





Révision de la géologie de la région de la rivière Wawagosis (parties des SNRC 32D15 et 32E02)

RP 2014-04

Documents complémentaires / Additional files 
Licence / License



Pierre-Luc Deschênes, Guillaume Allard et Mehdi A. Guemache

Québec 

Révision de la géologie de la région de la rivière Wawagosis (parties des SNRC 32D15 et 32E02)

Pierre-Luc Deschênes, Guillaume Allard et Mehdi A. Guemache

RP 2014-04

Mots-clés : rivière Wawagosis, Zone de cisaillement de Laflamme, Formation de Clermont-Disson, Pluton de Mistauac, Formation de la Rivière Octave

Résumé

Ce rapport présente une mise à jour de la géologie du socle rocheux dans la région de la rivière Wawagosis, à partir d'une campagne de forage de type Sonic effectuée durant l'hiver 2012. Ces travaux ont permis de pallier la rareté d'affleurements tribulaire de l'importante couverture de dépôts glaciolacustres. Le secteur à l'étude est situé à environ 45 kilomètres au nord-est de la ville de La Sarre.

Les objectifs de ce rapport sont : 1) de documenter la géologie du roc sous la couverture de sédiments quaternaires; 2) d'effectuer une mise à jour des cartes géologiques du secteur; et 3) d'évaluer le potentiel minéral et d'identifier des contextes géologiques favorables à la découverte de nouveaux gîtes minéraux.

Les roches de la région de la rivière Wawagosis datent de l'Archéen et se composent de séquences volcaniques et sédimentaires injectées d'unités intrusives tardives. Les roches volcaniques mafiques de la Formation de Valrennes ($<2728 \pm 0,9$ Ma), du Groupe de Normétal ($2728 \pm 3/-2$ Ma), de la Formation de la Rivière Octave ($2726,3 \pm 2,4$ Ma) et du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (2721 ± 1 Ma), représentent les plus vieilles roches du secteur d'étude. Au sud, on retrouve la Formation de Clermont-Disson, essentiellement composée de roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Cette formation est recouverte en discontinuité au sud par les roches métasédimentaires du Groupe de Chicobi ($<2698 \pm 2$ Ma) et au nord par la Formation de Glandelet ($<2695 \pm 1$ Ma). Plusieurs unités plutoniques importantes ont été mieux définies lors de nos travaux.

La déformation régionale (S2) présente généralement une orientation ESE-WNW avec un fort pendage vers le sud. Trois plis majeurs sont présents : le Synclinal de Mistauac, le Synclinal du Lac de la Perdrix et le Synclinal de Clermont-Disson.

La région renferme plusieurs zones de cisaillement importantes. Les zones de cisaillement de Laflamme-Sud-2, Laflamme-Centre-1, Laflamme-Centre-2 et Laflamme-Nord se retrouvent à l'intérieur d'un corridor E-W et marquent la limite entre les grands ensembles volcano-sédimentaires du secteur. La Zone de cisaillement de Disson comprend trois cisaillements parallèles d'orientation NE-SW. Les zones de cisaillement de Clermont et de Laberge ont été identifiées à l'intérieur de la Formation de Clermont-Disson. Dans la partie sud, la Zone de déformation de Chicobi-Nord met en contact les roches sédimentaires du Groupe de Chicobi et les roches volcaniques de la Formation de la Rivière Octave.

Le métamorphisme régional se situe au faciès des schistes verts, mais atteint localement le faciès amphibolite en bordure des plutons.

Nos travaux ont permis de caractériser quatre principaux types de minéralisations : 1) minéralisations aurifères filoniennes; 2) minéralisations aurifères disséminées; 3) minéralisations filoniennes d'Ag-Zn-Pb; et 4) minéralisations volcanogènes de Zn.

Les minéralisations aurifères filoniennes sont les plus abondantes. Elles sont principalement associées à des zones de cisaillement.

INTRODUCTION

Ce rapport présente une mise à jour de la géologie du socle rocheux de la région de la rivière Wawagosic à partir d'une campagne de forage de type Sonic effectuée durant l'hiver 2011-2012. Ces travaux ont permis de pallier la rareté d'affleurements tribulaire de l'importante couverture de dépôts glaciolacustres.

Les objectifs de ce projet sont : 1) de documenter la géologie du roc sous la couverture de sédiments quaternaires; 2) d'effectuer une mise à jour des cartes géologiques du secteur; et 3) d'évaluer le potentiel minéral et d'identifier les contextes géologiques favorables à la découverte de nouveaux gîtes minéraux.

Localisation et accès

La région à l'étude couvre une partie des feuillets SNRC 32D15 et 32E02 et est comprise entre les longitudes 78°30'W et 78°60'W, et les latitudes 48°53'N et 49°15'N.

Ce secteur est situé à environ 45 kilomètres au nord-est de la ville de La Sarre (figure 1). Il est accessible par la route 111 depuis La Sarre en direction d'Amos, puis à la hauteur de Authier, en prenant la route d'Authier Nord-Joutel. Plusieurs routes secondaires et chemins forestiers de part et d'autre de la route principale permettent d'accéder à l'ensemble du secteur, sauf la partie centre près du lac Patrie, qui demeure encore inaccessible.

Méthodologie

La principale difficulté pour la compréhension de la géologie de ce secteur de l'Abitibi est la présence relativement continue de dépôts meubles qui recouvrent la région. Cette couverture a une épaisseur moyenne de 21 m et atteint localement plus de 80 m. Les principaux travaux d'exploration du secteur d'étude sont localisés près de la propriété Ligneris (indice Vior) ainsi qu'en périphérie du Pluton de Mistauac. À l'exception de ces zones, la région a fait l'objet de très peu de travaux. Afin de pallier le manque d'informations sur la géologie du secteur, le Ministère a procédé à une série de forages verticaux de type Sonic afin d'échantillonner les sédiments quaternaires, principalement du till, et le socle rocheux. Le présent rapport intègre à la compilation des données géologiques, la description des échantillons de roches prélevés par forage, la description de quelques affleurements visités ainsi que les affleurements et forages de compilation du Système d'information géominère (SIGÉOM). Les données sur les dépôts meubles seront traitées dans une prochaine publication sur le cadre lithostratigraphique régional des formations quaternaires.

Le présent projet fut divisé en deux phases : 1) une phase de forages; et 2) une phase de visite d'affleurements. La phase de forages a débuté à la mi-janvier pour se terminer au début du mois de mars. Au total, 55 forages furent réalisés

avec une récupération de 3 à 5 m de carottes pour chaque forage. Le choix des sites de forage fut déterminé à partir de plusieurs critères et restrictions : 1) les chemins d'accès; 2) les cartes géophysiques (CGC *et al.*, 2009a, 2009b; Keating et D'Amours, 2010; D'Amours et St-Hilaire, 2010); 3) les informations géologiques disponibles (affleurements et forages); et 4) la présence d'indices minéralisés. L'espacement moyen entre les forages est de 3 kilomètres. Les carottes de forage de type « PQ » ont permis d'identifier et de décrire en détail les lithologies rencontrées ainsi qu'une prise de mesures structurales et de données de susceptibilité magnétique. Un total de 112 nouveaux affleurements ont été décrits et échantillonnés durant ces travaux.

La carte géologique simplifiée du rapport (figure 2) est le résultat de la compilation des forages effectués, des affleurements visités et des données géologiques et géophysiques de la base de données du SIGÉOM. Une grande partie des contacts géologiques et des grandes structures a été interprétée à partir du levé électromagnétique aérien Mégatém II (CGC *et al.*, 2009a, 2009b), du levé magnétique aéroporté (D'Amours et St-Hilaire, 2010) et des cartes géophysiques inédites fournies par Isabelle D'Amours et réalisées à partir du traitement des données de Keating et D'Amours (2010). Au total, 112 analyses géochimiques ont été réalisées, dont 33 pour évaluer le potentiel économique; 84 analyses proviennent des forages et 28 des affleurements.

Toutes ces données géologiques sont disponibles dans le *E-Sigeom à la carte*. La description des carottes de forages se trouve dans la rubrique « affleurement de géofiche » et dans les géofiches où le « milieu » identifié est « carotte ».

Travaux antérieurs

En 1918, Tanton réalise l'une des premières cartes géologiques de la région. Elle présente notamment la géologie régionale des bassins de la rivière Harricana et de la rivière Turgeon. Par la suite, Backman (1934) publie une carte géologique plus détaillée du secteur de Macamic, à l'échelle 1/63 360. En 1943, la Commission géologique du Canada (CGC) complète une synthèse régionale de tout le secteur d'étude, à l'échelle de 1/760 320. Ces travaux différencient les roches intrusives, les roches volcaniques et les roches sédimentaires. Par la suite, une compilation des travaux d'exploration du secteur de la rivière Turgeon et du lac Matagami, réalisée par Remick (1964), distingue les différentes roches intrusives et volcaniques. En 1978, Chauvin et La Salle effectuent une reconnaissance en forage de la stratigraphie quaternaire et du soubassement rocheux. Par la suite, Hocq (1981, 1982, 1983) présente une cartographie systématique des affleurements du secteur, incluant un cadre stratigraphique, qui sera révisé dans les compilations de Beausoleil (2010) et Beausoleil *et al.* (2010).

En 1979, Keating réalise une compilation d'anomalies électromagnétiques de type INPUT. En 2010, Keating *et al.* produisent une compilation des données aéromagnétiques à haute résolution de l'Abitibi. Les données utilisées

proviennent de levés électromagnétiques ou magnétiques aéroportés effectués par la Commission géologique de l'Ontario (OGS) et la Commission géologique du Canada (CGC). La même année, Keating et D'Amours (2010) rééditent l'ensemble des données numériques des levés aéroportés de l'Abitibi en format Geosoft. À la fin des années 2000, le Ministère et la Commission géologique du Canada réalisent les derniers levés géophysiques dans cette région (levé magnétique aéroporté dans les secteurs de Villebois et Senneterre; D'Amours et St-Hilaire, 2010).

Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement participé aux différentes étapes du projet. Nous tenons à remercier le personnel de la compagnie IOS Services Géoscientifiques et de la compagnie Boart Longyear pour l'exécution technique des travaux de forage. Nous remercions également Sébastien Dallaire et James Moorhead pour leur aide sur le terrain, Isabelle D'Amours et Sihem Benahmed pour leur contribution pour les données géophysiques, François Leclerc et Jean Goutier pour leurs commentaires et suggestions. Les figures ont été réalisées avec l'aide infiniment précieuse de Johanne Jobidon. La lecture critique du manuscrit par James Moorhead a permis d'améliorer le contenu de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le secteur à l'étude est situé dans la partie nord-ouest de la Sous-province de l'Abitibi, dans le sud de la Province du Supérieur. Les roches de la région sont principalement d'âge archéen. On retrouve également des intrusions tardives archéennes et quelques dykes de gabbro mésoprotérozoïques assignés aux Dykes de l'Abitibi (1141 ±2 Ma), aux Dykes de Biscotasing (2166,7 ±1,4 Ma) et à l'Essaim de dykes de Matachewan (2473 ±16/-9 Ma).

La Formation de Valrennes comprend les plus vieilles roches de la région d'étude. L'analyse géochronologique par la méthode U-Pb d'un échantillon de diorite quartzifère prélevé dans le Complexe de Valrennes, a donné un âge de cristallisation de 2728 ±0,9 Ma (Legault *et al.* (2002). Dans le sud-ouest du secteur d'étude, le Groupe de Normétal (2728 +3/-2 Ma; Mortensen, 1993) est composé de roches andésitiques et rhyolitiques ainsi que de tufs indifférenciés (Beausoleil *et al.*, 2010). La Formation de Clermont-Disson, localisée dans la partie sud, fait partie du Groupe de Normétal. Elle comprend des volcanites mafiques à intermédiaires, des tufs indifférenciés ainsi que des séquences de roches sédimentaires dont des formations de fer, des wackes et des mudrocks. Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (2721 ±1 Ma; Rhéaume *et al.*, 2010) est composé de roches volcaniques mafiques à felsiques ainsi que de petites bandes de roches

sédimentaires (Rhéaume *et al.*, 2010). Dans le secteur est de la zone d'étude, les laves et les tufs de composition felsique à intermédiaire sont attribués à la Formation de la Rivière Octave (Beausoleil, 2010; Deschênes et Allard, 2014). Les roches volcaniques du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, au nord, et de la Formation de Clermont-Disson, au sud, sont séparées par les séquences de roches sédimentaires de la Formation de Glandelet (<2695 Ma, Rhéaume *et al.*, 2010). Ces roches sédimentaires sont constituées de wacke, de mudrock (argilite graphiteuse) ainsi que de niveaux de formations de fer. On observe aussi la présence d'une unité de volcanites mafiques dans la Formation de Glandelet. Au sud de la zone d'étude, les roches volcaniques de la Formation de Clermont-Disson présentent un contact de faille avec les roches sédimentaires du Groupe de Chicobi.

Au nord du secteur d'étude, le Pluton de Mistaouac (2726 ±2 Ma, Davis *et al.*, 2000) coupe le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Ce pluton est constitué de sept phases distinctes. Les différentes phases du pluton sont composées de diorite, de tonalite et de granite. Plusieurs de ces phases présentent également des enclaves de roches amphibolitisées. Le Pluton de Val-St-Gilles (2716 ±3 Ma, David *et al.*, 2011), situé à l'ouest de la zone d'étude, est constitué de deux phases : une phase dioritique (à l'ouest) et une phase de trondhjémite et de tonalite à biotite (à l'est). Le Pluton de Rousseau (2703 +3/-2 Ma, Davis *et al.*, 2000) est constitué de trondhjémite et de tonalite rubanées et foliées.

Le secteur à l'étude présente de nombreuses zones de déformation importantes. Dans la partie sud, la Zone de déformation de Chicobi-Nord (Daigneault, 1996) met en contact la Formation de Clermont-Disson et le Groupe de Chicobi. Cette importante zone de déformation E-W s'étend sur plusieurs kilomètres de longueur et est caractérisée par un pendage subvertical et un mouvement inverse (Beausoleil *et al.*, 2010). Dans la partie nord, la zone de déformation la plus septentrionale met en contact le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier et la Formation de Glandelet. Elle correspond à la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord dont le pendage est vertical à subvertical et le mouvement est inconnu (Daigneault, 1996). Dans la partie ouest, la Zone de cisaillement de Laflamme-Sud-2 met en contact les formations de Glandelet et de Clermont-Disson; le mouvement est inconnu et le pendage est vertical à subvertical (fort pendage vers le sud). Trois importantes zones de cisaillement sont présentes dans le secteur est de la zone d'étude. Leur pendage est vertical à subvertical et leur mouvement inconnu. La Zone de cisaillement de Laflamme-centre-1 (Deschênes et Allard, 2014) met en contact les formations de la Rivière Octave et de Desboves. La Zone de cisaillement de Laflamme-centre-2 correspond au contact entre la Formation de la Rivière Octave et la Formation de Clermont-Disson. La Zone de cisaillement de Disson regroupe trois petits cisaillements orientés NE-SW situés au sein des formations de Clermont-Disson, de la Rivière Octave et de Glandelet. Au nord, le contact entre les Formations de Clermont-Disson et de Glandelet est marqué par la Zone de cisaillement de

Laberge dont le mouvement est dextre et le pendage vers le sud (Daigneault, 1996). La campagne de forage a permis de mettre en évidence une nouvelle zone de déformation dans la Formation de Clermont-Disson, dans la partie sud de la zone d'étude. La Zone de cisaillement de Clermont présente un mouvement et un sens indéterminés, mais un pendage vertical ou fortement incliné vers le nord.

Le métamorphisme régional archéen est principalement au faciès des schistes verts, mais atteint localement le faciès amphibolites en bordure des plutons. Pour alléger le texte, le préfixe « méta » sera omis du nom des roches.

STRATIGRAPHIE

Unités volcaniques et sédimentaires archéennes

Formation de Valrennes (Avr) (>2728 ±0,9 Ma)

La Formation de Valrennes (Dubé, 1993) est située dans la partie nord, en contact avec le Pluton de Mistaouac et la Formation de Glandelet. Elle forme une bande de 2 à 10 kilomètres de large bordant les flancs nord, sud et est du Pluton du Mistaouac.

Cette formation, d'une épaisseur de 1 à 4 km, est composée de volcanites basaltiques à andésitiques, en coulées massives, coussinées et localement bréchiques avec des niveaux de tufs à cendres (Legault *et al.*, 2002). Une datation géochronologique U-Pb sur zircon effectuée dans une diorite quartzifère pegmatitique du Complexe intrusif de Valrennes (non abordé dans la présente étude) qui recoupe la Formation volcanique de Valrennes, a donné un âge de 2728 ±0,9 Ma, ce qui suggère que cette dernière est plus ancienne (Legault *et al.*, 2002).

Beausoleil (2010) distingue cinq unités dans la Formation de Valrennes : 1) des basaltes massifs à coussinés (Avr1); 2) des tufs intermédiaires à lapillis (Avr2); 3) des mudrocks (Avr3); 4) des andésites massives (Avr4); et 5) des tufs felsiques (Avr5).

Dans le secteur d'étude, seulement l'unité Avr1 fut rencontrée. Elle est constituée de basalte généralement massif à grain moyen. Quelques affleurements présentent une texture à coussins et une forte schistosité. Le métamorphisme de cette unité se situe au faciès des amphibolites. On note aussi la présence de nombreuses injections felsiques en bordure du pluton.

Groupe de Normétal (Ano) (2728 +3/-2 Ma)

Le Groupe de Normétal (Lafrance, 2003) est situé dans la partie ouest de la zone d'étude (SNRC 32E03 et 32D14). Une unité rhyolitique a été datée par Mortensen (1993) à 2728 +3/-2 Ma.

Le Groupe de Normétal est constitué du bloc de Normétal Nord (Groupe de Gale : basalte et formation de fer), du bloc de Normétal Sud (Formation de Clermont-Disson : basalte, andésite, gabbro et formation de fer), du Bloc de Beaupré (basalte et rhyolite sodique) ainsi que de la Formation de Normétal.

Le Groupe de Normétal comprend six unités : 1) des andésites basaltiques, des andésites et des dacites (Ano1); 2) des andésites, des dacites et des rhyolites (Ano2); 3) des rhyodacites à rhyolites aphanitiques tholéitiques (Ano3); 4) des rhyodacites à rhyolites de type QFP (Ano4); 5) des grès volcanoclastiques granoclassés, des siltstones et des argilites (Ano5); et 6) des tufs (Ano6).

Dans la zone d'étude, le Groupe de Normétal correspond à une bande de 2 kilomètres de large par 10 kilomètres de long qui se prolonge dans le feuillet adjacent. Il est limité à l'ouest par le Pluton de Val-St-Gilles et à l'est par la Formation de Clermont-Disson. Dans le secteur cartographié, seule l'unité Ano2 est représentée, par un affleurement d'andésite massive schisteuse de granulométrie fine avec quelques injections de quartz-carbonates.

Formation de Clermont-Disson (Acd)

La Formation de Clermont-Disson a été observée au centre de la zone d'étude, sous forme d'une bande plissée d'environ quatre kilomètres de large sur environ vingt kilomètres de long. Au nord, elle est en contact cisailé avec la Formation de Glandelet. Au sud, elle est en contact faillé avec le Groupe de Chicobi et en contact net avec le Pluton de Nissing-Oditan.

La Formation de Clermont-Disson a été désignée la première fois sur les cartes de compilation du Ministère (Delagrave et Masterman, 1984a, 1984b). Lafrance (2003) situe cette formation à l'intérieur du Groupe de Normétal (Bloc de Normétal Sud). Elle est composée de basalte, d'andésite, de gabbro et de formation de fer. Beausoleil (2010) et Beausoleil *et al.* (2010) y distinguent une unité générale (Acd : volcanites intermédiaires, grès et mudrocks) et cinq unités principales : 1) des basaltes, des andésites et des tufs indifférenciés (Acd1); 2) des andésites et des tufs indifférenciés (Acd2); 3) des volcanites felsiques (rhyolite, rhyodacite et dacite) et des tufs indifférenciés (Acd3); 4) une unité sédimentaire de grès, de siltstone et de mudstone (Acd4); et 5) des basaltes et des formations de fer.

Dans la présente étude, 22 forages et 31 affleurements ont permis de mieux définir les différentes unités de cette formation. Les unités Acd1, Acd4 et Acd5 ont été observées au cours de nos travaux.

En forages et en affleurements, les roches basaltiques et andésitiques de l'unité Acd1 sont souvent coussinées et présentent, en général, des chambres à quartz ou des vésicules bien visibles (photo 1, en annexe). Ces roches sont caractérisées par une forte carbonatation, qui se présente sous forme d'ankérite dans les zones les plus déformées (photo 2, en annexe).

Les unités Acd2 et Acd3 n'ont pas été observées lors de nos travaux, mais ont été définies sur la base des affleurements de compilation. L'unité Acd2 est composée d'andésite et l'unité Acd3 comprend des volcanites felsiques (rhyolite, rhyodacite et dacite) et des tufs indifférenciés.

L'unité Acd4 a été redéfinie à l'aide des affleurements de compilation et des levés aéromagnétiques (CGC *et al.*, 2009a, 2009b). Elle correspond à une unité sédimentaire composée de wacke, de mudrock et de formations de fer. L'unité Acd5 a été rencontrée en forage; elle est constituée d'un niveau de formation de fer intercalé entre deux unités de basalte massif. La formation de fer est généralement mince (15 à 30 centimètres d'épaisseur) et peut être suivie sur plusieurs kilomètres sur les cartes aéromagnétiques (CGC *et al.*, 2009a, 2009b). Elle est composée de lits millimétriques de magnétite faiblement carbonatés alternant avec des lits cherteux. Le basalte est massif, à grain fin à moyen, fortement chloritisé et souvent carbonaté.

Formation de Desboues (Ade)

La Formation de Desboues a été caractérisée en détail dans les campagnes de forage antérieures (Rhéaume *et al.*, 2010; Deschênes et Allard, 2014). La roche consiste en un basalte massif à grain fin, présentant une forte chloritisation et une faible carbonatation.

Dans la présente étude, trois forages ont confirmé la présence de cette formation dans l'extrémité sud-est de la zone d'étude, dans une petite bande de 3,5 kilomètres de longueur sur 1,5 kilomètre de largeur. Elle est composée principalement de basalte et d'andésite aphanitiques (Ade1). La Formation de Desboues est limitée à l'ouest par la Formation de la Rivière Octave.

Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (Avp) (2721 à 2722 Ma)

Les roches volcaniques au nord du secteur d'étude ont été décrites pour la première fois par Hocq (1981). Lacroix *et al.* (1990) les assignent à une nouvelle unité : le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Il est situé au centre nord-est de la zone d'étude, entre la Formation de Valrennes au Nord et celle de Glandelet au Sud, où il dessine une bande de deux kilomètres de largeur par douze kilomètres de longueur. Il est composé d'une unité de basalte, d'andésite et de volcanoclastites felsiques d'affinité tholéiitique à calco-alcaline qui s'étend du secteur de Joutel jusqu'au cisaillement de Laflamme-Nord (Legault *et al.*, 2000). Ce groupe a été daté par Gaboury et Daigneault (1999) à 2722 ± 2 Ma dans un dyke quartzofeldspathique de la mine Géant Dormant (située à 40 km à l'est de la zone d'étude) et à 2722 ± 1 Ma plus à l'est dans des roches volcanoclastiques felsiques reconnues par Rhéaume *et al.* (2010).

Parmi les six unités qui composent le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (Rhéaume *et al.*, 2010), seulement l'unité Avp1 a été observée dans le cadre de ce projet, dans un forage et sur un affleurement. Il s'agit d'un basalte aphy-

rique contenant localement jusqu'à 10 % de phénocristaux de plagioclase de 1 à 10 mm. Ce basalte est partiellement à complètement épidotisé et présente généralement une altération en carbonate.

Formation de la Rivière Octave (Aro) ($2726,3 \pm 2,4$ Ma)

La Formation de la Rivière Octave (Hocq, 1983) a été mentionnée dans plusieurs travaux de compilation, sans toutefois faire l'objet d'une description formelle (Gauthier, 1992; Berrada Hmima, 1994; Beausoleil, 2010). Cette formation est représentée à l'extrémité sud-est de la zone d'étude par une bande d'un kilomètre de large sur huit kilomètres de long. Elle est limitée à l'est par la Formation de Desboues, à l'ouest par la Formation de Clermont-Disson et au sud par le Groupe de Chicobi. La Formation de la Rivière Octave est mieux définie dans le secteur à l'est de la zone d'étude, dans le feuillet SNRC 32E01 (Beausoleil, 2010; Beausoleil *et al.*, 2010; Rhéaume *et al.*, 2010; Deschênes et Allard, 2014).

Deux forages et six affleurements visités dans le cadre de ce projet indiquent que la Formation de Rivière Octave est composée de roches volcanoclastiques felsiques comprenant des tufs à cristaux de quartz et des tufs à lapillis et à blocs (photo 3, en annexe). Ces roches sont caractérisées par des fragments millimétriques de quartz tétraédrique, des plagioclases en lattes généralement brisées et des lapillis felsiques à intermédiaires centimétriques. Ces tufs présentent une faible altération en carbonate. Les tufs à lapillis (3 % à 10 %) sont épidotisés; les tufs à cristaux sont caractérisés par la présence locale de bandes centimétriques d'altération en ankérite.

Une datation géochronologique effectuée dans le cadre de la présente étude sur un échantillon de tuf felsique a livré un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2726,3 \pm 2,4$ Ma. La Formation de la Rivière Octave serait donc contemporaine des Formations de Normétal et de Valrennes, ainsi que du Pluton de Mistauac.

Groupe de Chicobi (Aci) ($<2698 \pm 2,4$ Ma)

Le Groupe de Chicobi est situé à l'extrémité sud de la région d'étude, en contact nord avec la Formation de Clermont-Disson. Ce groupe volcano-sédimentaire est composé de six unités distinctes (Hocq, 1983). L'unité générale (Aci) est constituée de wacke, de claystone et de conglomérat. L'unité 1 (Aci1) est composée d'andésite, de rhyolite et de tuf intermédiaire et felsique. L'unité 2 (Aci2) est composée typiquement de wacke, de siltstone et d'argilites interstratifiées avec des métasédiments schisteux. L'unité 3 (Aci3) se compose de formations de fer. L'unité 4 (Aci4) est formée d'argilite graphiteuse et de siltstone. L'unité 5 (Aci5) est composée de wacke et finalement, l'unité 6 (Aci6) est constituée de conglomérat.

L'unité sédimentaire Aci2, située à l'extrémité sud-est de la région d'étude (figure 2), représente la seule unité du groupe dans le secteur. Elle n'a cependant pas été observée

lors de nos travaux. Les contacts ont été redéfinis à l'aide des affleurements de compilation, des cartes du SIGÉOM et des levés aéromagnétiques réalisés par la Commission géologique du Canada (CGC *et al.*, 2009a, 2009b). En Ontario, les analyses isotopiques de zircons détritiques recueillis dans un wacke du Groupe de Chicobi ont donné un âge de $2698 \pm 2,4$ Ma (Ayer *et al.*, 2002), suggérant un âge maximum de sédimentation pour cette unité.

Formation de Glandelet (Agd) ($<2695 \pm 1$ Ma)

La Formation de Glandelet correspond à une unité sédimentaire orientée est-ouest sur plus de 125 kilomètres (Rhéaume *et al.*, 2010). Elle se compose de roches sédimentaires turbiditiques (mudrock et formations de fer).

La datation d'un échantillon typique qui consiste en une alternance de mudstone, de siltstone et de wacke, a donné un âge maximal de 2695 ± 1 Ma (Rhéaume *et al.*, 2010).

Dans le secteur d'étude, la Formation de Glandelet se trouve dans la partie centrale, en contacts cisailés avec la Formation de Clermont-Disson au sud et avec les formations de Valrennes et de Vanier-Dalet-Poirier au nord. Elle est limitée à l'ouest par le Pluton de Mistaouac (voire infra).

La Formation de Glandelet est divisée en quatre unités (Rhéaume *et al.*, 2010). Dans la présente étude, les unités Agd1 et Agd3 ont été observées dans sept forages et sur deux affleurements. L'unité Agd1 est constituée de roches volcaniques intermédiaires à mafiques avec des niveaux millimétriques à centimétriques de mudrock. Les roches volcaniques sont principalement à grain moyen et présentent une forte altération en carbonate. L'unité Agd3 est principalement composée d'une alternance de wacke et de mudstone, généralement graphitiques et riches en sulfures. L'épaisseur de ces deux lithologies est très variable d'un endroit à l'autre. Dans ces séquences sédimentaires, les laminations parallèles, les granoclasses et les surfaces d'érosion sont bien développés. Le wacke constitue le faciès le plus grossier; il est caractérisé par une matrice de cristaux anguleux de quartz et de plagioclase et de quelques intraclasses millimétriques de grès ou de mudstone.

Unités plutoniques archéennes

Les unités plutoniques ont été tracées la première fois sur les cartes générales de compilation géologique de la Commission géologique du Canada avant 1950 (Tanton, 1918; CGC, 1943).

Certaines de ces unités n'ont pas été observées lors de nos travaux de terrain. Plusieurs contacts ont été définis à partir des affleurements de compilation et des cartes aéromagnétiques régionales.

Pluton de Mistaouac (Amst) (2726 ± 2 Ma)

Le Pluton de Mistaouac est situé au nord du secteur d'étude. Il s'étend sur 55 kilomètres de large par 57 kilo-

mètres de long. Il s'injecte dans la Formation de Valrennes. À l'extrémité nord-ouest du secteur d'étude, il est limité par le Pluton de Boivin et la Formation de Clermont-Disson.

Les travaux de Davies (1964) dans la partie nord-ouest donnent une première description du Pluton de Mistaouac. Par la suite, il fut décrit par Hocq (1981) qui le nomma Massif de Wawagosic. Pilote (1989) lui assignera le nom Massif de Mistaouac. Une première division des plutons fut introduite par Hocq en 1990. La différenciation des plutons de Mistaouac, de Boivin, de Rousseau et de Val-St-Gilles provient des travaux de Rive (1994).

La compilation géologique de Beausoleil (2010) a permis de caractériser les différentes phases du Pluton de Mistaouac. Il fut divisé en deux unités : la plus ancienne (Amst1) est composée de tonalite et de tonalite foliée, localement injectée de diorite; l'unité plus jeune (Amst2) est une unité de diorite à diorite quartzifère.

Nos travaux (11 forages, 25 affleurements visités), couplés à la compilation des données du SIGÉOM et au récent levé aéromagnétique (D'Amours et St-Hilaire, 2010), nous ont permis de mieux distinguer les différentes phases de ce pluton.

Ainsi, sept unités distinctes sont reconnues (Amst1 à Amst7). La première unité (Amst1) est constituée de roches tonalitiques à dioritiques dont la hornblende est le principal minéral mafique. Le grain est moyen à grossier. Ces roches peuvent présenter une faible foliation et parfois, une patine d'altération d'apparence leucocrate et, localement, une faible hématitisation. Dans les zones de bordure, la roche est caractérisée par une forte fracturation avec un remplissage d'épidote. De nombreuses enclaves d'amphibolite sont également présentes (photo 4, en annexe).

L'unité Amst2 est composée de granite. Elle ne fut pas observée lors de nos travaux. Elle a été principalement caractérisée à partir des affleurements de compilation et du levé aéromagnétique (D'Amours et St-Hilaire, 2010).

L'unité Amst3 est constituée de granite à granodiorite porphyrique à phénocristaux de feldspath alcalin, généralement centimétriques, subidiomorphes à idiomorphes et localement zonés (photo 5, en annexe). Cette unité est fortement altérée en hématite. On observe de nombreuses fractures avec un remplissage d'hématite, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres.

L'unité Amst4 est composée de granite rose, de granite gneissique et d'enclaves d'amphibolite. Cette unité n'a pas été observée lors de nos travaux.

L'unité Amst5 est principalement constituée d'une tonalite à biotite à grain moyen. Sur le pourtour de l'intrusion, des enclaves d'amphibolite sont localement visibles. Cette unité est caractérisée par un début de chloritisation tardive de la biotite.

L'unité Amst6 se compose de diorite à hornblende de granulométrie moyenne. Elle est généralement magnétique et présente quelques enclaves mafiques aphyriques. Localement, la hornblende verte peut atteindre 70 %.

Enfin, l'unité Amst7 est formée de granite, de granite à grain grossier et de granite gneissique. Elle ne fut pas observée dans le secteur étudié. Elle a été principalement définie à partir des affleurements de compilation et du levé aéromagnétique (D'Amours et St-Hilaire, 2010). Cette unité est située à l'ouest de la zone d'étude dans les feuillets SNRC 32E03 et 32E06.

La datation de zircons et de titanites recueillis dans une leucotonalite à grain moyen de l'unité Amst1 a fourni un âge de 2726 ± 2 Ma (Davis *et al.*, 2000).

Pluton de Val-St-Gilles (Avsg) (2716 \pm 3 Ma)

Le Pluton de Val-St-Gilles est situé à l'extrémité ouest du secteur d'étude et présente une forme allongée de trente kilomètres de long par dix kilomètres de large. Il est en contact avec les formations de Clermont-Disson et de Normétal. Il a été longtemps associé au Pluton de Rousseau (CGC, 1943; Davies, 1964), avant que Hocq (1990) ne les dissocie. Lacroix et Sawyer (1995) lui donnèrent son nom, mais sans le caractériser en détail. Beausoleil (2010) fut la première à en faire l'étude détaillée et à décrire ses deux principales phases : la plus ancienne (Avsg1) est une diorite et la plus jeune (Avsg2), une trondhjémite-tonalite à biotite. Aucun affleurement de cette unité ne fut observé lors de la campagne de cartographie.

La datation de zircons contenus dans une tonalite porphyrique à phénocristaux de quartz de l'unité Avsg2 a donné un âge de 2716 ± 3 Ma (David *et al.*, 2011).

Pluton de Boivin (Abov) (2713 \pm 3 Ma)

Le Pluton de Boivin est situé à l'extrémité nord-ouest du secteur d'étude, en contact avec les plutons de Rousseau et de Mistaouac, ainsi qu'avec la Formation de Clermont-Disson. De forme allongée, il mesure 4,5 kilomètres de large par 16 kilomètres de long.

Initialement associé aux plutons de Rousseau, de Val-St-Gilles et de Mistaouac (Tanton, 1918; CGC, 1943), il fut distingué et nommé Pluton de Boivin par Pilote en 1989. Selon ce dernier, ce pluton est essentiellement composé de gabbro et de tonalite mésocrate et localement mélanocrate de granulométrie grossière. Rive (1994) le décrit comme une méladiorite à pyroxène et hornblende avec une sous-unité de diorite quartzifère à pyroxène et hornblende. Davis *et al.* (2000) ont reconnu trois phases distinctes : Abov1, Abov2 et Abov3.

La phase précoce Abov1 est composée de diorite à granulométrie moyenne à grossière. La seconde phase (Abov2) est composée de tonalite à biotite et hornblende à grain moyen contenant des cristaux de quartz bleu. La troisième phase (Abov3) est constituée de leucotonalite à biotite à grain fin. L'analyse isotopique de zircons recueillis dans un échantillon de l'unité Abov2 a donné un âge de 2713 ± 3 Ma (Davis *et al.*, 2000).

Pluton de Rousseau (Arss) (2703 \pm 3/-2 Ma)

Le Pluton de Rousseau est situé à l'ouest du secteur d'étude, au nord du Pluton de Val-St-Gilles. Il est en contact avec le Pluton de Val-St-Gilles au sud et avec le Pluton de Boivin au nord. De forme ovale, il mesure dans sa partie la plus longue 35 kilomètres et dans sa partie la plus petite, 24 kilomètres. Il a été longtemps associé aux plutons de Val-St-Gilles, de Mistaouac et de Boivin (Tanton, 1918; CGC, 1943). Il a été différencié par Hocq (1990) et nommé par Rive (1994), qui le décrit comme une tonalite à biotite et hornblende. L'analyse isotopique de zircons et des titanites a donné un âge de $2703 \pm 3/-2$ Ma (Davis *et al.*, 2000).

Pluton du Lac de la Perdrix (Aper)

Le Pluton du Lac de la Perdrix est situé dans la partie sud-est du secteur d'étude. De forme ovale, il mesure onze kilomètres dans sa partie la plus longue et neuf kilomètres dans sa partie la plus courte. Il s'injecte dans la Formation de Clermont-Disson et est en contact avec la Formation de Glandelet.

Déjà connu depuis les travaux de Backman (1934), Hocq (1981) le décrit comme une unité de tonalite massive à biotite et hornblende contenant plusieurs enclaves de roches volcaniques et sédimentaires. Selon Beausoleil (2010), ce pluton est composé d'une unité de monzodiorite quartzifère à monzonite.

Nos travaux (deux forages, dix-sept affleurements visités), les affleurements de compilation ainsi que les levés aéromagnétiques (CGC *et al.*, 2009a; 2009b) ont permis de distinguer deux unités : Aper1 et Aper2.

L'unité Aper1 correspond à une monzodiorite quartzifère à monzonite à hornblende et clinopyroxène, moyennement à fortement magnétique. La granulométrie est généralement moyenne, mais peut devenir grossière localement (jusqu'à trois centimètres). En général, les minéraux mafiques semblent alignés et les feldspaths sont aplatis. On observe plusieurs enclaves de volcanites mafiques amphibolitisées et de paragneiss à grenat renfermant des injections mafiques boudinées. La deuxième unité (Aper2) est composée de gabbro et de pyroxénite. Aucun affleurement de cette unité n'a été visité.

Pluton de Nissing-Oditan (Anis)

Le Pluton de Nissing-Oditan est situé dans l'extrémité sud-ouest du secteur d'étude et mesure treize kilomètres de long par cinq kilomètres de large. Cette intrusion est décrite la première fois par Backman (1934). Hocq (1981) la nomme Massif de la colline Nissing et l'associe au Pluton du Lac de la Perdrix, mais il serait plus leucocrate, moins quartzeux et sans enclaves. Selon la compilation de Beausoleil (2010), le Pluton de Nissing-Oditan est constitué de monzonite et de monzonite quartzifère.

Nos travaux (cinq affleurements visités) indiquent que cette intrusion est composée d'une monzonite à hornblende plus leucocrate que celle du Pluton du Lac de la Perdrix avec localement des variations en monzonite quartzifère. La granulométrie est généralement moyenne, avec la présence par endroits de phénocristaux de feldspath potassique.

Unités lithologiques archéennes

Intrusions felsiques et intermédiaires (I1-I2)

Quelques intrusions à phénocristaux de quartz et de plagioclase, de composition felsique à intermédiaire, sont rencontrées en forage et en affleurement dans les formations de Clermont-Disson, de la Rivière Octave et de Glandelet. Une seule intrusion fut observée dans un affleurement visité.

Ces roches sont séricitisées et contiennent jusqu'à 10 % de phénocristaux de quartz et de plagioclase, dont la taille peut atteindre un centimètre. Cette intrusion est aussi coupée par de nombreuses injections centimétriques tardives de quartz-carbonates.

Diorite (I2J)

Cette unité a été définie à partir des affleurements de compilation comme une diorite avec alternance de gneiss mafiques et d'injections de granite. Elle s'injecte dans la Formation de Glandelet et est en contact avec le Pluton du Lac de la Perdrix, au centre-est du secteur d'étude. Elle semble mesurer environ deux kilomètres par deux kilomètres.

Amphibolite (M16)

Quelques unités d'amphibolite sont présentes à l'intérieur du Pluton de Mistaouac. Ces enclaves ont été observées dans un forage et sur six affleurements. Elles sont généralement présentes en bordure de l'intrusif. Leur taille varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres. Aucune texture relique n'y fut observée. La granulométrie est généralement variable; elle peut être localement fine à très fine. Une légère carbonatation est présente par endroits.

Unités protérozoïques

Essaim de dykes de Matachewan (Pmaw) (2473 ±16/-9 Ma)

Plusieurs dykes protérozoïques orientés N-S coupent les unités archéennes de la région. Ils ont été tracés à partir des cartes aéromagnétiques (CGC *et al.*, 2009a, 2009b; Keating et D'Amours, 2010). Selon Goutier (2005), ils sont constitués de gabbro avec une patine brunâtre caractéristique et composés de grains moyens d'augite et de plagioclase avec une texture intergranulaire. Ces dykes ont été datés en Ontario à 2473 ±16/-9 Ma (Heaman (1997).

Dykes de Biscotasing (Pbis) (2166,7 ±1,4 Ma)

Les dykes de diabase orientés NE correspondent aux Dykes de Biscotasing. Ceux-ci coupent les unités archéennes au nord de la région d'étude. Ils ont été tracés à partir des cartes aéromagnétiques régionales et des affleurements de compilation. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, mais est généralement de 30 à 50 m (Buchan *et al.*, 1993). Ces derniers décrivent ces dykes comme des diabases à quartz, constitués principalement de plagioclase, de pyroxène, de quartz, de magnétite et d'ilménite intergranulaire. Ils sont caractérisés par l'absence d'olivine contrairement aux Dykes de l'Abitibi. La granulométrie est fine sur les bordures du dyke et devient grossière en son centre. Ces dykes furent datés à 2166,7 ±1,4 Ma (Buchan *et al.*, 1993).

Dykes de l'Abitibi (Pabi) (1141 ±2 Ma)

Un grand dyke continu protérozoïque orienté ENE coupe les unités archéennes de la région et a été assigné aux Dykes de l'Abitibi en raison de son orientation NE-SW. Il fut tracé à partir des cartes aéromagnétiques (CGC *et al.*, 2009a, 2009b; Keating et D'Amours, 2010) et d'une intersection en forage. Son épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Selon les observations faites plus au nord par Goutier (2005), ces dykes sont des gabbros à olivine.

Dans le secteur d'étude, le gabbro présente une patine brune et blanche, une texture subophitique et une granulométrie moyenne facilement visible en affleurement. Il est composé de plagioclase, de clinopyroxène (augite), de magnétite et d'olivine altérée. Ce dyke est aussi caractérisé par une très forte susceptibilité magnétique. En Ontario, Krogh *et al.* (1987) ont daté cette famille de dykes à 1141 ±2 Ma.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Structures primaires

Des structures primaires ont été identifiées en forage et sur plusieurs affleurements. La morphologie des coussins dans les laves de la Formation de Clermont-Disson ont permis de déterminer une polarité stratigraphique vers le sud-ouest. Les roches sédimentaires présentent des structures bien préservées comme du granoclassement, des laminations obliques et parallèles ainsi que des bandes érosives. Ces figures sédimentaires sont facilement identifiables sur les affleurements et en forage. Des structures de foliation magmatique primaire ont aussi été identifiées dans le Pluton du Lac de la Perdrix.

Schistosités

La schistosité régionale principale S2 est orientée WNW-ESE et à fort pendage vers le sud. Elle s'exprime particulièrement bien dans les roches volcaniques, sous forme de débit préférentiel et d'alignement des minéraux micacés.

La schistosité S1 n'a pas été reconnue sur le terrain. Dans le centre-est de la région d'étude, la schistosité est orientée principalement selon une direction NE-SW avec un pendage vers le nord-ouest. Dans le nord-ouest de la zone d'étude, elle est orientée NW-SE avec un pendage vers le sud-ouest.

Deux types de linéation ont été identifiés dans le secteur : la linéation d'étirement des minéraux (L_e) et la linéation de crénulation (L_c). La première consiste en un étirement des minéraux mafiques en bordure des unités intrusives ou un allongement des plagioclases dans les unités volcaniques felsiques contenues dans le plan de la schistosité principale S2. La linéation de crénulation est caractérisée par une micro-ondulation dans le plan de la schistosité S2. Celle-ci est surtout observable dans les unités sédimentaires et les volcanites mafiques.

Plis

La région d'étude présente trois plis régionaux : le Synclinal du Mistaouac, le Synclinal du Lac de la Perdrix et le Synclinal de Clermont-Disson (figure 2; photo 6, en annexe).

Le Synclinal de Mistaouac est situé dans la partie centre-est de la zone d'étude. Il a été identifié dans la Formation de Valrennes (Avr). Dans cette unité, la schistosité contourne l'intrusion et les pendages sont subverticaux (variant de 70° à 82°).

Le Synclinal du Lac de la Perdrix est un synforme synclinal droit situé sur le pourtour est du Pluton du Lac de la Perdrix. Il a été identifié dans l'intrusion de diorite ainsi que dans les roches volcano-sédimentaires des formations de Glandelet et de la Rivière Octave.

Le Synclinal de Clermont-Disson est un synforme synclinal déversé vers le nord (pendage d'environ 60°), orienté généralement E-W, mais devient NW-SE dans la partie est, au voisinage du Pluton du Lac de la Perdrix.

Cisaillements et failles

La région de la rivière Wawagosis comprend plusieurs zones de cisaillement et de déformation.

1) la Zone de déformation de Chicobi-Nord; 2) la Zone de cisaillement de Laflamme-Centre-1; 3) la Zone de cisaillement de Laflamme-Centre-2; 4) la Zone de cisaillement de Disson; 5) la Zone de cisaillement de Laflamme-Nord; 6) la Zone de cisaillement de Clermont; 7) la Zone de cisaillement de Laberge; et 8) la Zone de cisaillement de Laflamme-Sud-2.

La Zone de déformation de Chicobi-Nord est située dans la partie sud du secteur d'étude et met en contact la Formation de la Rivière Octave et le Groupe de Chicobi à l'est et la Formation de Clermont-Disson et le Groupe de Chicobi à l'ouest. Elle constitue une importante zone de déformation est-ouest de plusieurs kilomètres de longueur, avec un fort pendage vers le nord et un mouvement inverse vers le sud (Beausoleil *et al.*, 2010; Daigneault, 1996).

Les zones de cisaillement de Laflamme-Centre-1 et de Laflamme-Centre-2 sont situées dans la partie sud-ouest du secteur. Elles constituent le prolongement des failles mieux définies dans les feuilletts adjacents (SNRC 32E01 et SNRC 32D16; Deschênes et Allard, 2014). La Zone de cisaillement de Laflamme-Centre-1 met en contact les formations de Desbous et de la Rivière Octave tandis que celle de Laflamme-Centre-2 se situe au contact des formations de Clermont-Disson et de la Rivière Octave.

La Zone de cisaillement de Disson est située à l'est du Pluton du Lac de la Perdrix. Elle comprend trois cisaillements parallèles d'orientation NE-SW, à mouvement indéterminé et à pendage vertical à quasi-vertical vers le nord. Le cisaillement le plus au sud sépare la Formation de Clermont-Disson de la Formation de la Rivière Octave. Le cisaillement du centre met en contact les la formations de la Rivière Octave et de Glandelet. Le cisaillement le plus au nord, est situé à l'intérieur de la Formation de Glandelet.

La Zone de cisaillement de Laflamme-Nord sépare le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier et la Formation de Glandelet. Elle est caractérisée par un pendage vertical à quasi-vertical et un mouvement indéterminé (Daigneault, 1996). À l'est du secteur, elle est orientée NE-SW et s'inverse ensuite vers l'ouest pour prendre une orientation NW-SE.

La Zone de cisaillement de Clermont a été identifiée à l'intérieur de la Formation de Clermont-Disson (unité Acd1), dans la partie sud-ouest du secteur d'étude. Le pendage est très abrupt.

La Zone de cisaillement de Laberge (Beausoleil *et al.*, 2010) est située dans la Formation de Clermont-Disson, au contact nord entre les unités Acd1 et Acd5. Elle est orientée généralement est-ouest mais devient nord-ouest vers l'ouest pour disparaître dans le Pluton de Boivin (Pilote, 1989; Beausoleil *et al.*, 2010).

La Zone de cisaillement Laflamme-Sud correspond à la limite nord de la Formation de Clermont-Disson. Elle a principalement été interprétée à partir des cartes aéromagnétiques régionales.

Deux failles indéterminées, situées au centre-est du secteur d'étude, ont été interprétées à partir des cartes aéromagnétiques régionales.

Ces zones de cisaillement sont caractérisées par : 1) des linéations d'étirement et de crénulation à forte plongée (60° à 90°); 2) une intensification prononcée de la schistosité S2; et 3) la présence de nombreuses veines de quartz-carbonates ± chlorite ± albite ± pyrite.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les minéralisations de la région de la rivière Wawagosis peuvent être classées en quatre catégories : 1) aurifères filoniennes associées à des zones de cisaillement; 2) aurifères disséminées associées à une zone de cisaillement; 3) filonienne d'argent-plomb-zinc; et 4) minéralisations en zinc associées à des formations de fer. Les indices présentés dans le tableau 1 et sur la figure 2 résultent d'une compilation des minéralisations répertoriées dans les travaux statutaires. Voici quelques indices typiques de chaque minéralisation.

Minéralisations aurifères filoniennes de quartz-carbonates associées à des zones de cisaillement

L'indice Ruisseau-Concrétion-Nord (n° 1, tableau 1), situé dans la portion sud-ouest de la zone d'étude, est encaissé dans les tufs à cristaux de la Formation de Clermont-Disson (Acd1; figure 2). La minéralisation est souvent associée à des veines de quartz-carbonates variant de 5 à 10 centimètres d'épaisseur. Cet indice présente une minéralisation de 5 % de pyrite cubique disséminée. Un échantillon choisi a donné 1,06 g/t Au sur 0,95 m (Simoneau *et al.*, 1990).

L'indice Sondage 93-05 (PN-093) (n° 2, tableau 1), localisé à l'est du Pluton du Lac de la Perdrix, est encaissé dans les andésites massives de la Formation de Clermont-Disson (Acd1; figure 2). Cet indice présente une minéralisation de 1 % de pyrite disséminée dans des veines de quartz-calcite associées à une zone de cisaillement. Une teneur de 1,097 g/t Au a été obtenue sur 1 m (Imbeau *et al.*, 1990).

L'indice Audet Ouest (274-A) (n° 3, tableau 1) est situé au sud-est de la zone d'étude, dans la Formation de Clermont-Disson (Acd1; figure 2). La roche encaissante est un basalte schisteux très déformé. La minéralisation en pyrite est contenue dans des veines de quartz et est associée à une zone de déformation cisailée orientée N10 à N35 (Boivin *et al.*, 1990). Un échantillon en rainurage a livré 3,55 g/t Au sur 0,5 m et deux échantillons choisis ont donné 1,55 g/t Au et 1,35 g/t Au (Boivin *et al.*, 1990).

L'indice Lac Authier-Est (Tut) (n° 4, tableau 1) est situé au sud-est de la zone d'étude, à proximité du contact entre la Formation de la Rivière Octave et de la Formation de Desbous. (figure 2). La roche encaissante est un tuf felsique avec parfois du chert. Cet indice présente une minéralisation de pyrite (1 à 5 %) dont les grains varient de 1 à 5 mm. Cette minéralisation est associée à des veines de quartz orientées selon trois directions préférentielles : subhorizontale variant de 201° à 236° avec un pendage de 10°, subverticale orientée de 226° à 251° avec un pendage de 75° et subverticale orientée de 165° à 185° avec un pendage de 75° (Gabriel, 1989). Les meilleures teneurs obtenues en forage sont

4,81 g/t Au sur 1,97 m (sondage 73-12), 3,72 g/t Au sur 1,1 m (sondage 73-11) et 5,98 g/t Au sur 0,6 m (sondage 73-10) (Gabriel, 1989). En 2001, une phase d'exploration de surface a été effectuée dans le secteur de l'indice. L'analyse d'un échantillon choisi dans une veine de quartz a donné 1,6 g/t Au (Zalnieriunas, 2001).

L'indice Weidner (n°5, tableau 1) est situé dans le secteur sud-est de la zone d'étude au contact entre l'unité 1 et l'unité 5 de la Formation de Clermont-Disson (figure 2). La roche encaissante est une volcanite de composition intermédiaire avec des altérations en séricite et en carbonate. La minéralisation se présente en pyrite disséminée (5 %) dans des veinules de quartz parallèles à la schistosité (Palma, 1988). Des teneurs de 1,46 g/t Au sur 3,1 m et 1,7 g/t Au sur 3 m ont été obtenues en forage (sondage OJ-05-88; Palma, 1988). Une tranchée a aussi été effectuée dans des tufs à blocs et à lapillis et l'analyse d'un échantillon a donné 1,4 g/t Au sur 1 m (Palma et Lauder, 1990).

Minéralisations aurifères disséminées et en remplacement associées à une zone de cisaillement

L'indice DIS-85-4 (n° 6, tableau 1), situé dans le sud-ouest de la zone d'étude, est encaissé dans les tufs felsiques graphiteux de la Formation de Clermont-Disson (Acd5; figure 2). Ces roches présentent de fortes altérations en oxydes de fer, en séricite, en fuschite et en carbonate. La minéralisation en pyrite (2 à 5 %) est associée à des zones très fortement cisailées et altérées (Gadoury et Bisson, 1986). Les meilleures teneurs ont été obtenues dans le sondage DIS-85-4 avec des teneurs de 1,03 g/t sur 1,5 m (éch. 2335) et 1,03 Au g/t sur 1,1 m (éch. 2353) ainsi que 8,91 g/t Ag sur 1,01 m (éch. 2299) et 5,49 g/t Ag sur 1,47 m (éch. 2307) (Gadoury et Bisson, 1986).

L'indice H-1435-016 (n° 7, tableau 1), situé au nord-ouest du Pluton du Lac de la Perdrix, dans la Formation de Glandelet (figure 2), est encaissé dans un tuf felsique à lapillis fortement altéré en chlorite, en carbonate, en silice et en séricite. La minéralisation est constituée de 1 % de pyrite dans une zone de déformation (Simard *et al.*, 1987). Une teneur de 1,8 g/t Au sur 1 m a été obtenue en forage (échantillon 10182, sondage H-1435-016; Simard *et al.*, 1987).

Minéralisations filoniennes d'Ag-Pb-Zn

L'indice Ruisseau Partridge (n° 8, tableau 1) est situé au sud du Pluton de Mistaouac, près du contact entre la Formation de Glandelet et l'unité Amst3 du pluton (figure 2). La roche encaissante est constituée d'une argilite noire à verdâtre. La minéralisation consiste en des traces mineures de sphalérite, de galène et de chalcopryrite associées à des

veines de quartz-carbonates (Bradshaw, 1967). En forage, une teneur combinée de 0,75 % de Zn sur 42,66 m avec une teneur maximale de 1,46 % Zn sur 1,52 m a été obtenue (sondage 62-2; Bradshaw, 1967).

L'indice Pearson-1 (n° 9, tableau 1) est situé au sud-ouest du Pluton du Lac de la Perdrix, dans la Formation de Clermont-Disson (figure 2). Les roches encaissantes sont des tufs felsiques rhyolitiques. Cet indice présente une minéralisation de sphalérite et de pyrite associée à des veines et veinules de quartz-carbonates. La sphalérite peut atteindre 10 % et la pyrite, 20 % (Pearson et Lopatka, 1986). Une teneur de 1,05 % sur 0,7 m Zn a été obtenue en forage (sondage KDI-86-1; Pearson et Lopatka, 1986).

Minéralisation polymétallique volcanogène (zinc) associée à des formations de fer

L'indice H-1435-017 (n° 10, tableau 1) est situé au nord de la zone d'étude et au sud de l'unité 1 du Pluton de Mistaouac, dans le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (figure 2). La minéralisation (10 % de pyrite, 5 % de pyrrhotite, 1 % de sphalérite et 10 % de magnétite; Simard *et al.*, 1987), est encaissée dans une formation de fer contenant du chert et des carbonates. La roche encaissante présente aussi de nombreuses fractures avec des injections de quartz-carbonates. La minéralisation est souvent associée avec des altérations en chlorite, en carbonate et en silice. Une teneur de 0,8 % Zn sur 1 m a été obtenue en forage (sondage H-1435-017; Simard *et al.*, 1987).

Cibles d'exploration proposées

Lors de la campagne de forage et de cartographie dans la région de la rivière Wawagotic, plusieurs échantillons furent prélevés et analysés pour les métaux précieux et usuels. Ces résultats sont intégrés à la base de données du SIGÉOM. Toutefois, les résultats obtenus n'ont pas atteint les teneurs minimales fixées par Géologie Québec pour en faire des anomalies ou des indices. Par contre, la compilation des minéralisations et une meilleure compréhension du secteur d'étude nous permettent de proposer différents secteurs favorables à l'exploration.

Les zones de cisaillement de LaFlamme-Centre-1, LaFlamme-Centre-2 et Disson présentent une forte altération en carbonate et sont associées à des veines de quartz, de carbonates et de sulfures. La Zone de cisaillement de Clermont est associée à des altérations en oxydes de fer, en tourmaline, en fuschite, en séricite et en dolomie ainsi qu'à la présence de nombreuses veines de quartz, de carbonates, de pyrite et de sphalérite. Cette zone renferme de nombreux indices en or, argent et zinc. Ces quatre zones de cisaillement représentent des cibles importantes pour l'exploration minérale.

CONCLUSION

La campagne de forage, les affleurements visités ainsi que les données aéromagnétiques récentes de la région de la rivière Wawagotic ont permis de mettre à jour la géologie du roc sous l'épaisse couverture de sédiments quaternaires. Les forages recoupant le Pluton de Mistaouac ont permis de reconnaître la présence de plusieurs phases distinctes. La Formation de Clermont-Disson a été mieux définie et délimitée. De plus, le prolongement de la Formation de Glandelet a été interprété comme étant coupé par le Pluton de Mistaouac. Le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, au sud du Pluton de Mistaouac, a été divisé en deux unités distinctes. Le Pluton du Lac de la Perdrix fut mieux défini et documenté. La Formation de la Rivière Octave fut restreinte à la partie est du secteur d'étude.

La foliation régionale S2 présente une orientation ESE-WNW avec un fort pendage vers le sud. La présente étude a également permis de reconnaître la présence de plusieurs plis. Le Synclinal de Mistaouac, un synforme situé dans la partie centre-est du secteur, s'est développé dans les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Le Synclinal du Lac de la Perdrix, un synforme droit, a été identifié dans les roches des formations de Glandelet et de la Rivière Octave ainsi que dans une intrusion dioritique à l'est du Pluton du Lac à la Perdrix. Le Synclinal de Clermont-Disson s'est développé dans la formation du même nom. Cette étude a également permis de mieux définir la Zone de déformation de Chicobi-Nord et les zones de cisaillement de Laflamme (Sud, Nord, Centre-1 et Centre-2), de Clermont, de Disson ainsi que celle de Laberge.

Quatre principaux types de minéralisations montrent un potentiel intéressant : 1) minéralisations aurifères filoniennes; 2) minéralisations aurifères disséminées; 3) minéralisations filoniennes d'Ag-Zn-Pb; et 4) minéralisations en zinc associées à des formations de fer. La région renferme plusieurs cibles d'exploration qui offrent un potentiel intéressant pour la découverte de gisements d'or orogénique. Les indices déjà connus ainsi que ceux mis au jour au cours de nos travaux confirment ce potentiel.

RÉFÉRENCES

- AYER, J. – AMELIN, Y. – CORFU, F. – KAMO, S. – KETCHUM, J. – KWOK, K. – TROWELL, N., 2002 – Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research* 115, Elsevier, pages 63-95.
- BACKMAN, O.L., 1934 – Macamic sheet. Geological Survey of Canada, Québec; map 298A.
- BEAUSOLEIL, C., 2010 – Cartes géologiques du SIGÉOM – feuillet 32E. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG SIGÉOM32E, 57 cartes.
- BEAUSOLEIL, C. – BÉLANGER, M. – GOUTIER, J., 2010 – Cartes géologiques du SIGÉOM – feuillet 32D. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; CG SIGÉOM32D, 56 cartes.
- BERRADA HMIMA, S., 1994 – Étude minéralogique et géochimique de la zone minéralisée de Vior, canton de Lignéris, Abitibi, Québec. École Polytechnique de Montréal, Montréal, Québec; Mémoire de maîtrise, 152 pages.
- BOIVIN, D. – SIMONEAU, J. – LAFLEUR, J., 1990 – Rapport des résultats de la campagne de forages, hiver 1990, propriété Audet Ouest et Est (274-A, 274-B). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 49575, 46 pages, 7 plans.
- BRADSHAW, R.J., 1967 – Diamond drill record. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 21002, 7 pages.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K. D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 30, pages 1286-1296.
- CHAUVIN, L. – LASALLE, P., 1978 – Données préliminaires de forage dans les sédiments meubles de la région de Joutel-Matagami (Nouveau-Québec). Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 560, 40 pages.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, 1943 – Southern Québec. Geological Survey of Canada, Québec; map 703A.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA – MINES D'OR VIRGINIA INC. – NORANDA EXPLORATION, 2009a – Cartes géophysiques couleurs Mégatém – 32D15. Commission géologique du Canada, Dossier public 5955; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2008-16, 5 pages et 4 cartes.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA – MINES D'OR VIRGINIA INC. – NORANDA EXPLORATION, 2009b – Cartes géophysiques couleurs Mégatém – 32E02. Commission géologique du Canada, Dossier public 5957. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; DP 2008-18, 5 pages et 4 cartes.
- DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 128 pages.
- D'AMOURS, I. – ST-HILAIRE, C., 2010 – Levé magnétique aéroporté dans les secteurs de Villebois et Senneterre, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-04, 8 pages et 48 cartes.
- DAVID, J. – VAILLANCOURT, D. – BANDYAYERA, D. – SIMARD, M. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – DION, C. – BARBE, P., 2011 – Datation U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008-09. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, RP 2010-11, 37 pages.
- DAVIES, R., 1964 – Région de Collet – Laberge, comté d'Abitibi-Ouest. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 116, 32 pages et 1 carte.
- DAVIS, W.J. – LACROIX, S. – GARIÉPY, C. – MACHADO, N., 2000 – Geochronology and radiogenic isotope geochemistry of plutonic rocks from central Abitibi subprovince: significance to the internal; subdivision and plutono-tectonic evolution of Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth and Sciences*; No. 37, pages 117-133.
- DELAGRAVE, M. – MASTERMAN, P.C., 1984a – Carte de compilation géoscientifique – 032D/15. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; CG 032D/15, 16 cartes.
- DELAGRAVE, M. – MASTERMAN, P.C., 1984b – Carte de compilation géoscientifique – 032E/02. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; CG 032E/02, 8 cartes.
- DESCHÊNES, P.-L. – ALLARD, G., 2014 – Révision de la géologie de la région de la rivière Octave. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-02, 14 pages.
- DUBÉ, L.M., 1993 – Géologie de la région de Joutel (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 90-12, 61 pages.
- GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R., 1999 – Origine volcanogène des veines aurifères riches en sulfures de la mine Géant Dormant, Abitibi, Québec. Université du Québec à Chicoutimi, Saguenay, Québec; Thèse de doctorat, 408 pages.
- GABRIEL, M., 1989 – Diamond drilling program, winter 1989, Tut property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 48776, 55 pages, 10 plans.
- GADOURY, J. – BISSON, Y., 1986 – Rapport, propriété Disson. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 44379, 118 pages, 9 plans.
- GAUTHIER, L., 1992 – Contexte géologique et processus de mise en place de la minéralisation aurifère du gîte de Ligneris, Abitibi, Québec. Université de Montréal; Mémoire de maîtrise, 58 pages.
- GOUTIER, J., 2005 – Géologie de la région de la baie Ramsay (32F10) et de la rivière Opaooca (32F12). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2005-01, 58 pages et 8 cartes.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-04, 1 page et 2 cartes.
- HEAMAN, L., 1997 – Global mafic magmatism at 2,45 Ga; Remnants of an ancient large igneous province. *Geology*; volume 25, pages 299-302.
- HOCQ, M., 1981 – Carte géologique préliminaire de la région de Joutel-Guyenne (comtés d'Abitibi-Est et d'Abitibi-Ouest). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 851, 1 carte.
- HOCQ, M., 1982 – Projet Joutel-Quévillon, région du Lac Bigniba. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-82-05, 1 carte.

- HOCQ, M., 1983 – Région de la rivière Gale. *Dans* : Rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 207-250.
- HOCQ, M., 1990 – Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 89-04, 4 cartes.
- IMBEAU, G. – LAFOREST, J. – GHOSH, M.K., 1990 – Exploration program, fall 1989, Tut and Bouffard-Lacombe property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 49418, 57 pages, 22 plans.
- KEATING, P., 1979 – Compilation d'anomalies électromagnétiques de type input. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 728, 4 cartes.
- KEATING, P. – D'AMOURS, I., 2010 – Réédition des données numériques en format geosoft des levés aéroportés de l'Abitibi, au Québec. Commission géologique du Canada et Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-09, 6 pages.
- KROGH, T.E. – CORFU, F. – DAVIS, D.W. – DUNNING, G. R. – HEAMAN, L.M. – KAMO, S.L. – MACHADO, N. – GREENOUGH, J.D. – NAKAMURA, E., 1987 – Precise U-Pb Isotopic Ages of Diabase Dykes and Mafic to Ultramafic Rocks Using Trace Amounts of Baddeleyite and Zircon. In: Mafic dyke swarms (Halls, H.C. and Farigh, W.F., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 34, pages 147-152.
- LACROIX, S. – SAWYER, E.W., 1995 – An Archean fold-thrust belt in the northwestern Abitibi Greenstone Belt: structural and seismic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*; No. 32, pages 97-112.
- LACROIX, S. – SIMARD, A. – PILOTE, P. – DUBÉ, L.-M., 1990 – Regional geologic elements and mineral resources of Harricana-Turgeon belt, abitibi NW Quebec. L'Institut canadien des mines et de la métallurgie, Montréal; Volume spécial 43, pages 313-326.
- LAFRANCE, B., 2003 – Reconstruction d'un environnement de sulfures massif volcanogènes déformé : exemple archéen de Normétal, Abitibi. Université du Québec à Chicoutimi, thèse de doctorat; 10.1522/17610225, 362 pages.
- LEGAULT, M. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – GAUTHIER, M. – JEBRAK, M. – PICHÉ, M., 2000 – Contexte géologique du camp minier de Joutel. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-10, 45 pages.
- LEGAULT, M. – GAUTHIER, M. – JEBRAK, M. – MUELLER, W. U. – DAIGNEAULT, R. – DAVIS, D.W. – BAILLARGEON, 2002 – Évolution du complexe volcanique de Joutel, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2001-01, 46 pages.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda – Kirkland Lake area. *Canadian Journal of Earth Sciences*; No. 30, pages 29-41.
- PALMA, V., 1988 – 1988 diamond drilling assessment report, Ojima property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 46747, 93 pages.
- PALMA, V. – LAUDER, P., 1990 – 1989-1990 report of activities, Ojima property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 50334, 122 pages et 28 plans.
- PEARSON, J. W. – LOPATKA, S.B., 1986 – Report on diamond drill program, Disson project D-25. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 44940, 187 pages, 15 plans.
- PILOTE, P., 1989 – Géologie de la région de Casa-Berardi, Dieppe, Collet et Laberge. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 89-43, 20 pages, 7 cartes.
- REMICK, J.H., 1964 – Région de Turgeon-Mattagami, comtés d'Abitibi-Ouest et Abitibi-Est. Ministère des Richesses naturelles, Québec; carte 1563.
- RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – PARENT, M. – MCNICOLL, V., 2010 – Géologie de la région de la rivière Bigniba (parties des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64951, 47 pages et 1 plan.
- RIVE, M., 1994 – Inventaire des roches granitoïdes des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 92-14, 184 pages et 1 carte.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique (édition revue et augmentée). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 95 pages.
- SIMARD, R. – MADON, Z. – STE-MARIE, B. – CAVANAGH, R., 1987 – Diamond drill log, Vior North (P-1435) Property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 47621, 297 pages, 18 plans.
- SIMONEAU, J. – BOIVIN, G. – LAFLEUR, J., 1990 – Rapport des résultats du décapage automne 1988 et de la campagne de forage automne 1989-90, Projet Lac Patrie (224B). Travaux statutaires déposés au ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 49576, 37 pages, 7 plans.
- TANTON, T.L., 1918 – The Harricana-Turgeon Basin, Abitibi, Timiskaming, and Pontiac, Québec. Geological Survey of Canada; map 183A.
- ZALNIERIUNAS, R.V., 2001 – 2001 geology report on the Tut-Ligneris property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59075, 20 pages, 1 plan.

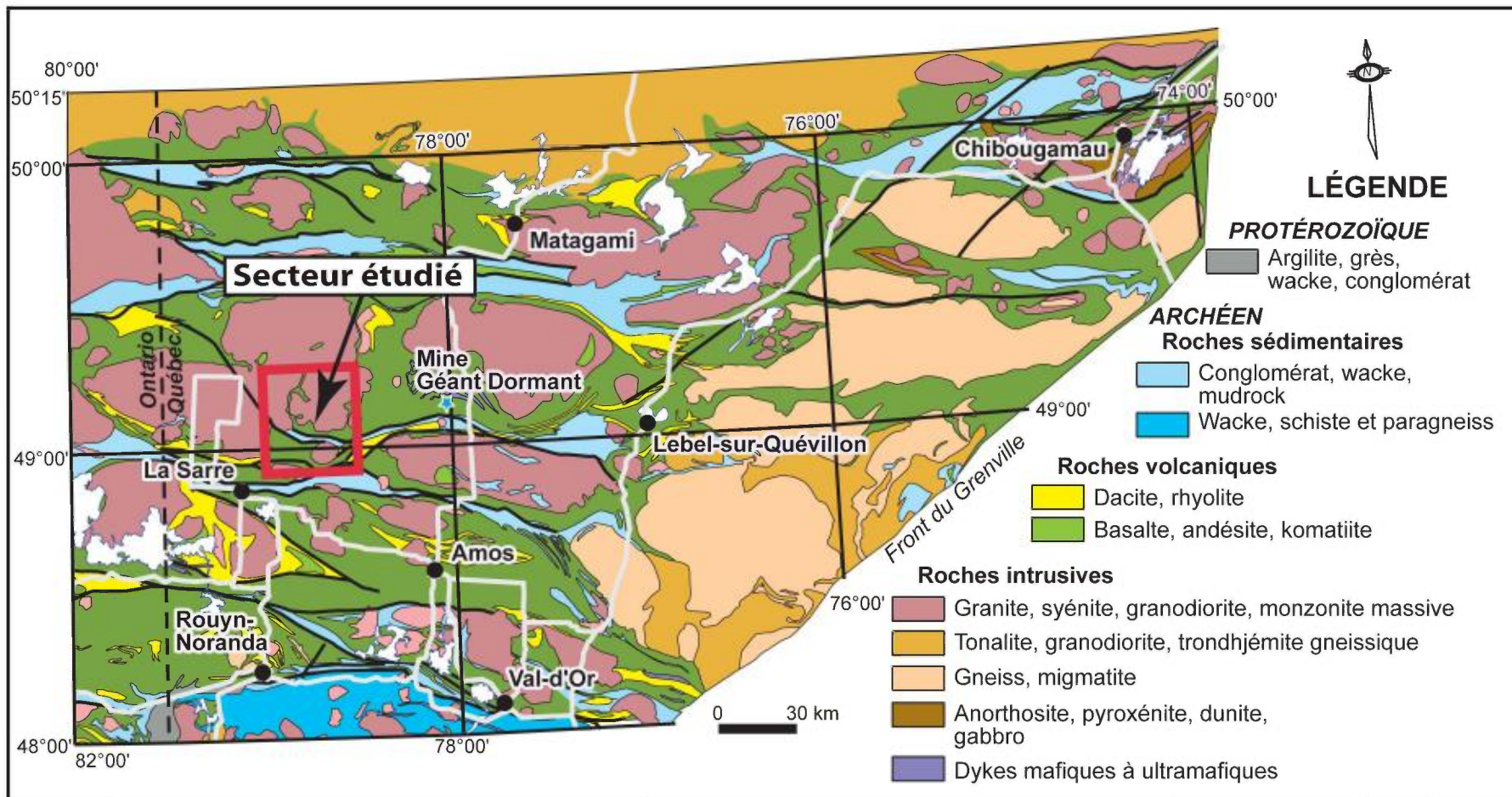


FIGURE 1 – Localisation de la région étudiée.

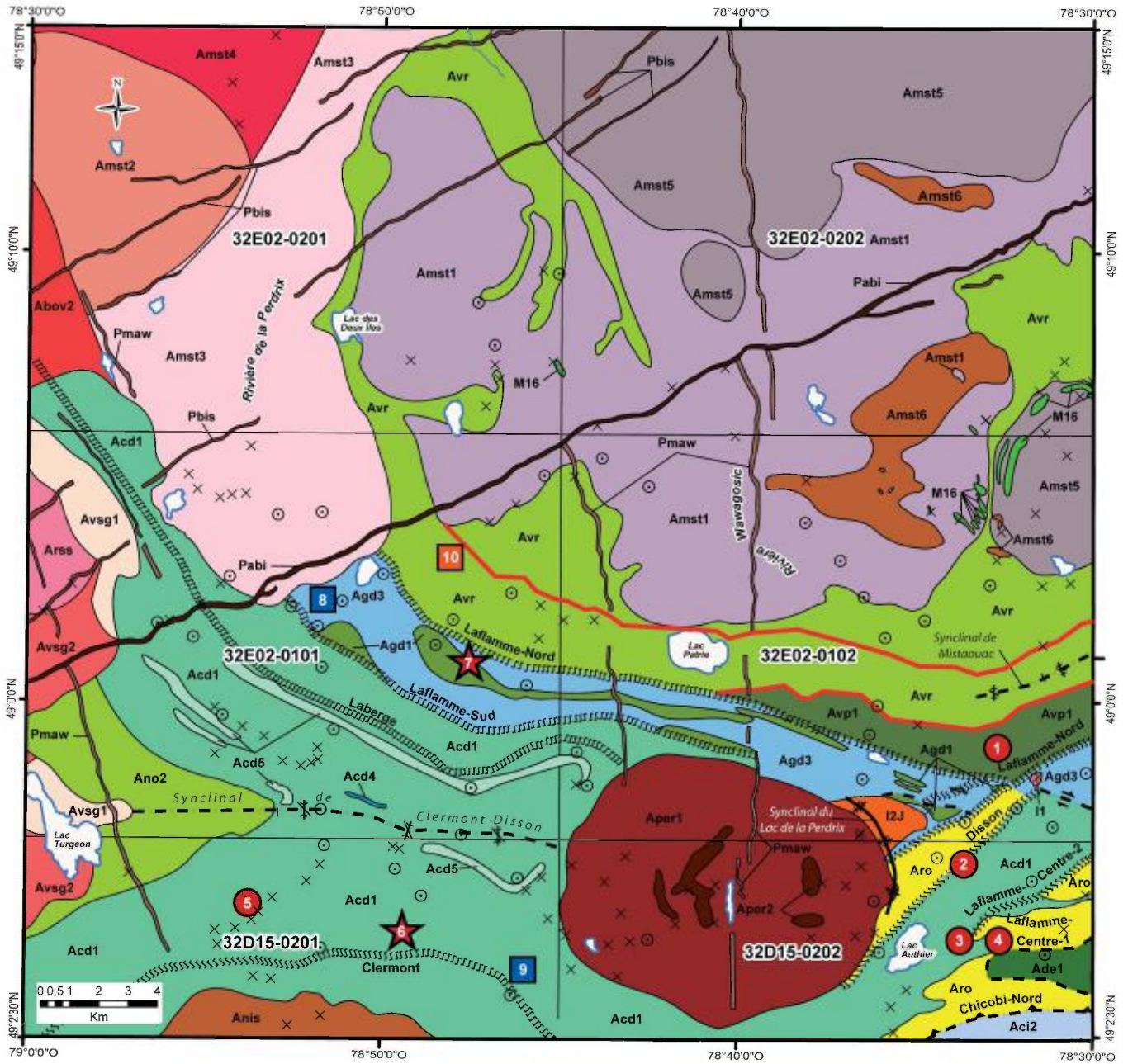


FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région de Wawagosic.

Légende stratigraphique

Protérozoïque

Dykes de l'Abitibi (1141 ±1 Ma)

Pabi Gabbro à olivine

Dykes de Biscotasing (2166,7 ±1,4 Ma)

Pbis Diabase à quartz

Essaim de dykes de Matachewan (2473 +16/-9 Ma)

Pmaw Diabase ou gabbro

Archéen

Pluton de Nissing-Oditan

Anis Monzonite et monzonite quartzifère

Pluton du Lac de la Perdrix

Aper2 Gabbro et pyroxénite

Aper1 Monzodiorite quartzifère et monzonite

Groupe de Chicobi (2698 ±2,4 Ma)

Aci2 Wacke, siltstone et claystone

Formation de Glandelet (2695 ±1 Ma)

Agd3 Wacke, mudstone

Agd1 Volcanites intermédiaires à mafiques et volcanoclastites felsiques et intermédiaires

Pluton de Rousseau (2703 +3/-2 Ma)

Arss Trondhémite et tonalite rubanée et foliée

Pluton de Boivin (2713 ±2 Ma)

Abov2 Granite, diorite et enclaves de volcanite

Pluton de Val-St-Gilles (2716 ±3 Ma)

Avsg2 Trondhémite à biotite et tonalite à biotite

Avsg1 Diorite

Formation de la Rivière Octave (2726,3 ±2,4 Ma)

Aro Volcanique felsique, tuf felsique et intermédiaire

Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (2721 ±1 Ma)

Avp1 Basalte aphyrique à phénocristaux de plagioclase

Formation de Desboues

Ade1 Basalte et andésite

Pluton de Mistaouac (2726 ±2 Ma)

Amst6 Diorite

Amst5 Tonalite à biotite

Amst4 Granite rose, granite gneissique et enclaves d'amphibolite

Amst3 Granite et granodiorite porphyrique

Amst2 Granite

Amst1 Tonalite, diorite et enclaves d'amphibolite

Groupe de Normétal (2728 +3/-2 Ma)

Ano2 Andésite, rhyolite et tuf indifférencié

Formation de Clermont-Disson

Acd5 Basalte et formation de fer

Acd4 Wacke, mudrock et formation de fer

Acd1 Basalte, andésite et tuf indifférencié

Formation de Valrennes (2728 ±0,9 Ma)

Avr Basalte, intrusion mafique, tuf et mudrock graphitiques

Légende lithologique

I1 Intrusion felsique

I2J Diorite

M16 Amphibolite

Légende

× Affleurement visité

⊙ Forage du projet

Structures

Plis

Synforme synclinal droit

—✂— Position incertaine

—✂— Position probable

Failles

- - - - - Faille indéterminée

— Faille inverse

- ⇨ - Faille dextre

- ↗ ↘ - Zone de déformation de Chicobi-Nord

↔↔↔↔↔↔ Zone de cisaillement

Minéralisations

● Aurifères filoniennes de quartz-carbonates associées à des zones de cisaillement

★ Aurifères disséminées et en remplacement associées à une zone de cisaillement

■ Minéralisations filoniennes d'Ag-Pb-Zn

■ Polymétalliques volcanogènes (Zn) associées à des formations de fer

FIGURE 2 (SUITE) – Légende géologique de la région de la rivière Wawagosic.

TABLEAU 1 – Description sommaire des principaux indices de la région de la rivière Wawagosic. Les numéros font référence aux indices localisés dans la figure 2.

N° et nom du gîte	Coord. ¹	Lithologies	Altération	Minéralisation	Teneurs
Minéralisations aurifères filoniennes de quartz-carbonates associées à des zones de cisaillement					
1- Ruisseau Concretion-Nord	679436, 5433480	V[TU]	CL+, Si+	Veines et veinules de QZ-CB-PY	(S) : 1,06 g/t Au sur 0,95 m (sondage 224B-01; Simoneau <i>et al.</i> , 1990)
2- Sondage 93-05 (PN-093)	678438, 5429506	V2J	Si+, CB+	Veines de QZ-CC contenant 1% de PY disséminée et des traces d'Au	(S) : 1,09 g/t Au sur 1,0 m (éch. 14151, sondage 93-05; Imbeau <i>et al.</i> , 1990)
3- Audet Ouest (274-A)	678488, 5426755	V3B		Veines de QZ avec PY et Au. Les veines de QZ sont contenues dans le réseau de fractures orienté N010-035°	(T) : 3,55 g/t Au sur 0,50 m (éch. A24040; Boivin <i>et al.</i> , 1990) E : 1,55 g/t Au et 1,35 g/t Au (éch. A24032, éch. A24022; Boivin <i>et al.</i> , 1990)
4- Lac Authier-Est (Tut)	679690, 5426929	V1[TU], V1[TL], I3	AK+, SR+, Si+	Veines et veinules suhorizontales de QZ-CB orientées N090° avec Au, PY, CP, +/- TL, +/- MG disséminées. La zone minéralisée mesure plus de 900 m de longueur par 15 à 30,0 m de largeur. Les meilleures teneurs Au sont associées à une altération en CL+	(S) : 4.81 g/t Au sur 1.97 m (sondage 73-12) (S) : 3.72 g/t Au sur 1.1 m (sondage 73-11) (S) : 5.98 g/t Au sur 0.6 m (sondage 73-10) (Gabriel, 1989) E : 1.6 g/t Au (Éch. RD-TUT 12087; Zalnieriunas, 2001)
5- Weidner	654061, 5427230	V3 [PO], V2[TU]	CB+, SR+	Veines de QZ-CB avec PY et Au	(S) : 1,7 g/t Au sur 3 m (éch. 8183, sondage OJ-5-88; Palma, 1988); (T) : 1,4 g/t Au (éch. 5803, tranchée L6E; Palma et Lauder, 1990)
Minéralisations aurifères disséminées et en remplacement associées à une zone de cisaillement					
6- DIS-85-4	659311, 5426490	V1[TU]	OF+, FC+, SR+, CB+, TL+	Au, Ag et SP massive à disséminée	(S) : 1,03 g/t Au sur 1,5 m (éch. 2335, sondage DIS-85-4) (S) : 1,03 g/t Au sur 1,10 m (éch. 2353, sondage DIS-85-4) (S) : 8,91 g/t Ag et 0,23% Zn sur 1,01 m (éch. 2299, sondage DIS-85-4) (S) : 5,49 g/t Ag et 0,28% Zn sur 1,47 m (éch. 2307, sondage DIS-85-4; Gadoury et Bisson, 1986)
7- H-1435-016	661291, 5435789	V1[TY]	CL+, Si+	1% de PY disséminée	(S) : 1,80 g/t Au sur 1,00 m (éch. 10182; sondage H-1435-016; Simard <i>et al.</i> , 1987)
Minéralisations filoniennes d'Ag-Pb-Zn					
8- Ruisseau Partridge	656221, 5437754	S6G	GP+	SP, GL, CP et PY disséminées le long des minces fractures et plans de litage. L'indice mesure 121,90 m de largeur. Il est orienté E-W	(S) : 0,75% Zn sur 42,66 m; (sondage 67-2; Bradshaw, 1967)
9- Pearson-1	663455, 5425358	V1[TU] [BR]	SR+	Veines et veinules de QZ avec SP, PY disséminées	(S) : 1,05 % Zn sur 0,70 m (sondage KDI-86-1; Pearson et Lopatka, 1986)
Minéralisation polymétallique volcanogène (Zn) associée à des formations de fer					
10- H-1435-017	660541, 5439419	S9	Si+	20 à 25 % de PY, 5 à 7 % de PO et 1 % de SP	(S) : 0,8 % Zn sur 1,00 m (éch. 10222; sondage H-1435-017; Simard <i>et al.</i> , 1987)

1- Selon le système de référence UTM (NAD 83), Zone 17

(S) : Sondage; (E) : Échantillon choisi; (T) : Tranchée

Note : Les abréviations des unités géologiques et des minéraux sont tirées de Sharma, 1996.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Basaltes coussinés de la Formation de Clermont-Disson (Acd1). Déformation S2, orientée N90 avec un pendage de 65°. Chambres de quartz avec une orientation S0 à 160° et un pendage de 72° indiquant une polarité vers l'ouest. Les bordures des coussins présentent une altération en ankérite. Affleurement 12-JM-1060 (658859E, 5429485N).



PHOTO 2 - Coulée massive de basalte fortement ankéritisée. Formation de Clermont-Disson (Acd1). Affleurement 12-PL-1050 (655964E, 5432244N).



PHOTO 3 - Tuf à blocs et à lapillis de la Formation de la Rivière Octave (Aro). Les fragments sont généralement felsiques anguleux à subanguleux. Notez la présence de baguettes de plagioclases et des yeux de quartz sur l'affleurement. Affleurement 12-PL-1025 (681897E, 5427414N).



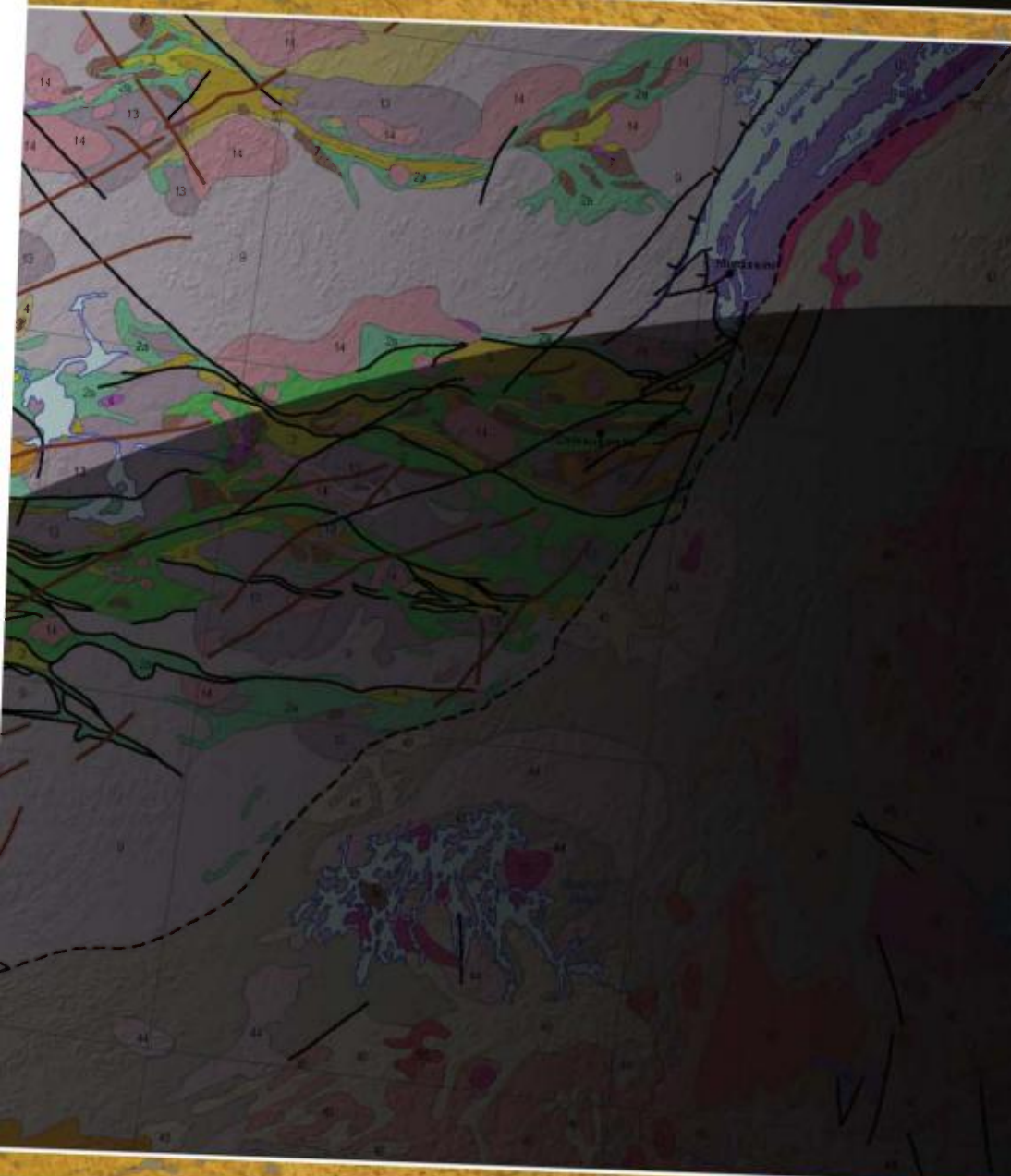
PHOTO 4 - Intrusion felsique du Pluton de Mistaouac (Amst1). Enclave amphibolitique bréchifiée. Affleurement 12-PL-1047 (670095E, 5443888N).



PHOTO 5 - Granite porphyrique du Pluton de Mistaouac, à phénocristaux de feldspath alcalin (Amst3). Notez la présence de fractures avec une forte hématitisation de la roche en périphérie. Sondage RO-355 (654558E, 5440721N).



PHOTO 6 - Charnière de pli du Synclinal de Clermont-Disson dans les roches volcaniques mafiques de la formation du même nom (Acd1). Déversé vers le nord. Affleurement 12-PL-1077 (665041E, 5431799N).



Énergie et Ressources
naturelles

Québec 