indices de graphite présents dans le secteur Capitaine Cosmos (22N03; n°s 23 et 24; carte hors-texte) ont été identifiés dans des schistes graphiteux sulfurés de la Formation de Nault (pPnt1) qui sont associés à un cortège de roches des différents faciès du Complexe de Ulamen. La tranchée TR-03-02 est d'environ 27 m de longueur, perpendiculaire à la gneissosité et orientée à ~100/65S. La séquence observée, du sud vers le nord, est la suivante : 1) formation de fer silicatée et sulfurée avec interlits de quartzite (métachert); 2) roche à quartz et grenat; 3) roche ignée mafique à grain fin; 4) gabbronorite grenatifère à grain moyen et mobilisat pegmatitique blanc discordant *in situ*; 5) roche ignée mafique à grain fin; 6) roche à quartz et grenat; 7) paragneiss à biotite migmatitique; 8) schiste à graphite (35 %) et sulfures (30 % pyrrhotite); 9) roche calco-silicatée; et 10) gneiss variés et pegmatite granitique. À noter, plusieurs de ces sous-unités montrent des plis isoclinaux internes, et la séquence 2 à 6 pourrait représenter un pli isoclinal avec la roche gabbro-noritique dans son cœur.

La formation de fer silicatée et sulfurée (point 1) typique de la Formation de Wabush est rubanée à grains grossiers d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de grenat. Elle contient de la pyrrhotite (10 %), du graphite (1 %) et un peu de quartz.

Le schiste graphitique associé aux formations de fer silicatées est composé de graphite (35 %), pyrrhotite (30 %), quartz (20 %), feldspath-K (sanidine?) (15 %) et biotite (3 %), ainsi que de faibles quantités de grenat, d'épidote et d'ilménite. Le niveau de roche calco-silicatée, au contact avec les gneiss variés (Complexe de Ulamen), est à grain fin à moyen et composé principalement de clinopyroxène, de quartz, de grenat et d'orthopyroxène, avec un peu de biotite et de hornblende; il contient également environ 5 % de pyrrhotite et moins d'un pour cent de magnétite et de graphite. Les gneiss variés sont rubanés et plissés isoclinalement. Ils comprennent des orthogneiss tonalitiques, dont certaines bandes sont légèrement rouillées, des niveaux mélanocrates boudinés, des niveaux de leucosomes à plagioclase, des niveaux granitiques rosés, des gneiss granitiques riches en leucosome et en schlieren à biotite, et des dykes de pegmatite concordants et démembrés. Ces gneiss semblent représenter le substrat des roches métasédimentaires ferrières, graphiteuses et sulfurées.

Compositions minérales

Les principaux minéraux silicatés ont été analysés dans deux échantillons provenant du secteur de l'indice Capitaine Cosmos : l'échantillon 11-TC-5089A (formation de fer silicatée, tranchée TR-03-02) et l'échantillon 11-TC-5082A1 (formation de fer silicatée à olivine, tranchée TR-03-04). Les formules calculées pour les minéraux analysés sont les suivantes :

Dans l'échantillon 11-TC-5082A1 :

Olivine (moyenne de 6 grains analysés) : $(\text{Mg}_{0,11} \text{Fe}_{0,83} \text{Mn}_{0,06})_2 \text{SiO}_4$

Orthopyroxène (moyenne de 4 grains analysés) : $(\text{Mg}_{0,26} \text{Fe}_{0,67} \text{Mn}_{0,07}) \text{SiO}_3$

Dans l'échantillon 11-TC-5089A :

Orthopyroxène (moyenne de 4 grains analysés) : $(\text{Mg}_{0,30} \text{Fe}_{0,62} \text{Mn}_{0,08}) \text{SiO}_3$

Clinopyroxène (moyenne de 3 grains analysés) : $\text{Ca}(\text{Mg}_{0,26} \text{Fe}_{0,67} \text{Mn}_{0,07}) \text{SiO}_3$

Ces derniers résultats indiquent les compositions ferrières de l'olivine, de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. L'olivine est le minéral le plus ferrière et correspond à la variété « ferrohortonolite ». L'orthopyroxène est le moins ferrière et correspond à la variété « eulite ». Le rapport Fe/Mg entre l'olivine et l'orthopyroxène est très différent. La composition du clinopyroxène correspond à celle de la ferroaugite. Nous avons également analysé le grenat (3 grains) dans l'échantillon 11-TC-5089A. Toutefois, on remarque que la valeur moyenne du rapport atomique $\text{Fe}(\text{total})/(\text{Fe}(\text{total}) + \text{Mg})$ dans le grenat est de 0,89 et que la teneur moyenne en Mn est de 8,09 % poids. La composition du grenat est probablement intermédiaire entre les compositions de l'andradite (grenat ferrière) et de la spessartine (grenat manganésifère).

Interprétations

Les observations de terrain et pétrographiques suggèrent que le schiste à graphite a pour protholite un sédiment riche en matière organique et en soufre. Ce matériel aurait recristallisé au stade diagénétique puis au stade métamorphique pour former une roche initialement microcristalline, très finement grenue, contenant une abondance de graphite et de pyrite. Pendant la déformation régionale et le métamorphisme élevé, deux clivages se sont formés successivement. À la suite d'injections de fluides, le schiste à graphite aurait été recristallisé le long de ces deux plans de foliation pour produire des paillettes de graphite relativement grossières. La recristallisation du graphite et de la pyrite le long des plans de la foliation principale aurait été accompagnée de l'injection des lentilles de quartz dans ces plans. Le boudinage des lits de schiste graphiteux peut expliquer l'injection des veines de quartz-pyrite accompagnée de la formation de grosses paillettes de graphite dans les murs de ces veines. Les fluides auraient facilité le remplacement partiel des paillettes de graphite par la pyrite. Un autre épisode de recristallisation du graphite et d'injection de fluides s'est produit à la suite d'un événement de plissement ouvert associé au développement d'un clivage espacé de type crénulation. Des veines de pyrite et de graphite en grosses paillettes se sont mises en place dans les plans de ce clivage. Ainsi, ces différentes textures de recristallisation du graphite et de la pyrite seraient toutes reliées à l'aplatissement tectonique et au plissement isoclinal des strates, accompagnés du boudinage et de l'injection de fluides, suivis d'un autre épisode de déformation de plissement ouvert accompagné d'injection de fluides. La présence de dykes de pegmatite déformés pourrait être reliée à cette activité hydrothermale. La largeur hectométrique et la concentration élevée en graphite de l'indice Lac Guéret (Zone GC) (35,45 % C(total)) sont des facteurs positifs pour le potentiel économique de la zone. Toutefois, la granulométrie très fine de la majeure partie du graphite, associée de surcroît à de la pyrite, rend le minéral moins attrayant pour une exploitation éventuelle.

Cu-Ni-EGP magmatique

La région contient quatre indices connus de Cu-Ni-EGP d'origine magmatique ou majoritairement magmatique : Baie du Nickel, Southwest Island, Lac Paradis 1 et L85W. Les trois premiers indices sont situés dans des intrusions mésoprotérozoïques de la Suite de Touloustouc (mPto5). L'indice L85W (qui n'a pas été visité) a été identifié dans des paragneiss du Complexe de la Plus-Value (mPplv2), en bordure de l'Anorthosite de Berté.

Baie du Nickel

Cet indice (22K14; n° 6; carte hors-texte) est situé dans la zone de bordure d'un assemblage de roches ignées mafiques formé d'intrusions multiples appartenant à la Suite intrusive

de Touloustouc, intrusive dans des paragneiss de la Formation de Nault. La roche est composée principalement de gabbro-norite à texture coronitique, non minéralisée. L'intérêt économique de ce secteur est associé à la présence d'une brèche intrusive de bordure. La norite et le gabbro-norite qui la composent, contiennent des fragments mafiques à grain très fin de norite et de pyroxénite. La plupart des sulfures se trouvent dans la dernière phase injectée, de composition noritique et localisée principalement près du contact externe de l'intrusion; les fragments dans la norite sont également minéralisés. Les sulfures présents dans la norite et le gabbro-norite de bordure sont à grain fin et disséminés ou en filets, ou en amas globulaires de 2 à 10 mm de diamètre. La teneur en sulfures atteint 15 %. Ces sulfures sont interprétés comme étant d'origine syngénétique. Plusieurs fractures dans la zone marginale contiennent des filons de largeur plurimillimétrique de sulfures remobilisés (épigénétiques).

Trois échantillons minéralisés ont été analysés par le MRN. Le meilleur résultat a donné des teneurs de 0,16 % Ni, 0,11 % Cu, 67 ppb Pd, 11 ppb Pt, 7 ppb Au et 1,35 % S. Cette analyse, lorsque recalculée à 100 % de sulfures (Naldrett, 1981), donne 4,49 % Ni, 2,62 % Cu, 1894 ppb Pd, 312 ppb Pt et 185 ppb Au. Ce qui indique que ces sulfures sont enrichis en métaux usuels et précieux et surtout en Pd.

Southwest Island

La minéralisation sulfurée de cet indice (22N02; n° 7; carte hors-texte) est contenue dans un assemblage de roches ultramafiques de la Suite intrusive de Touloustouc constitué : 1) d'une zone litée décimétrique composée de périclase (wherlité en lame mince) et de hornblende à olivine; 2) de hornblende à olivine; et 3) d'une zone de mélange de magmas mafiques. Les sulfures se situent principalement dans un niveau d'épaisseur centimétrique à décimétrique en bordure de la zone litée, ainsi que dans la zone de mélange de magmas. Les sulfures (environ 5 %) sont en plages lobées, interstitielles, millimétriques et disséminés, ainsi qu'en veinules. Les sulfures interstitiels, interprétés comme syngénétiques, comprennent la pyrrhotite, la pentlandite (en amas dans la pyrrhotite) et la chalcopryrite. La roche minéralisée contient environ 3 % de magnétite disséminée et en veinules formées pendant la serpentinisation de l'olivine. L'analyse d'un échantillon représentatif de la minéralisation (MRN) a donné 0,22 % Ni, 0,16 % Cu, 37 ppb Pt, 37 ppb Pd, 31 ppb Au et 1,43 % S. Recalculée à 100 % de sulfures (Naldrett, 1981), cette analyse donne 5,86 % Ni, 4,23 % Cu, 981 ppb Pt, 970 ppb Pd et 813 ppb Au. Ce sont donc des sulfures enrichis en métaux usuels et précieux.

Lac Paradis 1

Cet indice (22K15; n° 5; carte hors-texte) est situé dans un corps composé de roches ultramafiques et mafiques de la Suite intrusive de Touloustouc au contact avec un paragneiss du Complexe de la Plus-Value. La disposition

des unités suggère que cet assemblage est le résultat de la différenciation d'un magma mafique. Ainsi, à partir du contact d'un paragneiss qui contient environ 0,5 % de sulfures disséminés, on observe les unités suivantes : 1) gabbro non minéralisé (2 m d'épaisseur); 2) péridotite serpentinisée (6 m) contenant jusqu'à 35 % de sulfures disséminés et en filets; 3) webstérite à plagioclase (5 m) contenant 1 % de sulfures disséminés; et 4) gabbronorite à biotite contenant 0,5 à 3 % de sulfures, coupé par des veines de quartz (>5 m). Les sulfures disséminés et en filets, interprétés comme syngénétiques, comprennent la pyrrhotite, la chalcoppyrite et la pentlandite. Un corps de sulfures semi-massifs à massifs, mesurant 7 m x 1,5 m, recoupe le métagabbronorite de façon discordante. L'intrusion mafique-ultramafique est recoupée par des dykes de pegmatite granitique. L'un de ces dykes, qui est en contact avec les sulfures massifs, est minéralisé en pyrrhotite et chalcoppyrite, formant des amas pluricentimétriques et des veinules. La serpentinisation de la péridotite et la présence de biotite dans la métawebstérite et le métagabbronorite suggèrent l'introduction d'une grande quantité d'eau hydrothermale dans l'intrusion, probablement associée à la mise en place des pegmatites et des veines de quartz. Cette eau hydrothermale serait probablement responsable de la dissolution et du transport des métaux usuels et précieux ainsi que du soufre, lesquels proviendraient des roches ignées sulfurées à proximité, combinés au potassium provenant des magmas felsiques, pour les déposer dans des lieux favorables (sulfures épigénétiques).

L'analyse de six échantillons de roches mafiques et ultramafiques contenant entre 0,85 et 24,9 % S, calculée à 100 % de sulfures (Naldrett, 1981) donne les variations de 4,97 à 8,61 % Ni, 0,69 à 4,09 % Cu, 41 à 152 ppb Pd, 25 à 105 ppb Pt et 24 à 263 ppb Au. Ainsi, la phase sulfurée est modérément à fortement enrichie en métaux usuels, mais faiblement enrichie en métaux précieux.

Discussion

Les indices Baie du Nickel, Lac Paradis 1 et Southwest Island possèdent plusieurs caractéristiques encourageantes pour l'exploration :

1. Les sulfures sont enrichis en Ni, Cu, EGP et Au (analyses recalculées à 100 % de sulfures).
2. Les sulfures sont dans une brèche magmatique dans le cas de Baie du Nickel.
3. Les roches hôtes sont des gabbronorites, en partie.
4. Les corps minéralisés se sont formés à partir d'intrusions multiples de magma.
5. Des globules plurimillimétriques sont présentes dans le cas de Baie du Nickel.
6. Des sulfures en filet (matriciels) sont présents.
7. Des paragneiss siliceux sont présents dans le encaissants.

Les caractéristiques de ces 3 indices témoignent du contexte dynamique du magmatisme mafique, ce qui a permis un rehaussement des concentrations des métaux dans la phase sulfurée. La présence de sulfures matriciels et en globules suggère que les conditions de mise en place des magmas étaient favorables à une concentration de sulfures, soit au lieu de mise en place finale du magma, plus profondément dans le système magmatique.

Par contre, les indices Baie du Nickel et Lac Paradis 1 semblent être logés dans des intrusions finales, probablement de volume restreint. Ces intrusions ne possèdent pas la forme d'un conduit magmatique (dyke) et n'ont pas de lien apparent avec un conduit. Ceci réduit la probabilité de former des concentrations majeures de sulfures, qui sont favorisées par le passage de grandes quantités de magma mafique. Les sulfures massifs du Lac Paradis 1 semblent être d'origine épigénétique, reliés à la mise en place de pegmatites granitiques; de tels sulfures ont moins de potentiel de former des volumes économiques de sulfures.

Cu-Ni épigénétique

Plusieurs indices de Cu-Ni semblent représenter des minéralisations d'origine épigénétique. Ces minéralisations se seraient formées à partir de fluides hydrothermaux. Ces indices sont associés à des roches d'âge mésoprotérozoïque. Selon leurs caractéristiques communes, ils peuvent être regroupés en trois sous-types :

1) Indices contenant des sulfures, dans des paragneiss graphiteux et localement bréchiques, et/ou dans des pegmatites granitiques bréchiques recoupant ces paragneiss. Les roches encaissantes sont souvent des roches mafiques (exemple : Massif du Nord, L32S à L36S);

2) Indices contenant des sulfures, dans des paragneiss graphiteux et localement bréchiques, plus rarement dans des gneiss granulitiques bréchiques associés à des paragneiss graphiteux, sans la présence (apparemment) de pegmatites granitiques. Les roches encaissantes sont souvent des roches mafiques (exemples : Fuchsia (L137W), K15L2, L16S, EM C11, EM C16, EM E2, EM C2);

3) Indices contenant des sulfures, dans des roches anorthositiques/leuconoritiques injectées de pegmatites granitiques (exemple : Tétépisca).

Nous décrivons ci-dessous quatre indices que nous avons visités et échantillonnés. Le lecteur est invité à se référer au tableau 1 et aux fiches de gîtes (MRN, 2013) pour plus d'informations sur les indices cités précédemment.

Massif du Nord

Cet indice (22K16; n° 10; carte hors-texte) est logé dans un dyke de pegmatite granitique mis en place dans un paragneiss à quartz-feldspath potassique-oligoclase-biotite-grenat-sillimanite-graphite, du Complexe de la Plus-Value (mPplv2) et localisé près de la bordure de l'Anorthosite de Berté. Ce paragneiss contient environ 2 % de pyrrhotite,

1 % de pyrite, 1 % de magnétite et 1 % de graphite. La pegmatite minéralisée est composée de quartz, de perthite, de plagioclase et d'un peu de biotite, ainsi que d'environ 10 % de sulfures. La phase sulfurée dans la pegmatite consiste en pyrrhotite (8 %) et chalcopyrite (2 %) en grains, plurimillimétriques et disséminés ainsi qu'en veinules intergranulaires ou dans les clivages des feldspaths. Un horizon de sulfures massifs (75 % de sulfures et 25 % de minéraux silicatés) de 2 mètres d'épaisseur minimale est situé entre le paragneiss, silicifié et carbonaté, et le contact de la pegmatite. La phase sulfurée comprend de la pyrrhotite (97 % des minéraux opaques dans l'échantillon étudié), de la bravoïte (2 %, en remplacement de la pentlandite), de la chalcopyrite (1 %) et des traces de magnétite. La pyrrhotite montre une texture d'exsolution spectaculaire consistant en plusieurs générations de lentilles et de lamelles effilochées, courbées et « kinkées » de pyrrhotite dans une matrice de pyrrhotite. Cette masse de sulfures contient également des grains de quartz, de feldspath, de grenat fracturé et de biotite. La texture en exsolution observée dans la pyrrhotite se serait formée très tardivement par rapport à la déformation régionale. L'analyse d'un échantillon provenant d'une tranchée a donné 1,30 % Ni et 0,43 % Cu sur 2,1 m (Bissonnette, 1997). L'analyse d'un échantillon choisi (MRN) a donné des teneurs de : > 1 % Ni, 0,12 % Cu, 0,11 % Co, 133 ppb Pd, 1,7 ppb Pt, 3 ppb Au et 34,6 % S. Ainsi, ces sulfures sont très enrichis en Ni par rapport au Cu, mais sont pauvres en métaux précieux.

Tétépisca

Cet indice (22K14; n° 14; carte hors-texte) est associé à une petite zone de rouille de 4 m x 1 m, située dans une leuconorite/anorthosite très fortement recristallisée près de la limite nord-est de la Suite anorthositique de Tétépisca. À proximité de la zone rouillée, la leuconorite est injectée de dykes décimétriques à plurimétriques de pegmatite granitique foliée; les plus petits dykes se sont mis en place dans de minces cisaillements actifs. Les sulfures sont à grain fin et se trouvent dans des fractures et des cisaillements coupant la leuconorite. Les sulfures comprennent la pyrite, qui est la plus abondante, la chalcopyrite et la pyrrhotite, sous forme de grains disséminés ou de poches centimétriques. La roche altérée contenant les sulfures est composée de proportions variables des minéraux suivants : quartz, plagioclase (An₅₀), hornblende, biotite, grenat, amphibole incolore, apatite, saussurite et chlorite. L'ilménite et la magnétite sont également présentes. L'analyse d'un échantillon choisi (MRN) a donné des teneurs de 0,14 % Cu, 0,052 % Ni et 6,9 ppb Pt + Pd et 3,39 % S. La meilleure analyse provenant de la prospection a donné des valeurs de 0,71 % Cu et 0,27 % Ni (Roy et Pare, 2004).

EM C16

L'examen d'un échantillon choisi provenant de l'indice EM C16 (22K16; n° 11; carte hors-texte) indique que le paragneiss minéralisé de l'unité mPplv2, du Complexe de la Plus-Value, est composé de quartz, plagioclase, feldspath potassique, grenat et chlorite (altération de la biotite), ainsi que de 15 % de pyrrhotite et 5 % de graphite. Le protolithe était probablement un sédiment grés-argileux à contenu élevé en matière organique. La texture de la roche est entièrement recristallisée. Les paillettes de graphite sont majoritairement parallèles à la foliation, mais quelques-unes sont à angle par rapport à celle-ci ou sont plissées. Ainsi, la majorité du graphite aurait cristallisé pendant le métamorphisme, tandis qu'une partie aurait été affectée par des événements ultérieurs. Les sulfures englobent des enclaves millimétriques de quartz granoblastique à contacts intergranulaires suturés. Les sulfures se sont probablement mis en place ou auraient été remobilisés tardivement par rapport au métamorphisme. L'analyse d'un échantillon choisi (MRN) a donné 0,03 % Cu, 0,02 % Ni, 0,03 % Zn et 12,6 % S.

EM E2

Cet indice (22K15; n° 12; carte hors-texte) a été identifié dans un lambeau de paragneiss à biotite-graphite de l'unité mPccy2 du Complexe de Canyon. Des niveaux de sulfures semi-massifs à massifs d'épaisseur décimétrique sont associés à ce paragneiss. Ce dernier fait partie d'une séquence composée de quartzite, de marbre et de roches mafiques et ultramafiques riches en grenats. Les niveaux riches en sulfures consistent en pyrrhotite (25 %) et chalcopyrite (2 à 5 %; GM 54733); on observe également des veinules riches en chalcopyrite. Les roches mafiques et ultramafiques, sous forme de boudins, contiennent des traces de pyrrhotite. L'analyse d'un échantillon choisi de sulfures massifs (MRN) a donné des teneurs de 0,13 % Cu, 0,10 % Ni, 0,09 % Co, 3,1 ppm Ag et 32,9 % S.

Discussion

La majorité de ces indices se trouvent dans des paragneiss graphiteux, localement bréchiques, associés à des pegmatites granitiques bréchiques minéralisées ou sont à proximité de pegmatites. Les sulfures sont disséminés et semi-massifs à massifs (jusqu'à 75 %); les sulfures massifs sont sous forme d'amas ou de niveaux, ou ils constituent la matrice des brèches ou forment des veinules. Les évidences d'activité hydrothermale associée aux minéralisations sont : 1) la présence de pegmatites en étroite relation avec certaines minéralisations; 2) la présence de sulfures semi-massifs

à massifs dans la matrice de brèches tectoniques; 3) la présence de veinules tardives de sulfures; et 4) la présence locale d'altérations comme la silicification, la chloritisation et la saussuritisation. Nous suggérons que ces indices soient d'origine épigénétique et se sont formés à partir de fluides hydrothermaux provenant probablement de magmas pegmatitiques, même si des pegmatites ne sont pas toujours observées près de certains indices. Dans certains cas, les observations pétrographiques concordent avec une origine tardive pour les sulfures. Les pegmatites minéralisées et les sulfures massifs associés rappellent le style d'une partie de la minéralisation dans l'indice Lac Paradis 1 (décrit ci-dessus). La présence d'une grande quantité de graphite (jusqu'à 15 %) dans les paragneiss témoigne de la richesse du protolithe sédimentaire en matière organique. La composition réductrice des paragneiss à graphite aurait contribué à la précipitation des sulfures. L'interaction des fluides avec des roches ignées mafiques dans les encaissants (ces roches sont abondantes dans les zones de bordure des anorthosites) aurait fourni des métaux aux fluides.

Les minéralisations de Cu-Ni d'origine épigénétique possèdent deux caractéristiques qui sont défavorables à une exploitation économique éventuelle : 1) le volume de sulfures dans ces indices est faible (niveaux décimétriques à métriques); 2) et les sulfures sont généralement pauvres en métaux usuels et précieux. Exceptionnellement, les sulfures massifs de l'indice Massif du Nord contiennent plus de 1 % Ni, mais sont pauvres en Cu et en métaux précieux.

Nouveaux indices et nouvelles cibles

Fe-Ti magmatique

La région contient un indice connu de Fe-Ti d'origine magmatique : l'Anomalie K16M3 dans l'Anorthosite de Berté (22K16; carte hors-texte), qui n'a pas été visité. Le lecteur est invité à se référer au tableau 1 et aux fiches de gîtes (MRN, 2013) pour plus d'informations sur cet indice.

Un nouvel indice de fer, titane et vanadium et une nouvelle cible pour le phosphore et le vanadium ont été découverts durant cette campagne de cartographie.

Arpents 1

L'indice Arpents 1 (22K14; n° 4; carte hors-texte) est située près de la bordure nord-est de la Suite anorthositique de Tétépisca (mPtet1). Il s'agit d'un niveau à oxydes de fer et titane dans un gabbro à clinopyroxène, amphibole et grenat (photo 7, en annexe). Des dykes de pegmatite recoupent l'ensemble. Le niveau minéralisé mesure 4 mètres d'épaisseur, et des amas centimétriques d'oxydes sont également disséminés dans le gabbro. La roche minéralisée contient du grenat, du spinelle vert, de la hornblende, de la phlogopite et 70 % d'oxydes interstitiels aux silicates. Les opaques forment une mosaïque de grains granoblastiques contenant 80 % de magnétite et 20 % d'ilménite. Aucune texture

d'exsolution n'est visible (photo 7, en annexe). L'analyse d'un échantillon choisi a donné des valeurs de 57,6 % Fe_2O_3 (total), 10,2 % TiO_2 et 0,26 % V.

Desile 2

La cible Desile 2 (22K16; n° 39; carte hors-texte) est localisée dans un gabbro-norite coronitique (grenat entourant l'hypersthène) du Complexe de Canyon (mPccy1). La roche est à grain grossier et présente localement un litage compositionnel. La minéralisation est localisée dans des niveaux rouillés de 30 cm à 1 m d'épaisseur (photo 8, en annexe) comprenant environ 20 % d'opaques répartis en 75 % de magnétite et 25 % d'ilménite. Ces oxydes sont granoblastiques et sans texture d'exsolution. Des traces de pyrite et d'hématite ont également été observées (photo 8, en annexe). L'analyse d'un échantillon choisi a donné des valeurs de 17,6 % Fe, 2,7 % Ti, 699 ppm V, 4,98 % P_2O_5 et 609 ppm ETR(total).

Granitoïdes à terres rares

Deux nouveaux indices et deux cibles de terres rares ont été découverts lors de nos travaux de cartographie.

Ernest

L'indice Ernest (22K15; n° 22; carte hors-texte) est un dyke de pegmatite granitique à thorium et terres rares situé dans la zone allochtone. Le dyke a 1 mètre d'épaisseur et s'injecte dans des intrusions de gabbro-norite et de mangérite du Complexe de Canyon (photo 9, en annexe). La pegmatite est hématitisée et chloritisée, et contient des traces de zircon et de magnétite. La minéralisation en terres rares est associée à des grains de monazite millimétriques (1 %) (photo 9, en annexe), des grains d'allanite et des masses brunes. Celles-ci se composent d'un assemblage de pyroxène, thorite (ThSiO_4) et parisite (carbonate de terres rares légères) au centre et d'axinite (silicate de bore) en bordure (minéraux identifiés au microscope à balayage). L'analyse d'un échantillon choisi a donné une valeur de 5539 ppm ETR(total).

Victor

L'indice Victor (22K15; n° 21; carte hors-texte) se situe dans un monzogranite mylonitique injecté dans un gabbro-norite amphibolitisé de la Suite de Louis (photo 10, en annexe). Il s'agit probablement d'un granite d'anatexie contaminé par du matériel de l'encaissant. Il contient du grenat poeciloblastique, de la biotite, de la muscovite et des traces de chlorite, de pyrite et d'ilménite. Les terres rares sont probablement portées par des grains de monazite (1 %) et de zircon. L'analyse d'un échantillon choisi a donné une valeur de 1724 ppm ETR(total).

Françoise Est

La cible Françoise Est (22K15; 526291E, 5631105N) est associée à une pegmatite granitique d'épaisseur métrique qui recoupe un gneiss granitique à biotite-magnétite migmatisé de l'unité mPrew2 (photo 11, en annexe). La pegmatite contient des traces de zircon, de chlorite, de muscovite, de carbonates d'altération, de pyrrhotite et de magnétite. Les terres rares sont localisées dans la monazite et dans un assemblage plurimillimétrique constitué d'axinite de thorite et de synclisite (carbonate de terres rares légères) (photo 11, en annexe). L'analyse d'un échantillon choisi a donné une valeur de 1325 ppm ETR(total).

GiGi

La cible GiGi (22K14; 487560E, 5636083N) est associée à une monzonite quartzifère de l'unité mPccy4, massive à foliée, à grain moyen; cette monzonite est en contact avec un gneiss granitique qui contient des enclaves gabbroïques. La monzonite quartzifère contient de la biotite chloritisée, de la magnétite et des traces de zircon, d'apatite et de pyrite. La minéralisation est portée par des grains bruns jaunâtres d'allanite (1 %) disséminés uniformément. Ces grains, idiomorphes à subidiomorphes, mesurent entre 0,5 et 1 mm, sont localement zonés et contiennent des inclusions opaques. Certains grains sont métamictes. L'analyse d'un échantillon choisi a donné une valeur de 999 ppm ETR(total).

Nouveaux indices divers

Desile 1

L'indice Desile 1 (22N02; n° 9; carte hors-texte) a révélé des teneurs non négligeables en EGP et Au. La minéralisation est située dans un boudin ultramafique de la Suite intrusive de Touloustouc d'un mètre d'épaisseur, encaissée dans un gabbroïte amphibolitisé à grenat de l'unité mPccy1 (photo 12, en annexe). Ce boudin est composé de pyroxénite à grain fin à moyen, foliée et magnétique. La minéralisation est caractérisée par des traces de malachite sur la surface altérée et une dissémination fine (3 à 5 %) de chalcopryrite, pyrrhotite et pyrite (photo 12, en annexe). L'analyse d'un échantillon choisi a donné des valeurs de 0,67 % Cu, 0,05 % Ni, 756 ppb Pt, 1783 ppb Pd et 385 ppb Au et 1,0 % S.

Nitab

L'indice Nitab (22N03; n° 20; carte hors-texte) est associé à un niveau altéré de 5 m d'épaisseur dans un gabbro gneissique de l'unité Aul2 en contact avec un gneiss tonalitique (Aul1). La zone altérée est fortement chloritisée et épidotisée. Elle se serait formée par la circulation de fluide hydrothermal le long d'une faille fragile. La minéralisation consiste en pyrite (25 à 30 %), en graphite disséminé (5 %)

et en traces de pyrrhotite et de chalcopryrite. On trouve également des traces de sulfures dans le gabbro bordant cette zone altérée. L'analyse d'un échantillon riche en sulfures a donné des valeurs de 0,12 % Cu, 0,03 % Ni, 0,06 % Zn, 3,2 ppb Au, 0,15 % C(total) et 17,6 % S.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Ce rapport présente les résultats des travaux de cartographie réalisés à l'été 2011 dans une partie des feuillets SNRC 22N et 22K (SNRC 22K14, 22K15, 22K16, 22N02 et 22N03), dans la partie centrale de la Province de Grenville. Ce projet a permis d'acquérir de nouvelles connaissances géoscientifiques et de déterminer la limite entre le Parautochtone et l'Allochtone. Nos travaux ont aussi permis de reconnaître les unités suivantes : 1) le Complexe de Ulamen; 2) le Groupe de Gagnon; 3) le Complexe de la Plus-Value; 4) la Mangérite de Renwick; 5) la Suite intrusive de Touloustouc; 6) le Complexe de Canyon; 7) la Suite plutonique de Caotibi; 8) la Suite plutonique de Manic 5; 9) la Suite plutonique de Céline; 10) la Suite plutonique des Outardes; 11) la Suite de Louis; 12) la Suite anorthositique de Tétépisca, 13) l'Anorthosite de Berté; 14) la Formation de René-Levasseur; et 15) le Cratère d'impact de Manicouagan.

Toutes ces unités ont généralement une chimie caractéristique, par exemple, les roches archéennes du Complexe de Ulamen. Ce complexe est principalement constitué de tonalite. Ces roches ont une composition géochimique comparable aux TTG observés dans la Province du Supérieur. La plupart des roches intermédiaires de la région sont composées de mangérite et ont une géochimie assez similaire. Les anorthosites de Tétépisca et de Berté, et les anorthosites de la région environnante ont une composition géochimique différente. La majorité des roches mafiques à ultramafiques sont d'affinité tholéitique. La géochimie des formations de fer a permis de documenter les différentes formations du Groupe de Gagnon.

La déformation est une caractéristique importante des roches cartographiées dans la région; sept grands domaines structuraux ont été définis. Plusieurs orogénies successives ont affecté ces domaines, car ils contiennent des roches d'âge archéen et grenvillien. Les anciennes déformations forment une première déformation nommée D1. Nous attribuons donc une déformation D2 à l'orogénèse grenvillienne qui forme le grain structural de la région, caractérisé par une fabrique NE-SW dans la plupart des domaines structuraux. Des plis généralement subsoclineaux à isoclineaux témoignent de la forte déformation associée à cette fabrique.

Les roches intrusives de la région témoignent de l'atteinte de conditions équivalentes au faciès des granulites, notamment par la présence d'orthopyroxène. Un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites complète le portrait régional. Les datations sur les monazites effectuées

par Dunning et Indares (2010) indiquent que le pic du métamorphisme régional se situe entre 1062 et 1001 Ma, ce qui correspond aux dernières étapes de l'orogénie grenvillienne.

La région cartographiée possède un bon potentiel économique, notamment les roches du Groupe de Gagnon, qui contiennent quelques indices connus de graphite et de fer. D'autres indices connus et de nouvelles cibles de Ni-Cu \pm EGP dans des roches mafiques à ultramafiques ont été identifiés. Des indices de Ni-Cu \pm Co sont associés aux anorthosites de la région. Nos travaux ont révélé de nouvelles cibles pour des minéralisations en terres rares dans différentes roches intermédiaires à felsiques de la région.

RÉFÉRENCES

- BEAUMIER, M., 1987 – Géochimie des sédiments de lac, région de la rivière Caniapiscau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-23, 40 cartes.
- BÉRARD, J., 1962 – Étude géologique sommaire le long des lacs Manicouagan et Mouchalagane, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 489, 16 pages.
- BISSONNETTE, F., 1997 – Rapport sur les travaux de sondages, projet Annic 1181 et Annic-Fortin 1181-1. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 55608, 237 pages, 15 plans.
- BOUDREAU, A.E., 1999 – PELE - a version of the MELTS software program for the PC platform. Computers & Geosciences; volume 25, pages 201-203.
- BUCHER, K. – GRAPES, R., 2011 – Petrogenesis of metamorphic rocks, 8th edition. Springer; 428 pages.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two contrasting granite types. Pacific Geology; volume 8, pages 173-174.
- CHEVÉ, S. – BROUILLETTE, P., 1988 – Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville, région du lac Fontisson et de la rivière Goodwood – Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 88-36, 33 pages.
- CLARK, T.H., 1972 – Région de Montréal. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 152, 238 pages.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM-2004-01, 182 pages.
- CLARKE, P.J., 1977 – Région de Gagnon. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 178, 79 pages, 2 cartes.
- CURRIE K.L., 1964 – On the origin of some «recent» craters on the Canadian shield. Meteoritics, volume 2, number 2, pages 93-110.
- CURRIE, K.L., 1972 – Geology and petrology of the Manicouagan resurgent caldera, Québec. Commission géologique du Canada. Bulletin 198, 153 pages.
- DAVID, J., 2005 – Rapport préliminaire sur des travaux de géochronologie U-Pb, année 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 62069, 31 pages.
- DAVID, J., 2006 – Géochronologie d'échantillons provenant de Géologie Québec, année 2005-2006 – Rapport final. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 63236, 12 pages.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2006-04, 22 pages.
- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012 a – Rapport sur les datations ID-TIMS de zircons de roches du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM66443, 41 pages.
- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012b – Datations LA-ICPMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM66575, 49 pages.
- DAVIES, J.F. – WHITEHEAD, R.E., 2006 – Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites. Exploration and Mining Geology; volume 15, pages 75-88.
- DIMROTH, E. – BARAGAR, W.R.A. – BERGERON, R. – JACKSON, G.D., 1970 – The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. In: Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield. (A.J. Baer editor). Geological Survey of Canada; Paper 70-40, pages 45-142.
- DUNNING, G. – INDARES, A., 2010 – New insights on the 1.7-1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan–Baie-Comeau transect. Precambrian Research; volume 180, pages 204-226.
- FAHRIG, W.F., 1976 – Shabogamo Lake map area, Newfoundland-Labrador and Québec (23GE1/2). Geological Survey of Canada, Memoir 354, 56 pages.
- FERREIRA, E.C., 1962, – Assessment record, area 24B, Echo lake. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 13176, 28 pages, 8 cartes.
- FRANCONI, A. – SHARMA, K.N.M. – LAURIN, A.F., 1975 – Région des rivières Betsiamites et Moisie (Grenville 1968-1969). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 162, 149 pages.
- GOBEIL, A., 1997 – Géologie de la région du lac Lacoursière (SNRC 22N/08) Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-03, 14 pages, 1 carte.
- GOBEIL, A. – CLARK, T. – DAVID, J., 1996 – Nouvelles données géochronologiques U-Pb dans le Complexe métamorphique de Manicouagan. Dans : Projet Abitibi-Grenville. LITHOPROBE. Atelier 96. Résumé des présentations, page 14.
- HAMMOND, D.W., 1946 – Geology of the Mouchalagan Lake area, Saguenay county, New Quebec. Master thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 82 pages.
- HODYCH, J.P. – DUNNING, G.R., 1992 – Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? Geology; volume 20, pages 51-54.
- HYNES, A. – INDARES, A. – RIVERS, T. – GOBEIL, A., 2000 – Lithoprobe line 55: integration of out-of phase seismic results with surface structure, metamorphism and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 37, pages 341-358.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 8, pages 523-546.

- INDARES, A. – DUNNING, G.R., 2004 – Crustal architecture above the high-pressure belt of the Grenville Province in the Manicouagan area: new structural, petrologic, and U-Pb age constraints. *Precambrian Research*; volume 130, pages 199-228.
- JORDAN, S.L. – INDARES, A. – DUNNING, G., 2006 – Partial melting of metapelites in the Gagnon terrane below the high-pressure belt in the Manicouagan area (Grenville Province): pressure-temperature and U-Pb age constraints and implications. *Canadian Journal of Earth Science*; volume 43, pages 1309-1329.
- KISH, L., 1962 – Rapport préliminaire sur la région de la rivière Hart-Jaune inférieure. Comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles; RP 486, 12 pages, 1 carte.
- KISH, L., 1963 – Géologie de la région du cours moyen de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP 507, 9 pages, 1 carte.
- KISH, L., 1968 – Région de la rivière Hart-Jaune, comté de Saguenay. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG 132. 104 pages, 1 carte.
- KRANCK, S.H., 1961 – A study of phase equilibria in a metamorphic iron formation. *Journal of Petrology*; volume 2, pages 137-184.
- LAMOTHE, D. – LECLAIR, A. – CHOINIERE, J., 1998 – Géologie de la région du lac Vallard. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 98-13, 32 pages, 1 carte.
- LASALLE, S. – FISHER, C.M. – DUNNING, G. – INDARES, A., 2012 – Distinguishing metapelites from hydrothermally altered metavolcanic rocks in granulite facies belts: a zircon study from the Grenville Province. GAC-MAC Annual meeting, St John's, Abstract volume 35, page 74.
- LOW, A. P., 1897 – Rapport sur des explorations faites dans la péninsule du Labrador le long de la Grande-Rivière de l'Est, des rivières Koksoak, Hamilton, Manicouagan et de parties d'autres rivières en 1892-93-94-95. Rapport de la Commission géologique du Canada; partie 8, 435 pages.
- LYONS E.M., 2005 – Report on trenching & drilling 2003-04 on the GR & GC graphite zones, Technical report, lac Guéret property. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 61963, 281 pages, 6 plans.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MOUKHSIL, A., 1996 – Géochimie, pétrologie structurale et mode de mise en place du pluton de Father, zone volcanique nord, sous-province de l'Abitibi, Canada. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec; 295 pages.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – SIMARD, M. – PERREAULT, S., 2007 – Géologie de la région septentrionale de Baie-Comeau (22F07, 22F08, 22F09, 22F15 et 22F16). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-04, 16 pages, 5 cartes.
- MOUKHSIL, A. – CLARK, T. – HÉBERT, C. – LABBÉ, J-Y., 2009a – Géologie des régions de Baie-Comeau et de Labrieville (22F01, 22F02, 22F03, 22F04, 22F05 et 22F06). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2009-01, 15 pages, 6 cartes.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – GOBEIL, A. – DAVID, J., 2009b – Synthèse géologique de la région de Baie-Comeau (SNRC 22F). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-03, 29 pages, 1 carte à l'échelle 1/250 000.
- MOUKHSIL, A. – LACOSTE, P. – SOLGADI, F. – DAVID, J., 2011 – Géologie de la partie orientale de la région de Baie-Comeau (partie ouest de 22G). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-02, 36 pages, 7 cartes.
- MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – LACOSTE, P. – GAGNON, M. – DAVID, J., 2012 – Géologie de la région du lac du Milieu (SNRC 22O03, 22O04, 22O06, 22J13 et 22J14) Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2012-01, 33 pages, 1 carte.
- MRN, 2013 – Gîte – 22N-K, gisement métallique. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; Produits et services en ligne - Mines, E-Sigéom à la carte, www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp (Système d'information géominère du Québec).
- MRNF, 2011 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale – Travaux géoscientifiques 2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2011- 06, 8 pages.
- MURTAUGH, J.C., 1976 – Manicouagan impact structure. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV 432, 191 pages.
- MURTAUGH, J.C. – CURRIE, K. L., 1969 – Étude préliminaire de la structure de Manicouagan. Ministère des Richesses naturelles, Québec, préparé en collaboration avec la Commission géologique du Canada; RP 583, 11 pages.
- NADEAU, L. – VAN BREEMEN, O., 1994 – Do the 1,45-1,39 Montauban Group and La Bostonais Complex constitute a Grenvillian accreted terrane? *In*: Programme with Abstract. Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada; volume 19, page A81.
- NALDRETT, A.J., 1981 – Platinum-group element deposits. *In*: Platinum-group elements: Mineralogy Geology Recovery (Cabri, L.J. editor). The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 23, 197-231 pages.
- NESBITT, H.W., 2003 – Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *In* Lentz, D.R., ed., *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Consideration to Mineral Deposit-Forming Environments*; Geological Association of Canada; volume 4, pages 39-51.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. US Geological Survey Professional Paper, volume B525, pages 79-84.
- ORPHAL, D.L. – SCHULTZ P.H., 1978 – An alternative model for the Manicouagan impact structure. *Proceedings Lunar and Planetary Science Conference 9th*, pages 2695-2712.
- OWENS, B.E. – DYMEK, R.F., 2001 – Petrogenesis of the Labrieville alkalic anorthosite massif, Grenville Province, Quebec. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 1519-1546.
- OWENS, B.E. – DYMEK, R.F. – TUCKER, R.D. – BRANNON, J.C. – PODOSEK, F.A., 1994 – Age and radiogenic isotope composition of a late- to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec, Lithos; volume 31, pages 189-206.
- PAQUET, R., 1963, – Gisements de fer dans un rayon de 100 milles du lac Mouchalagane. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 13035, 7 pages.

- PEARCE, J.A. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- RIOUX, G., 2008 – Contrôle stratigraphique et qualité minéralurgique des gîtes de graphite des lacs Guéret et Guinecourt, Terrane de Gagnon, Province de Grenville. Thèse de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, 125 pages.
- RIVERS, T. 1980 – Revised stratigraphic nomenclature for Aphebian and other rock units southern Labrador Trough, Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 17, pages 668-670.
- RIVERS, T. – MARTIGNOLE, J. – GOWER, C.F. - DAVIDSON, A., 1989 – New tectonics division of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*; volume 8, pages 63-84.
- ROLLINSON, H., 1993 – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson, Prentice Hall, 352 pages.
- ROY, I. – PARE, P., 2004 – Travaux d'exploration 2003, Projet du lac Guéret sud (1339), région du réservoir Manicouagan. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM60839, 241 pages, 29 cartes.
- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 59, pages 101-118.
- STOREY, C.C. – VOS, M.A., 1981 – Industrial minerals of the Pembroke-Renfrew area; Part I : Marble. Ontario Geological Survey; Mineral Deposits; Circular 21, 129 pages.
- STRECKEISEN A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WING, B. - MOUKHSIL, A. – SOLGADI, F. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I., 2012 – Analyses des isotopes de soufre des échantillons recueillis à l'été 2011 par Géologie Québec lors des projets de cartographie géologique des provinces de Grenville et de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM66574, 14 pages.



PHOTO 1 - Gneiss tonalitique à lambeaux et boudins d'amphibolite. Complexe de Ulamen (Aul1). Affleurement 11-AM-036.



PHOTO 2 - Marbre dolomitique avec niveaux de quartzite. Formation de Duley (pPdl). Affleurement 11-TC-5100.



PHOTO 3 - Rubanement entre roches mafiques et intermédiaires (volcanoclastiques?). Complexe de Canyon (mPccy2). Affleurement 11-AM-033.



PHOTO 4 - Rubanement dans des roches quartzofeldspathiques (méta-volcaniques?). Complexe de Canyon (mPccy3). Affleurement 11-AM-034.



PHOTO 5 - Anorthosite de Berté (mPber) de teinte rosâtre. Affleurement 11-AM-048.



PHOTO 6 - Calcaire fossilifère montrant des gastéropodes. Formation de René-Levasseur (Orfl1). Affleurement 11-AM-133.

ANNEXE – Photographies (suite et fin).

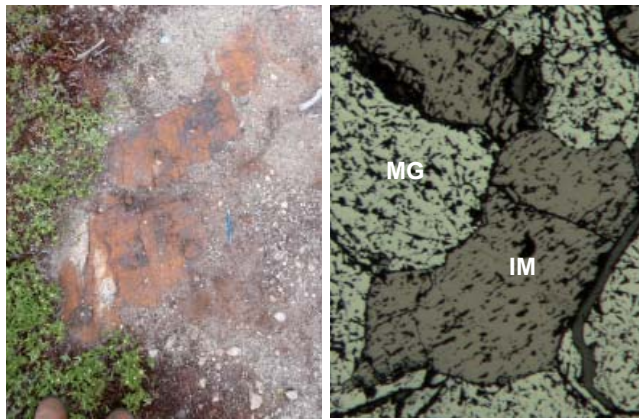


PHOTO 7 - Indice Arpents 1. À gauche : niveau rouillé à magnétite-ilménite dans un gabbro en bordure de la Suite anorthositique de Tétépisca. À droite : ilménite (IM) et magnétite (MG) en grains (lumière réfléchie, x50). Affleurement 11-SB-2027.

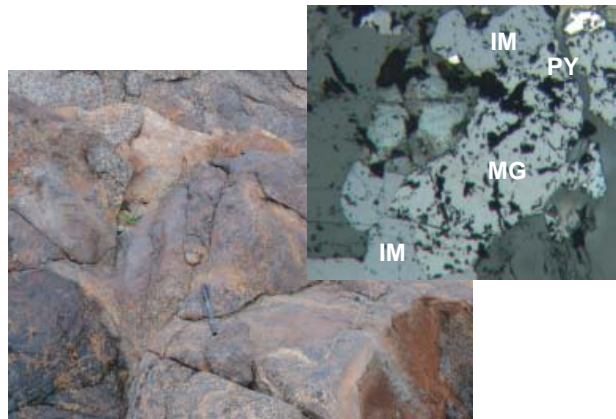


PHOTO 8 - Indice Desile 2. À gauche : zone rouillée à oxydes de fer et titane dans un gabbro à grenat (mPccy1). À droite : grains d'ilménite (IM), de magnétite (MG) et de pyrite (PY) (lumière réfléchie, x50). Affleurement 11-AM-74.



PHOTO 9 - Indice Ernest. À gauche : monzonite quartzifère pegmatitique à terres rares recoupant un gneiss gabbro-noritique. À droite : grains millimétriques de monazite au MEB. Complexe de Canyon. Affleurement 11-FS-1025.



PHOTO 10 - Indice Victor. Monzogranite à terres rares intrusif dans un gabbro-norite (mPlou). Ces deux unités sont recoupées par des dykes de pegmatite. Affleurement 11-TC-5047.

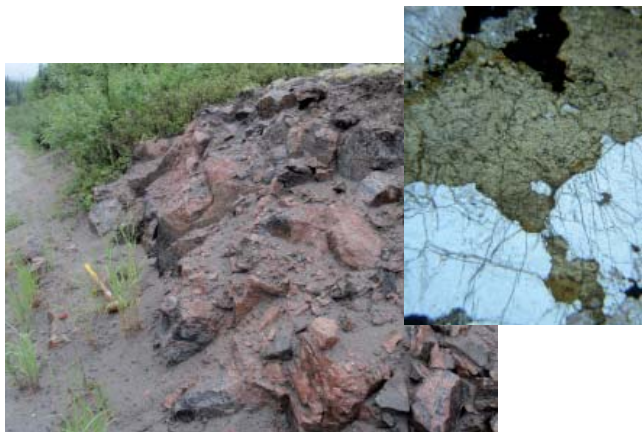


PHOTO 11 - Indice Françoise Est. À gauche : pegmatite granitique hématisée à terres rares recoupant un gneiss granitique (mPrew2). À droite : grain brunâtre avec inclusions de thorite et de synchysite (lumière naturelle, x25). Affleurement 11-AM-60.



PHOTO 12 - Indice Desile 1. À gauche : boudin de pyroxénite (mPtou5) portant la minéralisation en EGP en contact avec le gabbro-norite encaissant (mPccy1). À droite : minéralisation disséminée en chalcopyrite (CP) et pyrite (PY) (lumière réfléchie, x50). Affleurement 11-AK-8047.

Résumé

La région cartographiée constitue la phase 1 d'un projet de cartographie régionale qui vise à acquérir de nouvelles connaissances géologiques et métallogéniques dans le feuillet SNRC 22K et dans la partie sud du feuillet 22N. La région est située sur le territoire de la Côte-Nord, dans le secteur du barrage Daniel-Johnson, et fait partie la Province géologique de Grenville.

La cartographie a été réalisée à l'échelle 1/125 000 et nous a permis de reconnaître plusieurs unités lithologiques. Le Complexe de Ulamen constitue le socle rocheux archéen dans la partie nord de la région (Parautochtone). Ce complexe est formé de tonalite gneissique, de gneiss granitiques et de minces niveaux de gabbro gneissique et migmatitique. Ces gneiss sont associés à une quantité mineure de gabbro verdâtre à grain fin à très fin (métavolcanites ?). Le Parautochtone de la région contient aussi une séquence plus jeune, constituée de marbres dolomitiques à calcitiques et de niveaux quartzeux (métachert?) intercalés de niveaux métriques de quartzite (à clinopyroxène et à grenat datés à 1868 ± 50 Ma), et de niveaux de formations de fer oxydées et silicatées (\pm sulfures). Cet ensemble de roches fait partie du Groupe de Gagnon, qui est l'équivalent des roches paléoproterozoïques de la Fosse du Labrador. Des lambeaux de composition gabbroïque d'âge labradorien ont été cartographiés à l'est des roches archéennes et se trouvent en enclaves dans des mangérites d'âge elsonien. Ces roches intrusives mésoproterozoïques, associées aux granites et aux monzonites, sont également présentes en association avec de rares charnockites. Certaines unités métavolcaniques ont été identifiées et auraient un âge comparable à celui du Groupe de Montauban (1,45 Ga). Une grande partie de ces volcanites se sont probablement formées entre 1300 et 1222 Ma; toutes ces roches font partie du Complexe de Canyon (1222 ± 72 Ma). Le Complexe de la Plus-Value (<1765 à $1487,6$ Ma), composé de métasédiments, est injecté dans sa partie sud par les suites plutoniques felsiques et intermédiaires de Manic 5, de Céline et des Outardes. La Suite plutonique de Manic 5 a été datée à 1065 Ma et les deux autres suites semblent être parmi les plus jeunes de la région, car les roches qui les composent sont peu déformées.

La région contient deux intrusions anorthositiques : l'Anorthosite de Berté et la Suite anorthositique de Tétépisca. La première intrusion est constituée principalement d'anorthosite rose ressemblant à celle de Labrieville (1010 à 1008 Ma). L'Anorthosite de Berté est entourée par la Mangérite de Renwick qui est datée à 1402 ± 72 Ma. La Suite anorthositique de Tétépisca, datée à 1051

± 8 Ma, est composée de leuconorite, d'anorthosite et de rare leucotroctolite. Des suites intrusives mafiques à ultramafiques, la Suite intrusive de Toulmoustou et la Suite de Louis, recoupent une partie des roches de la région.

Quelques roches calcaires, localement riches en fossiles et d'âge ordovicien, ont été cartographiées au sud du cratère d'impact de Manicouagan et seraient l'équivalent des roches de la Plateforme du Saint-Laurent. Les roches les plus jeunes de la région, cartographiées dans le feuillet SNRC 22N02, sont associées à ce cratère (214 ± 1 Ma). Ces roches, essentiellement des monzonites et des latites, se sont formées, au Trias, par des processus de fusion partielle lors de l'impact météoritique.

Un total de 353 analyses lithogéochimiques ont été réalisées sur les différentes unités. Dix analyses d'isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) ont aussi été effectuées. Les résultats des analyses indiquent que les roches felsiques archéennes se sont mises en place dans des environnements d'arc volcanique. Les formations de fer du Groupe de Gagnon se distinguent géochimiquement en deux groupes. L'étude isotopique du soufre de ces formations de fer indique qu'elles sont protérozoïques.

Les anorthosites de Tétépisca et de Berté ont une composition géochimique différente entre elles et avec la plupart des autres anorthosites du Grenville central. La majorité des roches mafiques à ultramafiques de la région sont d'affinité tholéiitique.

Le métamorphisme régional se situe au faciès supérieur des granulites, comme en témoigne la présence de paragneiss migmatitisés à biotite-grenat-sillimanite dans le Complexe de la Plus-Value et dans le Groupe de Gagnon, et d'orthopyroxène associé à des feldspaths perthitiques dans les suites plutoniques de Manic 5, de Céline et dans la Mangérite de Renwick. La région a subi un métamorphisme rétrograde au faciès inférieur des amphibolites, reflété par l'ouraltisation des pyroxènes dans de nombreuses roches intermédiaires à mafiques et par l'association de diopside altéré et de trémolite dans les marbres du Groupe de Gagnon.

Le graphite et le fer constituent une partie importante du potentiel minéral de la région. Plusieurs indices minéralisés identifiés sont associés à des formations de fer silicatées et oxydées. Plusieurs indices minéralisés en Ni-Cu et un indice en éléments du groupe du platine (EGP) dans des unités mafiques à ultramafiques ont été répertoriés. Ce projet a aussi révélé la présence de plusieurs nouveaux indices et cibles pour des minéralisations en terres rares.

