

RG 2016-01

Géologie de la région du lac des Vœux (SNRC 33H10, 33H15 et 33H16), Eeyou Istchee Baie-James

Hanafi Hammouche, Pénélope Burniaux et Abdel-Ali Kharis



Vue aérienne de la Grande Rivière, du lac Polaris et de la pourvoirie Mirage.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Jean-Yves Labbé

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Andrea Amórtegui, géo.

Auteurs

Hanafi Hammouche géo., Pénélope Burniaux géo., et Abdel-Ali Kharis

Lecture critique

Jean Goutier, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Julie Sauvageau et Kathleen O'Brien

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région du lac des Vœux (SNRC 33H10, 33H15 et 33H16), Eeyou Istchee Baie-James

Hanafi Hammouche¹, Pénélope Burniaux¹ et Abdel-Ali Kharis²

RG 2016-01

Résumé

La région du lac des Vœux, située immédiatement au SE du réservoir La Grande 4, a fait l'objet de travaux de cartographie géologique à l'échelle 1/50 000 à l'été 2013. Ces travaux ont couvert les feuillets SNRC 33H10, 33H15 et 33H16.

Le terrain cartographié se trouve dans la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Il est composé essentiellement de roches archéennes, principalement des intrusions néoarchéennes. Les plus vieilles roches, d'âge paléoarchéen à mésoarchéen, appartiennent au Complexe de Langelier qui apparaît sous la forme d'une fenêtre de petite taille dans le sud du terrain. Cette unité, considérée comme le soubassement (socle) de la région, est composée de roches intrusives felsiques à intermédiaires fortement foliées. Le plutonisme mésoarchéen se manifeste par la mise en place des dernières phases intrusives du Complexe de Langelier, de l'Intrusion de Wachiskw, formée principalement de roches intermédiaires foliées, et de l'Intrusion d'Orsigny (2823 Ma) constituée de tonalites foliées. Sur le socle se sont déposées quelques unités volcaniques et sédimentaires dispersées. Ce sont : 1) le Groupe d'Aquilon constitué en majeure partie de metabasites et de quelques filons-couches ultramafiques; 2) le Groupe de Guyer (2820-2806 Ma) composé de metabasites; 3) la Formation de l'Escale (2707,5 Ma) qui regroupe des metabasites et des méta-andésites basaltiques; et 4) les formations métasédimentaires de Dalmas et de Keyano (< 2710 Ma) formées respectivement de paragneiss et de migmatites. Les deux premières unités sont d'âge mésoarchéen, tandis que les autres sont néoarchéennes.

Des intrusions felsiques et intermédiaires coupent l'ensemble constitué du socle et des unités supracrustales mésoarchéennes. Le Batholite de Polaris (2732 à 2695 Ma) représente l'intrusion la plus importante de la région d'étude. Composé de roches felsiques à intermédiaires, il constitue plus de la moitié de la surface cartographiée. L'unité porphyrique la plus caractéristique occupe la partie centrale de l'intrusion. Le Batholite de Polaris est bordé à l'est et au nord par les tonalites de la Suite de Coates, et au sud par les tonalites et les granodiorites de l'Intrusion de Carmoy (2695 Ma) et les tonalites de l'Intrusion d'Orsigny (2823 Ma). Le granite du Pluton de La Savonnière occupent respectivement les parties SW et SE du secteur cartographié.

Des essaims de dykes de gabbro et de gabbro-norite tardi-archéens à protérozoïques coupent toutes ces roches. Ils appartiennent principalement aux dykes de l'Essaim de Mistassini et du lac Esprit. Quelques intrusions gabbroïques appartenant aux Dykes de Senneterre ont aussi été reconnues.

L'arrangement structural de la région résulte de la superposition d'au moins trois phases de déformation ductiles qui ont affecté les roches du socle et de la couverture. Le grain structural est hétérogène et contrôlé par la présence d'intrusions de forme ovoïde, particulièrement le Batholite de Polaris. À l'échelle régionale, ces intrusions sont responsables du schéma structural en dômes et en bassins. La région est aussi affectée par plusieurs épisodes de déformation cassante néoarchéens à paléoprotérozoïques.

Le métamorphisme prograde dans les roches archéennes de la région atteint le faciès des amphibolites. Il se manifeste notamment dans les roches les plus anciennes et est bien visible dans les ceintures volcaniques. La forte migmatitisation d'une partie des paragneiss de la Formation de Keyano indique un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites, voire granulitique. Les intrusions tarditectoniques et post-tectoniques sont peu affectées par ce phénomène. Un métamorphisme rétrograde tardif au faciès des schistes verts s'est superposé aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

1 - Géologie Québec (MERN)

2 - Unité de recherche et de service en technologie minérale - UQAT

L'indice Suroît est une minéralisation de Cu-Ag-Au avec des teneurs atteignant 130 g/t Ag, 311 ppb Au et 2,7 % Cu. Il est encaissé dans une diorite quartzifère bréchifiée appartenant au Batholite de Polaris. Nos travaux ont permis de localiser trois secteurs présentant un potentiel pour les minéralisations métalliques. On trouve d'abord l'extension de la ceinture volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer qui renferme des niveaux de formation de fer pouvant présenter un intérêt pour les minéralisations aurifères. L'extension du Groupe d'Aquilon attire également l'attention en raison des nombreux indices aurifères reconnus au nord de la région d'étude. Cette ceinture contient aussi des filons-couches ultramafiques montrant des teneurs anormales en nickel et en chrome avec des concentrations qui varient de 1460 à 2080 ppm Ni et de 3420 à 4350 ppm Cr. Finalement, la ceinture volcano-sédimentaire constituée des formations de l'Escale et de Dalmas comprend des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes présentant un certain potentiel aurifère.

Table des matières

INTRODUCTION	5
Localisation et accès.....	5
Objectifs du projet.....	5
Travaux antérieurs.....	5
Méthode de travail.....	5
Remerciements.....	7
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	7
STRATIGRAPHIE.....	7
Archéen.....	8
Sous-province de La Grande.....	8
Paléoarchéen et Mésoarchéen.....	8
<i>Complexe de Langelier (Algl)</i>	8
<i>Intrusion d'Orsigny (mAors, nouvelle unité)</i>	8
<i>Groupe de Guyer (mAgy)</i>	10
<i>Intrusion de Wachiskw (mAwch)</i>	10
Néoarchéen.....	11
<i>Groupe d'Aquilon (Aaqi)</i>	11
<i>Suite de Coates (nAcoa)</i>	11
<i>Pluton de La Savonnière (nAsav)</i>	12
<i>Batholite de Polaris (nApol)</i>	12
<i>Formation de Keyano (nAky)</i>	14
<i>Pluton de Sauvolles (nAsvl)</i>	14
<i>Groupe de Duhesme (nAdh)</i>	14
<i>Formation de Dalmas (nAdl)</i>	15
<i>Formation de l'Escale (nAec)</i>	15
<i>Suite de Joubert (nAjbt)</i>	16
<i>Intrusion de Carmoy (nAcar)</i>	16
<i>Suite de Tramont (nAtra)</i>	17
<i>Pegmatite de Tilly (nAtly)</i>	17
<i>Essaim de dykes de Mistassini (nAmib)</i>	18
Paléoprotérozoïque.....	18
<i>Dykes de Senneterre (pPsen)</i>	18
<i>Dykes du lac Esprit (pPesp)</i>	18
Unités lithologiques.....	18
Unité I1B.....	18
Unité I2J.....	19
Unité I4a	19
LITHOGÉOCHIMIE	19
Roches intrusives felsiques et intermédiaires	19
Roches métavolcaniques et roches intrusives mafiques et ultramafiques	23
MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	24
État de connaissances sur le métamorphisme régional	24
Détermination des faciès métamorphiques	24
Métamorphisme prograde.....	24
Roches intrusives felsiques à intermédiaires archéennes.....	24
Roches volcaniques et métasédimentaires archéennes.....	24
Métamorphisme rétrograde.....	25

GÉOLOGIE STRUCTURALE	25
Introduction	25
Phases de déformation et éléments structuraux associés.....	25
Structures primaires	25
Phase de déformation D1.....	25
Phase de déformation D2.....	25
Phase de déformation D3.....	26
Phases de déformation cassantes	26
Domaines structuraux.....	26
Domaine paléoarchéen à mésoarchéen (domaine I).....	26
Domaine néoarchéen (domaine II)	26
Zones de cisaillement régionales et structures cassantes	28
 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	 28
 CONCLUSION.....	 29
 RÉFÉRENCES	 31
 ANNEXE : Photographies.....	 39

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région du lac des Vœux est située à environ 300 km à vol d'oiseau à l'est du village de Radisson, dans la municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James (figure 1). Elle couvre les feuillets SNRC 33H10 (Lac Orsigny), 33H15 (Lac des Vœux) et 33H16 (Collines Pontard) et est délimitée par les longitudes 72° 00' et 73° 00' W et les latitudes 53° 00' et 53° 30' N. Ce terrain s'étend sur une superficie de près de 2800 km² (figure 2). Le feuillet 33H09, quant à lui, a fait l'objet d'une révision partielle visant la mise à jour de la carte géologique du SIGÉOM. La région est accessible en empruntant la route de la Baie-James, qui relie Matagami à Radisson, puis par la route Transtaïga en direction du réservoir de Caniapiscau (figure 1).

La densité d'affleurements dans le secteur d'étude est variable. La partie nord est relativement bien pourvue en affleurements, alors qu'au sud, le socle rocheux est moins exposé en raison d'un important couvert de dépôts quaternaires, de tourbières et de champs de blocs. La région contient aussi de nombreux plans d'eau. La plupart sont de petites dimensions et sont reliés entre eux par un réseau dense de ruisseaux et de rivières. Quelques-uns sont plus considérables et occupent de vastes surfaces comme l'extrémité est du réservoir La Grande 4, le lac des Vœux, le lac Orsigny, le lac des Patriotes et le lac Polaris. La Grande Rivière constitue le cours d'eau le plus important du secteur. Elle circule dans le SW du feuillet 33H15 et traverse tout le feuillet 33H10 d'ouest en est.

Durant les travaux de terrain, l'équipe était basée à la pourvoirie Mirage située au kilomètre 358 de la route Transtaïga.

Objectifs du projet

Le levé géologique à l'échelle 1/50 000 réalisé durant l'été 2013 représentent la poursuite des travaux de cartographie amorcés en 2009 (Bandyayera *et al.*, 2011 et 2013, Goutier *et al.*, en préparation; Hammouche *et al.*, 2015). Ces travaux visent à approfondir la connaissance géologique et à évaluer le potentiel minéral de la partie est de la Sous-province de La Grande. Simultanément, des projets de cartographie à la même échelle touchant principalement le contact entre les sous-provinces d'Opinaca et de La Grande ont été menés plus au sud (Goutier *et al.*, en préparation).

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie systématique de la région remontent à 1957-1958 (Heywood *et al.*, 1959). Il s'agit d'un levé géologique à l'échelle 1/506 880 (8 milles au pouce) couvrant une grande partie du territoire de la Baie-James, incluant la région d'étude. Au milieu des années

1970, les feuillets SNRC 33H10, 33H15 et 33H16 ont été cartographiés à l'échelle 1/125 000 (Sharma, 1977 et 1978). La région a également été couverte par les grandes compilations géologiques et des gîtes minéraux du territoire de la Baie-James menées par le Ministère (Dubé *et al.*, 1976; Avramtchev, 1983). Une synthèse métallogénique du secteur a été réalisée par Gauthier (1996) et Gauthier *et al.* (1997).

Des levés régionaux de géochimie de l'environnement secondaire ont été menés par la SDBJ (Société de Développement de la Baie-James) durant les années 1970 (Bonneau, 1973; Martin, 1973 et 1976; Martin *et al.*, 1973; Tremblay et Marleau, 1973; Pride, 1974; Gleeson, 1974, 1975 et 1976; Cannuli, 1975; Marleau, 1975 et 1979; Gleeson et Oakes, 1975). Plus récemment, le Ministère a procédé à la réanalyse des échantillons de sédiment de fond de lac prélevés lors de ces campagnes. Il a également effectué des études d'évaluation du potentiel pour les minéralisations aurifères de type orogénique (Lamothe, 2008; Allard *et al.*, 2015).

Dans les années 1990, des travaux d'exploration pour les métaux usuels et précieux ont été réalisés par Ressource Sirios (Desbiens, 1995; Charbonneau, 1996) dans le sud-est du feuillet 33H10. Ces travaux, qui visaient la découverte de zones de sulfures aurifères, n'ont pas révélé de teneurs intéressantes. Les travaux de cartographie de Desbiens et Girard (2000) dans le feuillet 33H15 ont permis de mettre au jour un indice de Cu et Ag (indice Suroît, voir la section sur la Géologie économique). Par la suite, Ressources Sirios a entrepris des levés de till dans la portion centrale du corridor Wemindji-Caniapiscau défini par Moorhead *et al.*, (1999) touchant le feuillet 33H15 et le secteur NW du feuillet 33H16. Ces travaux avaient pour but la recherche de minéraux indicateurs pour le diamant, mais n'ont pas donné les résultats escomptés (Girard, 2001). Près de 20 ans après les travaux de Sirios, Exploration Midland a mené une campagne d'exploration dans le SE du feuillet 33H10, toujours sans succès (Larivière *et al.*, 2009a et 2009b; Larivière et Banville, 2013; Tshimbalanga, 2009).

La région a fait l'objet de levés géophysiques aéroportés réalisés pour le Ministère en 2008. Les feuillets 33H10, 33H15 et 33H16 ont ainsi été couverts par un levé spectrométrique et magnétique aéroporté (Pelletier, 2009).

Méthode de travail

Les travaux de cartographie géologique ont été réalisés durant une période de onze semaines par une équipe constituée de cinq géologues et de cinq aides-géologues. Les cheminements sur le terrain ont été planifiés à l'aide de photos aériennes, des images satellitaires (RapidEye) et des cartes géophysiques. De vastes portions de la région pauvres en affleurements ont été couvertes par des séries de sauts en hélicoptère. À l'occasion, une petite embarcation à deux places a été utilisée le long des rivières et des petits lacs. Tous les affleurements présents le long de la route Transtaïga ont été décrits.

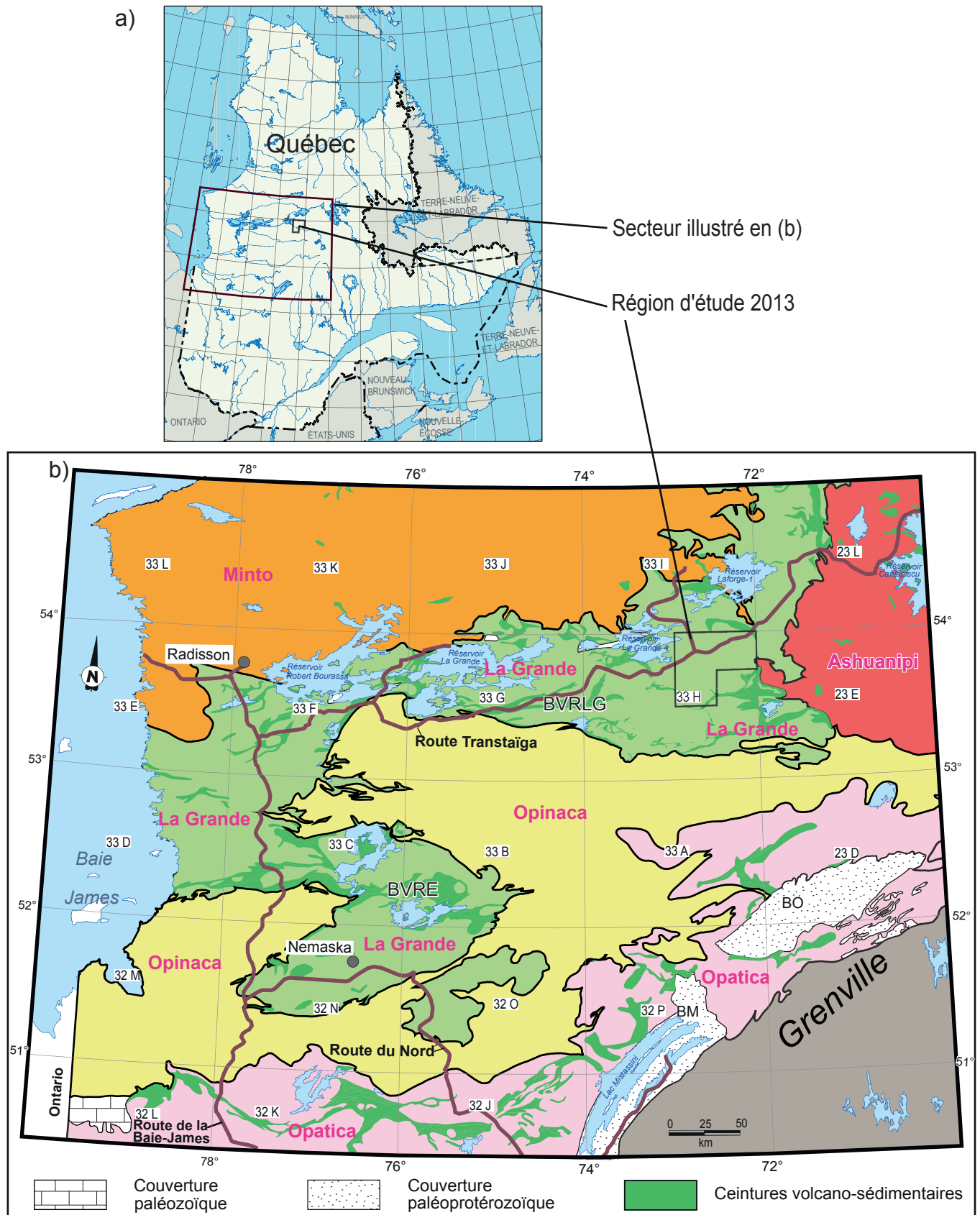


FIGURE 1 - (a) Localisation de la région du lac des Vœux et **(b)** carte géologique régionale du secteur de la Baie-James (modifiée de Thériault et Beauséjour, 2012). Abréviations : BO = Bassin d'Otish, BM = Bassin de Mistassini.

Un total de 315 lames minces et 49 lames minces polies ont été examinées, tandis que 283 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et en traces afin de caractériser les différentes lithologies rencontrées et de déterminer les teneurs en métaux. De plus, 101 échantillons de roches intrusives grenues de composition felsique à intermédiaire ont fait l'objet de coloration au cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer la proportion de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz. L'évaluation du mode de ces constituants a été réalisée selon la méthode décrite dans Goutier *et al.* (2001a).

Les cartes géophysiques issues des levés magnétiques et spectrométriques aéroportés récents (Pelletier, 2009) ont été très utiles pour l'interprétation des cartes géologiques.

Les cartes, ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux, sont disponibles en version numérique et peuvent être consultées à l'aide du produit « *E-Sigéom à la carte* », à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Remerciements

Les auteurs remercient les personnes qui ont participé à ce projet pour leur contribution et leur enthousiasme lors des travaux de terrain. Il s'agit des géologues Francis Talla Takam et Mehdi Amine Guemache, des stagiaires finissants Frédéric Massei et Tracy Decotte, et des étudiants stagiaires Janie Masse Dufresne, Donald Grzela, Marilyne Adam et Élisabeth Lemoine. Julie Sauvageau, Claude Guérin et Johanne Jobidon ont participé à la réalisation des figures et des cartes. Nous exprimons ici notre profonde reconnaissance et nos vifs remerciements pour leur travail de grande qualité. Nos remerciements vont aussi à Jean Goutier à titre de lecteur critique et à Joséphine Gigon pour ses commentaires et les améliorations suggérées. Leur collaboration a permis d'améliorer la compréhension de la géologie, notamment dans les secteurs adjacents au territoire cartographié par cette équipe durant la même période. Finalement, nous remercions Claude Dion pour l'édition de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région cartographiée est située dans la Sous-province volcano-plutonique de La Grande de la Province du Supérieur. Cette sous-province est bordée au nord par les roches plutoniques de la Sous-province de Minto, et au sud par les roches métasédimentaires migmatitisées de la Sous-province d'Opinaca (figure 1). Elle comprend un socle tonalitique d'âge paléoarchéen à néoarchéen (3452 à 2788 Ma, Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014) sur lequel reposent les séquences volcano-sédimentaires. Le socle et la couverture supracrustale sont injectés par de grands plutons de composition felsique à intermédiaire. Les unités volcano-

sédimentaires sont réparties en deux bandes subparallèles désignées comme la Bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG), au nord, et la Bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE), au sud (figure 1; Hocq, 1994; Gauthier, 1996; Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2001b).

Les roches d'âge protérozoïque sont représentées par les bassins d'arénite quartzitique et de conglomérat de la Formation de Sakami et les dykes de gabbro-diabase appartenant aux essaims de lac Esprit (NW-SE) et de Senneterre (NE-SW). Des datations récentes montrent que l'Essaim de dykes de Mistassini (NW-SE), longtemps considéré comme d'âge protérozoïque, était plutôt néoarchéen tardif (2515 ± 3 Ma; Hamilton, 2009).

Le style structural régional résulte de la superposition de plusieurs épisodes de déformation ductile impliquant à la fois des lambeaux de socle tonalitique, la couverture volcano-sédimentaire et les roches intrusives archéennes, et de déformation cassante d'âge néoarchéen et paléoproterozoïque. Cette tectonique polyphasée est responsable de l'arrangement structural apparenté à un style en dômes et bassins, de la présence de failles et de plis kilométriques affectant les séquences volcano-sédimentaires et de l'exhumation de zones très métamorphisées (Goutier *et al.*, 2001b; Percival, 1989).

Le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des granulites, mais la majeure partie du La Grande est affectée par un métamorphisme au faciès des amphibolites.

Du point de vue métallogénique, la région présente plusieurs types de minéralisations. Les minéralisations aurifères disséminées associées aux zones de déformation constituent le type de minéralisations le plus commun. On trouve aussi des minéralisations aurifères stratiformes associées à des formations de fer au faciès des sulfures et des oxydes-silicates de type Algoma. L'intérêt pour la région de la Baie-James s'est nettement accru durant la dernière décennie à la suite de la découverte des minéralisations aurifères de type « Éléonore » dans les métasédiments au contact des sous-provinces d'Opinaca et de La Grande. La Sous-province de La Grande renferme également des minéralisations volcanogènes à Cu-Zn-Ag ± Au, de fer dans les formations de fer, porphyriques à Mo-Cu-Ag, de métaux rares (Li-Cs-Nb-Ta) dans les granitoïdes, uranifères principalement liées à des roches sédimentaires archéennes et protérozoïques et quelques indices de Cr-Ni-EGP ± Au-Ag encaissés dans les roches ultramafiques.

STRATIGRAPHIE

La majorité des unités stratigraphiques de la région d'étude appartiennent à la Sous-province de La Grande et présentent des âges paléoarchéens à néoarchéens. Les roches gneissiques à très foliées du Complexe de Langelier, qui constituent le soubassement de la région, ne représentent

qu'une unité de faible étendue dans la partie sud de la carte. Il en est de même pour les roches intrusives mésoarchéennes de l'Intrusion de Wachiskw dont l'étendue diminue vers l'est pour se terminer dans la partie ouest du feuillet 33H10. L'Intrusion d'Orsigny, nouvellement définie dans la partie SE du terrain, représente l'unité mésoarchéenne la plus importante du secteur.

La région cartographiée est en grande partie formée de roches intrusives néoarchéennes, plus particulièrement par le Batholite de Polaris qui couvre à lui seul plus de la moitié de sa superficie. Les autres unités intrusives néoarchéennes du secteur sont la Suite de Coates, l'Intrusion de Carmoy et le Pluton de La Savonnière.

Trois ensembles volcano-sédimentaires ont été identifiés : 1) le Groupe de Guyer, qui constitue le prolongement de la bande de roches volcaniques reconnue dans le feuillet 33H14, à l'ouest (Hammouche *et al.*, 2015); 2) les formations de l'Escale et de Dalmas localisées dans le coin SE du feuillet 33H10; et 3) le Groupe d'Aquilon reconnu dans le coin NE du feuillet 33H16. Cette dernière unité se caractérise notamment par l'abondance de filons-couches ultramafiques.

Quelques unités plutoniques néoarchéennes tardives (Suite de Tramont, Pegmatite de Tilly) ne sont pas assignées à la Sous-province de La Grande, car ces unités sont également reconnues dans la Sous-province de Minto.

Des dykes mafiques de gabbro-diabase d'âge néoarchéen et paléoprotérozoïque coupent toutes les unités archéennes. Les dépôts quaternaires sont assez répandus et sont constitués en grande partie de dépôts d'origine glaciaire.

Archéen

Sous-province de La Grande

Paléoarchéen et Mésoarchéen

Complexe de Langelier (Algl)

Le Complexe de Langelier a été défini par Goutier *et al.* (1999b) dans la région des lacs Langelier et Threefold (feuillet SNRC 33F03 et 33F04). Il regroupe un ensemble de gneiss granitiques, tonalitiques et dioritiques, de migmatites, de diorites et de tonalites. Cette unité lithodémique occupe une très grande étendue dans la partie occidentale de la Sous-province de La Grande. Elle a été suivie vers l'est dans les régions des lacs Brune et Semonville jusque dans la région d'étude (Goutier *et al.*, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b, 2000, 2001a, 2001b et 2002; Bandyayera *et al.*, 2011 et 2013; Goutier *et al.*, en préparation) où se trouve sa limite orientale. Les datations effectuées sur des tonalites et des gneiss tonalitiques provenant de cinq sites ont donné des âges compris entre 3452 Ma et 2788 Ma (Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014). Le Complexe de Langelier a été divisé en cinq unités : 1) l'unité mixte de tonalite foliée à biotite et hornblende, de gneiss tonalitique et de diorite

foliée (Algl); 2) le gneiss tonalitique à biotite et hornblende (Algl1); 3) la diorite granoblastique (Algl2); 4) la tonalite foliée à biotite et hornblende (Algl3); et 5) l'unité de brèche intrusive à fragments de tonalite, de diorite et de roches mafiques et ultramafiques (Algl4).

Le Complexe de Langelier forme une bande de 18 km de longueur par 3 km de largeur dans la partie sud du feuillet 33H10 (figure 2 et carte hors texte). Dans ce secteur, il est constitué de tonalite foliée à biotite et hornblende, de gneiss tonalitique et de diorite foliée appartenant à l'unité Algl. Il s'agit de l'extension de l'unité cartographiée plus à l'ouest dans la région des lacs Rouget et Carmoy (Hammouche *et al.*, 2015). La signature magnétique de ces roches a permis de suivre le complexe vers l'est. Les quelques affleurements observés dans le secteur d'intérêt sont composés de tonalite à biotite et hornblende et de diorite foliées.

La tonalite foliée à biotite et hornblende est la plus répandue. Cette lithologie possède une granulométrie moyenne, une surface altérée blanche à gris clair et une surface fraîche gris clair. Elle contient un peu de feldspath potassique (<5 %) et les minéraux mafiques (biotite, hornblende, magnétite, épidote, chlorite) constituent de 10 à 25 % de la roche. La biotite (10 à 20 %) est plus abondante que la hornblende (5 à 10 %). La magnétite (1 à 2 %) est présente en grains millimétriques disséminés.

La diorite foliée est granoblastique, à grain fin à moyen et montre une patine mouchetée gris foncé à noire. Elle est composée de hornblende verte (55 %), de plagioclase (25 %), de biotite (10 %), de feldspath potassique (<5 %) et de quartz (5 %). La proportion de quartz atteint localement 15 %, la roche passant ainsi à une diorite quartzifère. On trouve également de la titanite comme minéral accessoire. Le plagioclase est partiellement séricitisé et la biotite est chloritisée. Cette diorite est également présente sous la forme d'enclaves (2 à 5 %) métriques dans la tonalite foliée.

Intrusion d'Orsigny (mAors, nouvelle unité)

Une nouvelle unité de tonalite, l'Intrusion d'Orsigny, a été reconnue dans la partie sud du feuillet 33H10 (figure 2, carte hors texte). Le nom d'Orsigny a été assigné à cette unité, même si le lac Orsigny est situé 16 km plus au nord, en raison de la rareté des entités géographiques identifiées dans ce secteur.

Une datation U-Pb d'une tonalite provenant de cette intrusion (figure 2) a donné un âge de cristallisation de $2823 \pm 7,4$ Ma (figure 2; David *et al.*, en préparation).

L'Intrusion d'Orsigny (mAors) est constituée principalement de tonalite à biotite foliée à très foliée (photo 1, en annexe), localement protomylonitique. La roche est blanc grisâtre, à grain moyen ou fin par endroits. La foliation est soulignée par l'alignement de la biotite et, de façon moins prononcée, par l'allongement des cristaux et des agrégats de quartz. La biotite constitue de 8 à 15 % de la roche. La tonalite contient aussi de l'épidote (1 à 5 %), de la magnétite (<2 %) et, localement, un peu de hornblende (traces à 4 %).

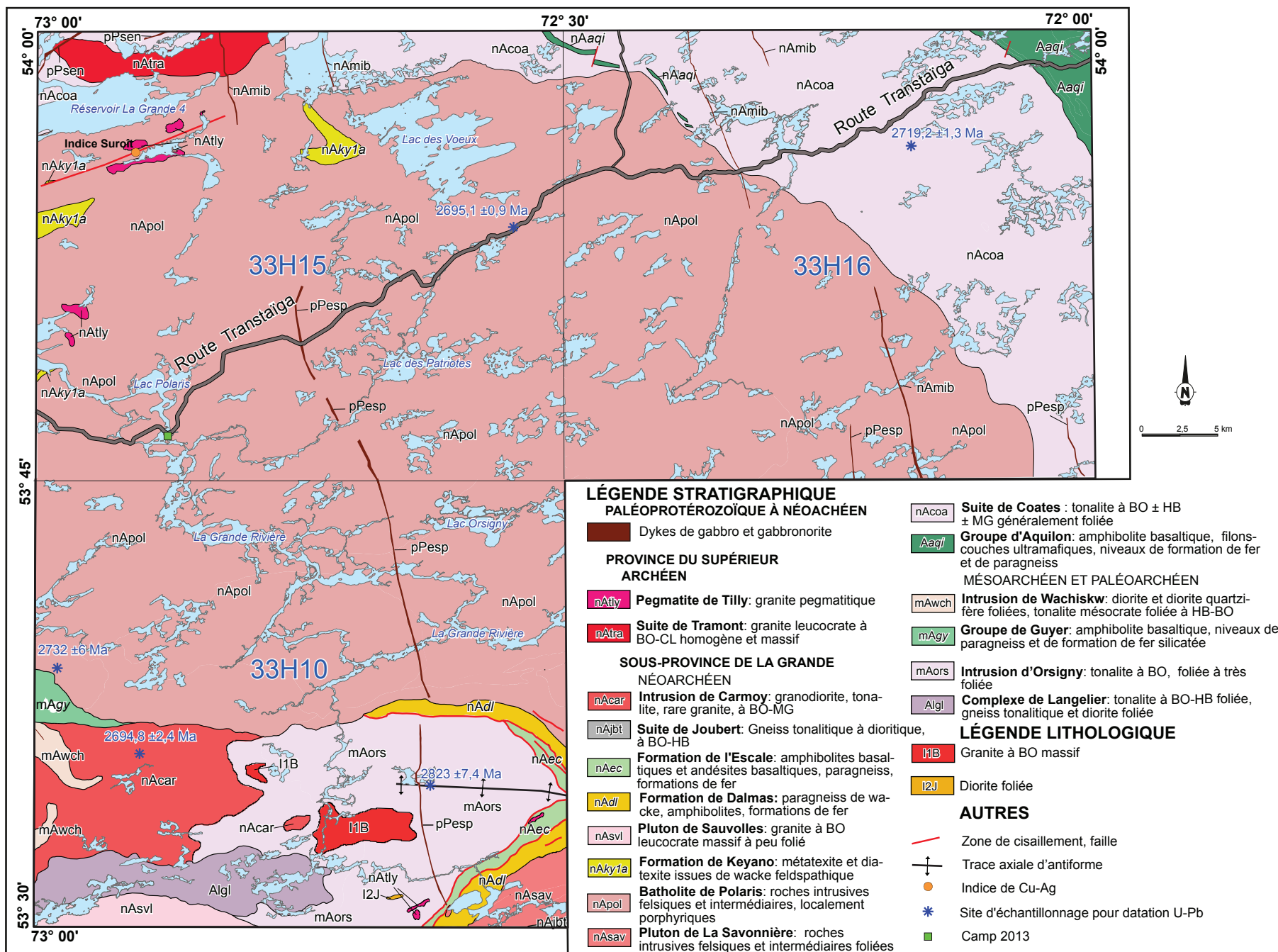


FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée indiquant la localisation des échantillons de géochronologie et de la principale minéralisation de la région du lac des Vœux.

En lames minces, on observe également de la muscovite (traces à 1 %), de la titanite (traces à 2 %) et de l'apatite en traces. La roche est recristallisée, le quartz présentant presque toujours une extinction ondulante. Les microstructures en mosaïque sont très répandues et des myrmékites sont observées à l'occasion. On reconnaît une altération en chlorite-séricite d'intensité variable. La tonalite est couramment injectée par des dykes, des sills ou des amas irréguliers de dimension très variable (centimétriques à métriques) de granite massif à grain moyen à grossier. Par endroits, la roche est coupée par des intrusions de granodiorite à biotite $\pm$ hornblende $\pm$ magnétite à grain moyen, légèrement foliée, qui s'apparente aux roches de l'Intrusion de Carmoy (voir plus loin). L'unité mAors contient aussi des enclaves de diorite foliée à grain fin à moyen et d'amphibolite foliée finement grenue.

Groupe de Guyer (mAgy)

Le Groupe de Guyer a été introduit par St. Seymour *et al.* (1979) pour décrire une séquence de roches métavolcaniques dans le secteur du lac Guyer (feuilles SNRC 33G05, 33G06 et 33G11). Par la suite, Goutier *et al.* (2002) ont subdivisé cette séquence en cinq unités : 1) une unité d'amphibolite basaltique (mAgy1); 2) une unité de tuf felsique (mAgy2); 3) les formations de fer associées à des wackes (mAgy3); 4) une unité de basalte magnésien et de komatiite (mAgy4); et 5) une unité de wacke ultramafique (mAgy5). La séquence volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer s'étend d'ouest en est sur près de 140 km. Les datations réalisées sur les tufs felsiques de l'unité mAgy2 dans les feuilles 33G06, 33G07 et 33G09 ont donné des âges de $2820 \pm 0,8$ Ma (Goutier *et al.*, 2002), $2806,1 \pm 2,3$ Ma (David *et al.*, 2011) et $2815,9 \pm 3,1$ Ma (David *et al.*, 2012) respectivement.

Le secteur cartographié expose l'extrémité est de la bande de roches métavolcaniques du Groupe de Guyer (figure 2 et carte hors texte) identifiée dans le feuillet 33H11 par Hammouche *et al.* (2015). Cette bande, d'une largeur d'environ 3 km, se termine en biseau dans la partie SW de la carte. Elle est coupée au nord et à l'est par le Batholite de Polaris et au sud par les intrusions de Wachiskw et de Carmoy.

Dans ce secteur, seules les unités mAgy1 et mAgy3 ont été observées. L'unité mAgy1 est constituée essentiellement d'amphibolite basaltique, mais comprend également quelques niveaux décimétriques à métriques de paragneiss dérivé de wacke. L'amphibolite est très finement grenue, nématogranoblastique et possède une foliation bien marquée. Les structures primaires sont totalement oblitérées par la déformation et le métamorphisme. L'amphibolite est vert très foncé en cassure fraîche et vert foncé avec une patine partiellement rouillée en surface altérée (photo 2, en annexe). L'amphibolite typique est composée de hornblende verte, localement porphyroblastique, de plagioclase et de quartz. La roche contient aussi de l'épidote, de la magnétite, de la pyrite et de la pyrrhotine en traces. Le paragneiss est

à grain fin, lépidogranoblastique et folié. Il est de couleur gris moyen rouillé en surface altérée et gris clair en cassure fraîche. Le paragneiss est constitué de feldspath, de quartz et de biotite verte et contient également des quantités mineures de carbonates, de magnétite et, localement, de pyrite.

Un niveau de formation de fer au faciès des silicates (mAgy3) est intercalé dans l'amphibolite basaltique. Il est exposé sur un seul affleurement sur une épaisseur de 2 à 3 m. La roche est à grain très fin et foliée avec une patine vert foncé partiellement rouillée et une cassure fraîche vert très foncé. L'examen pétrographique montre que la formation de fer est composée de hornblende verte, de grunérite et de grenat pœciloclastique accompagnés de magnétite et de pyrite disséminées.

Intrusion de Wachiskw (mAwch)

Cette unité a été introduite par Hammouche *et al.* (2015) pour désigner une intrusion de roches intermédiaires à felsiques reconnue dans la région du lac Carmoy, dans le SE du feuillet 33H11. Cette intrusion est décrite comme un ensemble fortement hétérogène regroupant principalement des tonalites, des diorites et des diorites quartzifères foliées. Les auteurs y ont aussi distingué deux variétés de tonalite en fonction du minéral ferromagnésien dominant : 1) une tonalite leucocrate à mésocrate à biotite $\pm$ hornblende et 2) une tonalite mésocrate à hornblende et biotite.

Dans la région d'étude, quelques affleurements de l'Intrusion de Wachiskw ont été visités dans la partie ouest du feuillet 33H10 (figure 2, carte hors texte) où elle forme le prolongement oriental de l'intrusion. Une partie de celle-ci est enclavée dans l'Intrusion de Carmoy (voir plus loin). Le Wachiskw de ce secteur est composé principalement de diorite et de diorite quartzifère foliée et, dans une moindre mesure, de tonalite foliée à hornblende et biotite.

La diorite et la diorite quartzifère sont grisâtres avec une patine blanchâtre et présentent un aspect moucheté. Elles sont moyennement à finement grenues, granoblastiques, parfois équi-granulaires. Ces roches contiennent de la hornblende (15 à 45 %) et de la biotite (3 à 8 %). Le quartz constitue entre 7 et 12 % de la diorite quartzifère. Ces roches sont pour la plupart fortement altérées en séricite et en chlorite. L'épidote, la titanite, l'apatite et la magnétite sont présentes en traces par endroits. En lames minces, on note une recristallisation modérée des minéraux.

La tonalite à hornblende et biotite est mésocrate et à grain moyen à fin. Elle contient de l'épidote et de la magnétite. La roche est partiellement altérée en un assemblage de séricite-chlorite-épidote.

Les lithologies de l'Intrusion de Wachiskw sont coupées par de nombreuses injections de granite à grain moyen à grossier et de pegmatite granitique. Elles se présentent généralement sous la forme de dykes ou d'amas décimétriques à métriques.

Néoarchéen

Groupe d'Aquilon (*Aaqi*)

Dans la région d'étude, cette unité forme un court tronçon de 8 km de long par 4 km de largeur localisé dans le coin NE du feuillet 33H16. La présence de ces roches volcaniques et sédimentaires a été rapportée pour la première fois par Sharma (1979) dans la partie SE du feuillet 33I01 et NE de 33H16. À la suite des travaux d'exploration entrepris par Ressources Sirios (Desbiens, 1998), cette bande a été désignée comme la « bande d'Aquilon ». Plus tard, Simard et Lafrance (2011a) ont assigné à cette unité le nom de « Ceinture d'Aquilon ». Dans le souci de se conformer au Code Stratigraphique Nord-Américain (MRN, 1986), nous désignons maintenant cette unité comme le Groupe d'Aquilon.

Simard et Lafrance (2011a) distinguent quatre unités dans le Groupe d'Aquilon présumé d'âge mésoarchéen : 1) les amphibolites d'origine effusive (*Aaqi1*); 2) les roches ultramafiques foliées (*Aaqi2*); 3) les roches volcaniques felsiques (*Aaqi3*); et 4) les formations de fer (*Aaqi4*). Seules les unités *Aaqi1* et *Aaqi2* ont été observées en affleurements dans le secteur cartographié.

La lithologie la plus répandue est l'amphibolite basaltique de l'unité *Aaqi1*. L'amphibolite à grain fin à moyen est foliée et fortement recristallisée. Elle montre une teinte gris verdâtre foncé en surface altérée et vert moyen en surface fraîche (photo 3, en annexe). L'amphibolite typique présente une structure nématogranoblastique et est composée de hornblende verte (60 à 80 %) et de plagioclase (20 à 40 %). La roche contient également un peu de quartz (<3 %), d'épidote (<2 %), de titanite (1 à 2 %), de magnétite (1 à 2 %) et de pyrite (en traces). Dans la partie NE de l'unité, des injections métriques à décamétriques de tonalite et de granite coupent les amphibolites.

Dans le coin NE du feuillet 33H16, les filons-couches de métapériidotite à pyroxène et hornblende (*Aaqi2*) sont mis en évidence sur la carte aéromagnétique par de fortes anomalies magnétiques positives formant des bandes de 300 m de largeur par 8 km de longueur. À l'intérieur de la Suite de Coates, quelques enclaves hectométriques de cette roche sont également observées dans le prolongement du Groupe d'Aquilon dans le secteur NW du feuillet 33H16. La métapériidotite est à grain fin, foliée, fortement magnétique et présente localement une structure de cumulat. Elle possède une patine grise ou brun moyen à foncé et présente en surface fraîche une couleur gris verdâtre moyen. En lames minces, les métapériidotites sont composées d'olivine (>40 %), fortement altérée en un assemblage de serpentine-magnétite-chlorite, de pyroxènes partiellement altérés en actinote et trémolite (environ 40 %), de hornblende (de 12 à 15 %) et de minéraux opaques (<5 %).

Quelques filons-couches ultramafiques de hornblendite contiennent jusqu'à 95 % de hornblende verte. Dans ce cas, il est difficile de conclure si l'on est en présence de

hornblendite recristallisée ou de pyroxénite totalement métamorphisée.

Une unité de formation de fer (*Aaqi4*) observée dans le feuillet 33I02 (Quirion, 2002) a été prolongée dans la partie nord des feuillets 33H15 et 33H16 grâce au levé aéromagnétique qui révèle une forte anomalie magnétique. Aucun affleurement n'a pu être observé en surface. Cependant, les forages réalisés au SE du feuillet 33I02 par Golden Tag Ressources à l'hiver 2007 (Moar, 2007) démontrent la présence d'une formation de fer au faciès des oxydes encaissée dans une séquence de métasédiments. Les unités de formation de fer intersectées en forages ne dépassent pas 9 m d'épaisseur. Moar (2007) décrit des paragneiss à grain très fin, à biotite et porphyroblastes de grenat comprenant des niveaux métriques contenant des amphiboles. Nous assignons ces paragneiss à la même unité que la formation de fer (*Aaqi4*).

Suite de Coates (*nAcoa*)

La Suite de Coates a été introduite par Simard et Lafrance (2011a) lors de la cartographie des régions adjacentes au nord du secteur d'étude. Ces auteurs ont regroupé dans cette unité un ensemble de tonalites reconnu dans le NE de la Sous-province de La Grande afin de le distinguer des tonalites de la Suite de Favard qui sont limitées à la Sous-province de Minto. La Suite de Coates comprend une unité principale (*nAcoa1*), composée de tonalite leucocrate à biotite ± hornblende, et une sous-unité (*nAcoa1a*) de tonalites plus hétérogènes qui présentent des structures complexes découlant d'un mélange de phases et de l'assimilation partielle d'enclaves diverses (Simard et Lafrance, 2011a).

Trois âges assez différents (2742,9 ± 5,6/-3,8 Ma, 2716 ± 2,8/-1,9 Ma et 2709,5 ± 5,6 Ma) ont été obtenus pour des tonalites de cette unité (David *et al.*, 2011). Une analyse U-Pb d'une tonalite de la Suite de Coates provenant de la partie NE du feuillet 33H16 (figure 2), effectuée dans le cadre de ce levé, a donné un âge de cristallisation de 2719,2 ± 1,3 Ma (David *et al.*, en préparation).

Les tonalites à biotite ± hornblende ± magnétite foliée de l'unité principale (*nAcoa1*) se prolongent dans le terrain d'étude où elles ont été cartographiées dans les parties NE du feuillet 33H16 et nord du feuillet 33H15 (figure 2 et carte hors texte). La tonalite est à grain moyen, mais présente par endroits une granulométrie fine ou grossière. Elle est homogène et leucocrate, grise à blanchâtre en cassure fraîche avec des teintes plus claires en surface altérée. La biotite constitue en général de 5 à 15 % de la roche et atteint par endroits jusqu'à 20 %. La hornblende, lorsque présente, représente de 2 à 10 % du mode, alors que le contenu en magnétite est compris entre 1 et 2 %. La tonalite est légèrement recristallisée et faiblement altérée. L'épidote et la séricite, observées en lames minces, sont des phases mineures. On observe également de la titanite, de l'apatite et, plus rarement, de l'allanite en quantité accessoire.

Des injections d'une phase granitique à grain moyen à pegmatitique et quelques injections plus rares de granodiorite à grain moyen coupent la phase principale. L'unité contient aussi des enclaves métriques à décamétriques d'amphibolite et de roches ultramafiques. Bien que le contact entre les tonalites de la Suite de Coates et les roches métavolcaniques du Groupe d'Aquilon n'ait pas été observé, la présence de ces enclaves permet de croire que la Suite de Coates est plus jeune.

Pluton de La Savonnière (nAsav)

Le Pluton de La Savonnière a été défini dans le SW du feuillet 33H09 par Labbé et Bélanger (1998) lors du levé effectué dans la région du lac Thier. Ces auteurs l'ont divisé en une unité de granodiorite, de tonalite et de granite foliés (nAsav1) et une unité de diorite et de monzodiorite foliées (nAsav2). Les descriptions fournies sont toutefois très sommaires. Labbé et Bélanger (1998) soulignent que ces lithologies présentent beaucoup de ressemblances avec les unités nApol1 et nApol3 du Batholite de Polaris. Une analyse U-Pb des zircons d'un échantillon de tonalite provenant de l'unité nAsav1 a donné un âge de cristallisation de 2685 ± 3 Ma (David et Parent, 1997; Labbé et Bélanger, 1998). Une deuxième population de zircons a fourni un âge de $2738 \pm 9/-6$ Ma, lequel a été interprété comme un âge d'héritage associé aux zircons provenant de l'assimilation des roches encaissantes de l'intrusion (David et Parent, 1997). Cette interprétation pose problème dans la mesure où les roches foliées à très foliées du Pluton de La Savonnière seraient plus jeunes que les lithologies beaucoup moins déformées du Batholite de Polaris.

Pour lever cette ambiguïté, un échantillon de tonalite foliée de l'unité nAsav1 a été prélevé à l'été 2014 pour une datation U-Pb par Burniaux *et al.* (en préparation). L'âge de cristallisation obtenu est de $2741,7 \pm 0,8$ Ma (Jean David 2015, communication personnelle). Cela nous amène à conclure que la roche datée en 1996 provenait d'une phase intrusive tardive qui coupe le Pluton de La Savonnière, ou encore que l'interprétation de Labbé et Bélanger (1998) est erronée. Nous proposons que l'âge de $2738 \pm 9/-6$ Ma de David et Parent (1997) représente en fait l'âge de cristallisation du Pluton de La Savonnière, tandis que la datation à 2685 ± 3 Ma constituerait plutôt un âge métamorphique.

Les roches du Pluton de La Savonnière ont été cartographiées dans le coin SE du feuillet 33H10 et correspondent à l'extension des unités observées dans le SW du feuillet 33H09. Nous avons conservé les subdivisions existantes et tracé les limites des unités nAsav1 et nAsav2. L'excellente qualité du nouveau levé aéromagnétique nous a également permis de préciser la position des contacts sur la carte géologique du feuillet 33H09 dans le SIGÉOM.

L'unité nAsav1 représente un ensemble de tonalite à biotite, de granodiorite à biotite et magnétite et de granite à biotite $\pm$ magnétite.

La tonalite constitue le faciès le plus répandu de cette unité. La roche est fortement foliée (photo 4, en annexe)

avec une granulométrie variant de très fine à moyenne, mais généralement à grain fin. Elle contient de 7 à 15 % de biotite en fines paillettes, de la muscovite (traces à 3 %), de l'épidote et de la titanite (traces à 2 % respectivement), ainsi que des traces d'apatite. La magnétite est présente (<1 %) par endroits. La roche est fortement recrystallisée et les minéraux semblent avoir localement subi une réduction de granulométrie, notamment le quartz. De petits phénocristaux épars de plagioclase sont observés en lames minces. Le plagioclase présente généralement une forte altération en séricite, alors que l'altération de la biotite en chlorite est moins prononcée.

La granodiorite de l'unité nAsav1 est foliée, à grain moyen ou fin par endroits, et fortement recrystallisée. Elle s'injecte dans la tonalite et constitue la lithologie dominante de certains affleurements. Elle contient de la biotite (4 à 8 %), de la muscovite (<3 %), un peu d'épidote et de magnétite (<1 %).

Le granite est couramment rencontré dans cette unité. Les observations de terrain montrent clairement l'existence d'au moins deux variétés de granite : 1) un granite à biotite $\pm$ magnétite folié et à grain moyen que nous assignons à l'unité nAsav1; et 2) un granite à biotite-magnétite massif et à grain fin nettement tardif qui coupe tous les faciès de l'unité nAsav1. Cette dernière phase est généralement plus leucocrate (2 à 5 % de biotite) que la première (<15 % de biotite).

L'unité nAsav1 renferme également quelques enclaves de diorite granoblastique à grain moyen.

L'unité nAsav2 forme une bande large de 1 km d'orientation NE-SW, localisée dans le coin SE du feuillet 33H10 et qui se prolonge dans 33H09. Elle est bordée au nord et au sud par les roches de l'unité nAsav1. L'unité nAsav2 est constituée de diorite et de diorite quartzifère foliées à très foliées à granulométrie généralement moyenne, fine par endroits. Ces roches grises à gris verdâtre sont granoblastiques et équi-granulaires. Elles sont composées de 30 à 50 % d'amphibole et de 5 à 15 % de biotite en fines paillettes. Le pourcentage de quartz atteint 3 % dans la diorite et 15 % dans la diorite quartzifère. Les deux lithologies contiennent de l'orthose en faible quantité (<5 %). Ces roches comprennent aussi de la titanite (1 à 2 %), de l'épidote et de la magnétite en traces. Les cristaux de plagioclase sont fortement altérés en séricite. La chlorite se développe par endroits aux dépens de la biotite et de l'amphibole.

L'unité nAsav2 contient des injections de tonalite, de granodiorite et de granite, dont une partie proviendrait de l'unité nAsav1, ainsi que des enclaves d'amphibolite. Localement, les lithologies des unités nAsav1 et nAsav2 semblent s'interdigiter.

Batholite de Polaris (nApol)

Le lithodème « Batholite de Polaris » a été introduit par Labbé et Bélanger (1998) pour définir une grande masse intrusive associée à une forte anomalie magnétique positive dans le nord de la région du lac Thier (feuillet 33H09). Le

nouveau levé aéromagnétique (Pelletier, 2009) montre que, même si la signature magnétique est globalement positive, elle est toutefois loin d'être uniforme et homogène. Labbé et Bélanger (1998) ont divisé le Batholite de Polaris en trois unités informelles : 1) l'unité nApol1, formée d'un ensemble de granodiorite, de tonalite et de granite; 2) l'unité nApol2, constituée de monzodiorite quartzifère, de monzodiorite et de granodiorite porphyriques à phénocristaux de feldspath potassique; 3) l'unité nApol3, qui regroupe quelques niveaux de diorite et de monzodiorite en bordure du batholite. Cette intrusion a été cartographiée récemment dans la région du lac Carmoy, plus précisément dans les parties NE du feuillet 33H11 et SE du feuillet 33H14 (Hammouche *et al.*, 2015). Les unités nApol1 et nApol2 y affleurent largement.

Quelques datations U-Pb ont été effectuées sur les roches du Batholite de Polaris. Les âges sont compris entre 2732 ± 6 Ma pour la phase la plus ancienne (tonalite de l'unité nApol1, partie ouest du feuillet 33H10) et $2695,1 \pm 0,9$ Ma pour une monzonite quartzifère de l'unité nApol4 (NE du feuillet 33H15; David *et al.*, en préparation). Dans l'unité principale du batholite (nApol2), une monzodiorite quartzifère porphyrique a donné un âge de cristallisation de $2700,4 \pm 2,4$ Ma (33H14; Augland *et al.*, 2015).

Le Batholite de Polaris occupe près de 60 % du terrain d'étude. Dans le présent rapport, nous introduisons une quatrième unité (nApol4) pour décrire un ensemble constitué de monzonite quartzifère, de granite et de monzodiorite quartzifère à hornblende $\pm$ biotite formant de petites intrusions à l'intérieur du batholite.

L'unité nApol1 représente plus de 90 % de la surface du feuillet 33H15, près de la moitié du feuillet 33H10 et plus du tiers du feuillet 33H16 (figure 2 et carte hors texte). Hétérogène à l'échelle de l'affleurement, cette unité est constituée de granodiorite, de tonalite et de granite. La granodiorite et la tonalite sont généralement à grain moyen, mais des variétés finement grenues sont reconnues par endroits. Elles sont légèrement foliées ou massives et localement bien foliées en bordure de batholite. Ces roches contiennent de la biotite (5 à 20 %) et, par endroits, un peu de hornblende (<3 %) et de magnétite (1 à 2 %). En lames minces, on observe de l'épidote (2 %), de la titanite (2 %) et, plus rarement, de l'apatite et de la muscovite (1 %). La granodiorite et la tonalite sont faiblement recrystallisées. On note partout une légère altération en séricite et chlorite qui peut être assez prononcée par endroits. Des injections tardives de granite à structure pegmatitique coupent systématiquement les deux faciès. Le granite massif de l'unité nApol1 est à grain fin à moyen et faiblement recrystallisé. Il présente une patine blanche et une cassure fraîche blanc rosé. Il contient de la biotite (7 à 10 %) et rarement de la hornblende (<3 %). En lames minces, on observe également de la titanite, de la muscovite, de l'épidote, de l'apatite et de rares traces d'allanite.

L'unité nApol1 renferme des niveaux centimétriques et des amas de diorite, de diorite quartzifère et de monzonite quartzifère foliées à grain fin.

L'unité nApol2 occupe principalement les parties centrale et sud du batholite (figure 2 et carte hors texte). Les roches de cette unité sont massives ou peu foliées et se distinguent par leur structure porphyrique (photo 5, en annexe). Elles sont constituées de monzodiorite quartzifère, de granodiorite et de monzodiorite porphyriques. Les phénocristaux de feldspath potassique constituent de 20 à 25 % de la roche et mesurent de 1 à 3 cm en moyenne, mais peuvent atteindre 5 cm par endroits. La granulométrie de la matrice est moyenne, rarement fine. Les roches contiennent de la hornblende (8 à 25 %), de la biotite (5 %) et de la magnétite. En lames minces, on observe des traces d'épidote, de titanite, d'apatite, d'allanite et de muscovite. Le quartz et les feldspaths sont faiblement recrystallisés et sont associés à des myrmékites et des perthites. L'altération est d'intensité moyenne à faible : la hornblende et la biotite sont partiellement chloritisées, alors que le plagioclase est localement séricitisé. Les roches de cette unité sont systématiquement injectées de granite à grain grossier à pegmatitique en amas irréguliers d'épaisseur centimétrique à décimétrique ou, plus rarement, sous la forme de dykes d'épaisseur métrique. On trouve aussi quelques enclaves de roches métavolcaniques mafiques.

L'unité nApol3 occupe la bordure SE du batholite, dans la partie centre-est du feuillet 33H10 (figure 2 et carte hors texte). Son prolongement dans le feuillet 33H09 a été cartographié par Labbé et Bélanger (1998). Cette unité est composée de diorite, de diorite quartzifère et de monzodiorite quartzifère. Les roches sont foliées et à grain moyen à fin. Macroscopiquement, elles présentent un aspect moucheté dû à une répartition homogène des feldspaths et des minéraux mafiques. Ces derniers forment entre 30 et 50 % du mode de la roche, principalement de la hornblende associée à une quantité plus ou moins importante de biotite. L'examen des lames minces indique aussi la présence de traces d'épidote, de magnétite, de grenat et de carbonates. Les feldspaths et le quartz à structure granoblastique démontrent une forte recrystallisation, alors que l'alignement des minéraux mafiques souligne la foliation. L'altération en séricite et chlorite est généralement forte. L'unité nApol3 est également injectée par des dykes et des amas irréguliers de granite blanc rosâtre grossier à pegmatitique.

L'unité nApol4 est présente dans les feuillets 33H15 et 33H16 sous la forme de petites intrusions kilométriques au sein de l'unité nApol1 (figure 2 et carte hors texte). Elle fait aussi intrusion à quelques endroits dans les roches de la Suite de Coates. L'unité nApol4 est constituée essentiellement de monzonite quartzifère, de granite et de monzodiorite quartzifère semblables aux lithologies de l'unité nApol2. Elle s'en distingue toutefois par une structure massive et aphyrique. Les roches sont moyennement à grossièrement grenues et présentent un aspect moucheté (photo 6, en annexe). Elles contiennent de la hornblende (8 à 20 %), de la biotite par endroits (<5 %) et de la magnétite. En lames minces, on note la présence d'épidote (2 %), de titanite (1 à 2 %) et de traces d'apatite et de carbonates. Les roches sont faiblement

recristallisées avec des perthites et des myrmékites visibles localement.

L'unité contient des enclaves métriques à décamétriques de tonalite et de granodiorite foliées à grain fin à moyen. Des dykes de granite à biotite et magnétite pegmatitique coupent l'ensemble de ces roches.

Formation de Keyano (nAky)

La Formation de Keyano a été introduite par Goutier *et al.* (en préparation) pour décrire une séquence de composition principalement métasédimentaire située au SW du réservoir La Grande 4. La séquence est divisée en cinq unités informelles : 1) l'unité nAky1, formée de paragneiss dérivé de wacke feldspathique; 2) l'unité nAky2, constituée de formations de fer; 3) l'unité nAky3, qui regroupe des amphibolites basaltiques et andésitiques; 4) l'unité nAky4, représentant une interstratification de niveaux de paragneiss à sillimanite dérivé de mudstone et de paragneiss dérivé de wacke feldspathique; et 5) l'unité nAky5, composée de conglomérats polygéniques. Les âges U-Pb des zircons détritiques provenant d'un conglomérat de l'unité nAky5 présentent deux modes à 2710 Ma et 2735 Ma (Davis *et al.*, 2014). Par conséquent, on considère que l'âge maximal de cette unité est 2710 Ma. De plus, des dykes felsiques datés à 2649 ± 6 Ma coupent les métavolcanites de l'unité nAky3 (Augland *et al.*, 2015).

La sous-unité nAky1a a été introduite par Hammouche *et al.* (2015) pour désigner les paragneiss fortement migmatitisés (métatexites et diatexites) de l'unité nAky1 rencontrés autour du réservoir La Grande 4.

Dans la partie NW de la région d'étude, la Formation de Keyano forme deux lentilles de paragneiss migmatitisés d'environ 4,5 km² et plusieurs lentilles formant des enclaves dans l'unité nApol1 du Batholite de Polaris (figure 2 et carte hors texte). Seule la sous-unité nAky1a a été observée. Cette unité est composée de métatexite et de diatexite provenant de la migmatitisation avancée des paragneiss de l'unité nAky1. La métatexite et la diatexite sont gris clair en surface fraîche avec une patine gris brunâtre en surface altérée. Elles sont foliées et présentent couramment un rubanement. Le paléosome à grain fin à moyen montre une structure grano-blastique bien développée. Il est composé de quartz (40 %), de plagioclase (40 %), de biotite (10 à 15 %) et d'amphibole verte (2 à 5 %). Localement, les métatexites contiennent des porphyroblastes de grenat (1 à 3 %) et de la magnétite. Le mobilisat à granulométrie moyenne à grossière forme des rubans blanchâtres de 1 mm à 10 cm d'épaisseur parallèles à la foliation régionale. Ces rubans ont une composition qui varie de tonalitique à granitique et montrent habituellement des bordures plus riches en minéraux mafiques. Lorsque la métatexite et la diatexite sont plissées, les bandes de mobilisat sont boudinées ou affectées par des plis ptygmatisés. L'unité est caractérisée par l'omniprésence d'injections de

granite pegmatitique blanc concordantes ou discordantes par rapport au rubanement migmatitique.

Le degré de fusion partielle plus élevé des métasédiments de la sous-unité nAky1a de la Formation de Keyano dans la région du lac des Vœux s'explique peut-être par le contexte géologique particulier de ces migmatites qui forment des enclaves dans les tonalites du Pluton de Polaris.

Pluton de Sauvolles (nAsvl)

Le Pluton de Sauvolles a été introduit par Hammouche *et al.* (2015) lors du levé réalisé dans la région du lac Carmoy. Cette intrusion affleure dans la partie SW du feuillet 33H10 (figure 2, carte hors texte) et s'étend vers le sud et le SW dans les feuillets 33H07 et 33H06. Ce pluton correspond à une partie du massif granitoïde du lac La Salle décrit par Hocq (1985). Hammouche *et al.* (2015) ont divisé cette intrusion en quatre unités informelles : 1) une unité de granite leucocrate à biotite massif à peu folié (nAsvl1); 2) une unité de granodiorite leucocrate à biotite massive à peu foliée (nAsvl2); 3) une unité de diorite et de diorite quartzifère à l'aspect moucheté moyennement foliées (nAsvl3); et 4) une unité de monzonite et de monzonite quartzifère à hornblende, biotite et magnétite (nAsvl4).

Une datation U-Pb effectuée sur des zircons provenant du granite de l'unité nAsvl1 dans 33H06 a donné un âge de cristallisation de 2708 ± 7 Ma (Davis *et al.*, 2015), tandis qu'un échantillon prélevé à 13 km au SE dans le feuillet 33H07 a donné un âge de 2698 ± 14 Ma (Don Davis 2016, communication personnelle).

Seule l'unité nAsvl1 a été reconnue dans la région d'étude, dans le coin SW du feuillet 33H10. Elle est représentée par de rares affleurements de granite à biotite d'aspect massif à peu folié contenant des enclaves de tonalite et de diorite quartzifère. La description qui suit provient principalement des travaux de Hammouche *et al.* (2015).

Le granite est blanc rosâtre en cassure fraîche et présente une teinte rougeâtre en surface altérée. La roche est à grain moyen ou fin, avec quelques rares phases à grain grossier. La biotite constitue de 2 à 5 % de la roche sous la forme de fines paillettes partiellement altérées en chlorite. La magnétite et l'ilménite (<2 %) se présentent en petits grains submillimétriques idiomorphes à hypidiomorphes qui sont, par endroits, associées à de fins lisérés de pyrite ou de pyrrhotine. Des traces de titanite et, plus rarement, d'apatite et d'allanite sont également observées. La titanite forme couramment de minces couronnes autour de l'ilménite.

Groupe de Duhesme (nAdh)

Le Groupe de Duhesme a été introduit par Labbé et Bélanger (1998) afin de regrouper les unités volcano-sédimentaires du feuillet 33H09. Dans le secteur d'intérêt, il correspond aux formations de l'Escale et de Dalmas.

Formation de Dalmas (nAdl)

La Formation de Dalmas a été introduite par Labbé et Bélanger (1998) à la suite du levé géologique dans la région du lac Thier (33H09). Ils l'ont divisé en quatre unités informelles : 1) l'unité nAdl, indifférenciée, constituée de grès fins, de mudrock et de formations de fer; 2) l'unité nAdl1, composée de formations de fer au faciès des oxydes; 3) l'unité nAdl2, formée d'amphibolite (désignée comme des « basaltes » par Labbé et Bélanger (1998)); et 4) l'unité nAdl3, qui regroupe des métavolcanites et des intrusions ultramafiques.

Une nouvelle unité a été ajoutée à la suite des travaux dans le feuillet adjacent à l'est (33H09) à l'été 2014. Il s'agit de l'unité nAdl4 composée de paragneiss issus de wackes et de niveaux conglomératiques.

La Formation de Dalmas se distingue de la Formation de l'Escale par la prédominance des faciès sédimentaires.

Dans le coin SE du feuillet 33H10, la Formation de Dalmas forme deux bandes NE-SW et E-W de 10 km et 13 km de longueur respectivement et d'une largeur moyenne de 1,2 à 1,3 km (figure 2 et carte hors texte). Le contact avec les roches de la Formation de l'Escale est cisailé, tandis que l'unité est bordée au sud par le Pluton de La Savonnière et au nord par le Batholite de Polaris.

Dans la région d'étude, la Formation de Dalmas est composée des unités nAdl1, nAdl2 et nAdl4. Quelques minces intrusions de roches ultramafiques pouvant correspondre à l'unité nAdl3 de Labbé et Bélanger (1998) ont été observées, mais n'ont pas été assignées à la Formation de Dalmas puisqu'elles sont nettement plus tardives. L'échelle des travaux ne permet pas de représenter ces intrusions sur la carte géologique.

Les niveaux de formation de fer rubanée au faciès des oxydes cartographiés au sein de la Formation de Dalmas ont été assignés à l'unité nAdl1. Ces niveaux d'épaisseur décimétrique à métrique sont interstratifiés avec les métasédiments. Le rubanement est matérialisé par une alternance de bandes millimétriques à centimétriques de magnétite massive et de chert recristallisé (photo 7, en annexe). La roche contient localement des lamines de grunérite et un peu de grenat. Le rubanement est très plissé par endroits jusqu'à donner des plis ptygmatisés. Les formations de fer contiennent aussi un peu de pyrite (<1 %).

Les niveaux d'amphibolite basaltique intercalés dans les métasédiments sont regroupés dans l'unité nAdl2. Macroscopiquement, l'amphibolite est semblable à celle de la Formation de l'Escale (voir section suivante). La roche est nématogranoblastique, foliée et présente une granulométrie fine à très fine. Elle est composée d'amphibole (environ 70 %), de plagioclase (20 %) et contient un peu de quartz (3 à 5 %) et de magnétite (1 à 2 %), ainsi que des traces de carbonates. L'amphibolite est altérée localement en actinote-trémolite.

L'unité nAdl4 est composée de paragneiss dérivé de wackes. Aucun niveau de métapélite n'a été observé dans

la région étudiée. Le paragneiss est grisâtre en cassure fraîche et montre une teinte beige, rouille ou verdâtre en surface altérée. Cette roche est foliée, à grain fin ou moyen par endroits. Elle se caractérise par une structure schisteuse à mylonitique à l'intérieur ou à proximité des zones de cisaillement. La composition de ces paragneiss n'est pas homogène et les observations en lames minces démontrent l'existence d'au moins trois assemblages. L'assemblage dominant est constitué de quartz et de plagioclase (65 à 80 % au total) accompagnés de biotite (de 15 et 30 %). Il contient jusqu'à 3 % de grenat à certains endroits. Le second type de paragneiss est formé de quartz-plagioclase (60 à 75 %), de muscovite (15 à 20 %) et de biotite (entre 5 et 20 %). Le dernier assemblage est composé de quartz-plagioclase (60 à 70 %), de biotite (25 à 30 %) et d'amphibole (entre 3 et 15 %) associés à des traces de carbonates. Dans tous les cas, la biotite est à grain très fin. Ces roches contiennent des traces de feldspath potassique et des grains de titanite, d'épidote et de minéraux opaques. Ces variations de composition traduisent des sources de composition diverse, principalement felsiques.

Les minéraux clairs (quartz et feldspaths) sont fortement recristallisés, alors que les micas montrent une forte orientation préférentielle, ce qui donne à la roche une structure lépidogranoblastique. Localement, on observe des porphyroblastes de plagioclase moulés par la biotite.

Un niveau de conglomérat exposé sur une épaisseur de près de 20 m a été observé près du contact avec une amphibolite de la Formation de l'Escale. Les fragments de composition felsique représentent de 30 à 50 % de la roche. Ils sont arrondis à subarrondis et atteignent 7 cm de diamètre. La matrice à grain fin est de composition gréseuse.

Formation de l'Escale (nAec)

La Formation de l'Escale a été décrite par Labbé et Bélanger (1998) dans la région du lac Thier (feuillet 33H09). Ces auteurs y ont distingué cinq unités informelles : 1) l'unité nAec1, formée d'amphibolite (désignée comme des « basaltes » par Labbé et Bélanger (1998)); 2) l'unité nAec2, constituée de méta-andésite et de diorite; 3) l'unité nAec3, qui regroupe des amphibolites et des intrusions ultramafiques et felsiques; 4) l'unité nAec4, composée de métavolcanites felsiques à intermédiaires; et 5) l'unité nAec5, qui représente des formations de fer au faciès des oxydes et des métagrès fins.

À la suite des travaux dans le feuillet 33H09 où la Formation de l'Escale est mieux exposée, Burniaux *et al.* (en préparation) ont assigné les métasédiments clastiques de l'unité nAec5 (de Labbé et Bélanger, 1998) à une nouvelle unité : nAec6.

Des datations isotopiques U-Pb effectuées sur deux échantillons de volcanites felsiques ont donné des âges de cristallisation de $2707,5 \pm 1$ Ma et $2706,4 \pm 0,8$ Ma (Jean David 2015, communication personnelle).

Les travaux de cartographie indiquent que les amphibolites de l'unité nAec3 s'étendent dans le SE du feuillet 33H10. De plus, les observations macroscopiques et microscopiques, ainsi que données géochimiques démontrent que les métavolcanites mafiques assignées par Labbé et Bélanger (1998) aux unités nAec1 et nAec3 sont en fait identiques. La signature magnétique de ces lithologies démontre qu'elles forment une seule unité plissée selon un axe grossièrement orienté E-W.

Parmi les unités citées, seules les roches métavolcaniques et métasédimentaires des unités nAec3, nAec5 et nAec6 ont été observées dans le SE du feuillet 33H10.

Dans 33H10, l'unité nAec3 forme deux bandes larges d'un kilomètre en moyenne séparées l'une de l'autre par l'Intrusion d'Orsigny. Ces deux bandes, orientées NW et SW, se rejoignent plus à l'est dans le feuillet 33H09, où elles ne forment qu'une seule entité orientée E-W (figure 2; carte hors texte). Cette unité est constituée d'amphibolites de composition basaltique à andésite basaltique. Les roches sont vert foncé en cassure fraîche et vert plus clair en surface altérée. Les amphibolites sont partout nématogranoblastiques, foliées, très finement à finement grenues et fortement recristallisées. Les structures primaires sont généralement oblitérées par la déformation et le métamorphisme. Toutefois, la présence à certains endroits de coussins très déformés et aplatis (photo 8, en annexe) permet de confirmer l'origine volcanique de ces roches.

L'examen des lames minces montre que l'amphibolite est constituée de 60 à 80 % de hornblende et de 15 à 25 % de plagioclase. Elle contient par endroits un peu de pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène) en petits cristaux. L'amphibolite peut aussi contenir de la biotite (2 à 15 %), de la magnétite, de la pyrite (de traces à 3 %) et des traces de carbonates, de titanite et d'épidote. Les cristaux de plagioclase sont xénomorphes, tandis que l'amphibole forme des prismes allongés soulignant la foliation de la roche. Une altération en séricite d'intensité variable affecte le plagioclase, alors que l'assemblage actinote-trémolite se développe par endroits aux dépens de la hornblende.

Les intrusions ultramafiques associées à cette unité sont d'épaisseur métrique. De composition variant de métahornblendite à métapyroxénite, ils se présentent sous la forme de dykes ou de filons-couches intercalés dans les amphibolites.

L'unité nAec3 contient de rares corps felsiques métriques d'origine incertaine (intrusive ou extrusive). Par endroits, l'amphibolite est également coupée par des injections tonalites et dioritiques d'épaisseur décimétrique à métrique.

L'unité nAec5 regroupe des niveaux de formation de fer au faciès des silicates-oxydes intercalés dans les paragneiss de l'unité nAec6 (décrite plus bas). D'après les cartes géophysiques, ces niveaux, observés en affleurements dans le feuillet 33H09, semblent se prolonger vers l'ouest dans 33H10. L'épaisseur exposée varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les formations de fer sont intensément déformées, tout comme les paragneiss encaissants. La roche est rubanée et se compose de lits riches en

oxydes de fer (magnétite et hématite) et en grunérite, de lits riches en quartz (probablement du chert recristallisé) et de grenat. Elle contient aussi des sulfures, principalement de la pyrite (3 à 5 %), ainsi que des traces de chalcopryrite. Plus rarement, des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes de moins d'une dizaine de centimètres d'épaisseur sont observés.

L'unité nAec6 est composée de paragneiss dérivé de wackes. La roche est à grain fin à très fin, fortement foliée, lépidogranoblastique et schisteuse par endroits. Le paragneiss est constitué de quartz et de plagioclase fortement recristallisés (environ 65 % au total), de biotite (25 %), d'épidote (5 %), de sillimanite et de sulfures (<1 %). En lames minces, on observe des traces de titanite et de carbonates. Le plagioclase est fortement séricitisé.

Suite de Joubert (nAjb1)

La Suite de Joubert a été introduite par Lamothe *et al.* (2000) dans la région du lac Nichequon (feuillet 23E) pour regrouper diverses intrusions de tonalite et de granodiorite gneissiques des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca. Dans la région du lac Dalmas (feuillet SNRC 33H08, 33H09, 23E05 et 23E12), Burniaux *et al.*, (en préparation) ont distingué deux unités en fonction de la nature des lithologies : 1) la tonalite et la granodiorite à biotite et magnétite foliées, rubanées et gneissiques (nAjb1) et 2) le gneiss tonalitique et dioritique à biotite et hornblende (nAjb2).

L'unité nAjb2 a été reconnue dans le coin SE du feuillet 33H10, mais peu d'affleurements ont été observés. Elle constitue le prolongement des roches reconnues dans le feuillet 33H07 (Goutier *et al.*, en préparation) et dans les feuillets 33H08 et 33H09 (Burniaux *et al.*, en préparation). Cette unité est constituée de gneiss tonalitique à dioritique à grain généralement moyen, granoblastique et rubané. Le rubanement consiste en une alternance de niveaux millimétriques à centimétriques blanchâtres de composition tonalitique et de niveaux dioritiques gris clair. Ces derniers renferment jusqu'à 30 % de biotite en fines paillettes et de la hornblende. La biotite forme également des amas étirés constituant des schlierens.

Le gneiss est injecté d'intrusions de granodiorite à grain fin peu foliée, probablement associées au Pluton de Sauvolles, et de dykes de pegmatite granitique s'apparentant à la Pegmatite de Tilly.

Intrusion de Carmoy (nAcar)

L'Intrusion de Carmoy a été introduite dans la région du lac Carmoy par Hammouche *et al.* (2015) pour désigner un ensemble de granodiorite à biotite ± hornblende ± magnétite et de tonalite à biotite-magnétite ± hornblende massives à peu foliées qui affleure dans le coin SW du feuillet 33H11. Les présents travaux confirment l'extension de cette unité dans le feuillet 33H10 (figure 2, carte hors texte) où elle est principalement composée de granodiorite et d'un peu de tonalite à l'est.

Une datation U-Pb effectuée sur une granodiorite de l’Intrusion de Carmoy a donné un âge de cristallisation de $2694,8 \pm 2,4$ Ma (figure 2; David *et al.*, en préparation).

La granodiorite de l’unité nAcar est une roche homogène à grain moyen, plus rarement à grain grossier ou fin. Elle contient de 5 à 15 % de biotite associée généralement à la hornblende (<12 %) et l’épidote (1 à 3 %), avec localement de la muscovite (traces à 2 %) et de la magnétite (1 %). En lames minces, on note la présence de titanite (de traces à 1 %) et d’apatite (traces). Une faible altération en séricite et en chlorite est perceptible. La recrystallisation varie de moyenne à faible.

La tonalite de l’unité nAcar est à grain moyen à fin. Cette lithologie massive à peu foliée est beaucoup moins déformée que les tonalites de l’Intrusion d’Orsigny avec lesquelles elle est en contact à l’est. Elle contient de la biotite (3 à 10 %) et de la magnétite (1 à 2 %). La hornblende est rare et constitue de 1 à 5 % de la roche. Les lames minces provenant d’échantillons prélevés plus à l’ouest dans le feuillet 33H11 montrent des traces de titanite, de muscovite et d’apatite, une recrystallisation moyenne à forte et une faible altération en séricite et en chlorite (Hammouche *et al.*, 2015).

L’Intrusion de Carmoy contient couramment des enclaves de diorite et de diorite quartzifère, dont certaines sont probablement issues de l’Intrusion de Wachiskw, ainsi que de rares enclaves d’amphibolite et de paragneiss foliés à grain fin. Elle est aussi régulièrement coupée par des dykes et des amas irréguliers décimétriques à métriques de granite tardif à grain fin à pegmatitique. Plus rarement, l’Intrusion de Carmoy est injectée par des corps irréguliers de monzodiorite quartzifère liés au Batholite de Polaris.

Suite de Tramont (nAtra)

La Suite de Tramont a été décrite pour la première fois dans la région du lac Gayot par Gosselin et Simard (2000). Cet ensemble d’intrusions felsiques a par la suite été reconnu par plusieurs auteurs dans les sous-provinces de Minto et de La Grande. (Thériault et Chev  , 2001; Simard *et al.*, 2000 et 2009; Gosselin *et al.*, 2001 et 2002; Roy *et al.*, 2004; Simard et Lafrance, 2011a et 2011b). La Suite de Tramont est considérée comme l’une des unités archéennes les plus tardives de ce secteur, avec des âges compris entre 2701 ± 4 Ma et 2698 ± 6 Ma (Simard, 2008). Cette unité est composée de granite à biotite leucocrate, homogène, massif à très peu folié et à grain moyen à grossier. Des phases pegmatitiques reconnues dans la partie nord du La Grande ont été interprétées comme des phases tardives de la Suite de Tramont (Simard et Lafrance, 2011a).

La Suite de Tramont a été cartographiée dans la partie nord du feuillet 33H14 (Hammouche *et al.*, 2015) et s’étend vers l’est jusqu’à la bordure NW du feuillet 33H15 (figure 2 et carte hors texte). Elle forme une intrusion kilométrique injectée dans les roches de la Suite de Coates et du Batholite de Polaris. Plus au nord, elle a été également reconnue dans le feuillet 33I par Simard et Lafrance (2011a).

Cette unité est composée de granite, de tonalite et de granodiorite. Le granite leucocrate, homogène et massif est à grain moyen à grossier, localement à grain fin. La roche est faiblement recrystallisée et possède une patine blanc rosâtre et une cassure fraîche rosée. Elle contient de la biotite (3 à 7 %) et, localement, de la magnétite (1 %). En lames minces, on observe des traces d’épidote, d’apatite, de muscovite, de titanite et d’allanite. Le plagioclase et la biotite montrent respectivement une altération partielle en séricite et en chlorite. Cette unité renferme des enclaves de tonalite, de granodiorite, de diorite et de diorite quartzifère provenant des intrusions limitrophes plus anciennes (Batholite de Polaris et Suite de Coates).

La tonalite est à granulométrie fine à moyenne, massive à peu foliée. Elle forme parfois des rubans centimétriques dans le granite. Elle contient de la biotite (de 8    10 %) et, par endroits, de la hornblende et de la magnétite. La granodiorite à grain moyen, massive à très peu foliée renferme de la biotite (8 %), de la magnétite (1 %) et de la hornblende localement. Les enclaves de diorite et de diorite quartzifère y sont plus rares. Celles-ci sont noires, à granulométrie fine à moyenne et contiennent de la hornblende, de la biotite et de rares grains de magnétite.

Pegmatite de Tilly (nAtly)

Le lithod  me « Pegmatite de Tilly » a été défini par Labbé et Bélanger (1998) pour désigner des injections pegmatitiques tardives dans le secteur de lac Thier (feuillet 33H09). Cette unité est aussi présente dans la Sous-province de Minto.

Les intrusions qui constituent la Pegmatite de Tilly sont omniprésentes dans la région et s’injectent dans toutes les unités archéennes sous la forme d’amas irréguliers, de dykes et de filons-couches. L’épaisseur des injections varie fortement de quelques mètres à quelques dizaines ou centaines de mètres par endroits. Comme ces roches sont relativement résistantes à l’érosion, elles forment couramment des collines blanchâtres bien visibles dans le paysage. Pour la même raison, il n’est pas rare qu’elles forment la lithologie dominante des affleurements. Il s’agit de roches massives de composition granitique et à granulométrie grossière à très grossière. Le microcline et l’orthose montrent par endroits des structures perthitiques et symplectitiques. Le plagioclase est localement fortement séricitisé. La roche contient toujours un peu de biotite (<2 %), localement chloritisée, et jusqu’à 3 % de magnétite par endroits. Elle contient aussi des traces de muscovite, de titanite, d’épidote, de carbonates et d’allanite.

Les roches de la Pegmatite de Tilly s’apparentent fortement à celles du Granite du Vieux Comptoir, une unité introduite plus à l’ouest par Goutier *et al.* (1999b) et décrite notamment dans la région du lac Carmoy par Hammouche *et al.* (2015).

Essaim de dykes de Mistassini (nAmib)

Les roches archéennes de la région sont coupées par les dykes de gabbro-diabase NNW-SSE appartenant à l'Essaim de dykes de Mistassini. Cette unité regroupe plusieurs dykes de direction NW qui s'étendent sur plus de 285 km depuis le lac Mistassini, où ils ont été décrits pour la première fois (Fahrig *et al.*, 1986; Buchan *et al.*, 2007), jusqu'à la région de la Baie-James. Cet essaim de dykes était auparavant assigné au Protérozoïque. Cependant, des âges de 2515 ± 3 Ma (Hamilton 2009) et de 2503 ± 2 Ma (Davis *et al.*, en préparation) indiquent que la mise en place de ces dykes date du Néoarchéen tardif.

Plusieurs de ces dykes se signalent sur les cartes aéromagnétiques par des anomalies linéaires positives visibles sur plusieurs dizaines de kilomètres. Quatre dykes de diabase NNW formant des linéaments magnétiques prononcés se trouvent directement dans le prolongement de cet essaim. L'un de ces dykes traverse de façon discontinue la région du lac Orsigny (33H10) et du lac des Vœux (33H15) sur une distance de plus de 40 km. Les trois autres, situés dans la région des collines Pontard (33H16), s'étendent sur 3 à 12 km (figure 2 et carte hors texte). Les dykes de l'Essaim de Mistassini, d'une épaisseur de 1 et 90 m, sont non déformés et coupent le grain structural à angle fort. Ces dykes de gabbro sont magnétiques et de couleur gris foncé à vert foncé avec une patine d'altération brunâtre. Ils présentent une bordure de trempe aphanitique à cassure conchoïdale. En progressant vers le centre des dykes, la granulométrie augmente et passe de fine à moyenne. Certains dykes présentent une structure porphyrique associée à la présence de 5 à 7 % de phénocristaux centimétriques de plagioclase (1 à 3 cm). En lames minces, deux types de microstructures sont observées : 1) ophitique à subophitique et 2) microporphyrique caractérisée par des microphénocristaux millimétriques de plagioclase (5 à 7 %) qui baignent dans une matrice microlitique constituée de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine, d'apatite et de rutile. Le clinopyroxène est par endroits accompagné d'hypersthène ou de hornblende magmatique. Le plagioclase est communément saussuritisé et, lorsque présents, l'olivine et l'hypersthène sont serpentinisés.

Paléoprotérozoïque

Dykes de Senneterre (pPsen)

La présence de deux filons mafiques appartenant aux Dykes de Senneterre dans le coin NW du feuillet 33H15 (figure 2 et carte hors texte) est interprétée à partir de leur forte signature magnétique positive. L'un de ceux-ci représente le prolongement d'un dyke métrique à décamétrique observé dans les feuillets 33H12 et 33H14 (Hammouche *et al.*, 2015; Goutier *et al.*, en préparation). Ce même dyke a aussi été cartographié plus au nord dans le feuillet 33I par Simard et Lafrance (2011a). Le second dyke, reconnu par Simard et Lafrance (2011a) dans cette même région, se

prolonge sur au moins 1 km vers le SW jusque dans la région d'étude. Ces dykes sont orientés NE-SW, ce qui permet de les distinguer des Dykes du lac Esprit et de l'Essaim de Mistassini qui présentent une direction NNW à NW.

L'âge de cette famille de dykes est de $2216 \pm 8/-4$ Ma (Buchan *et al.*, 1993). Une nouvelle datation réalisée récemment par Davis *et al.* (en préparation) dans le feuillet 33H12 a donné un âge de cristallisation de 2221 ± 4 Ma.

Cette unité n'a pas été observée sur le terrain. Elle est décrite dans les rapports de Hammouche *et al.* (2015) et de Goutier *et al.* (en préparation).

Dykes du lac Esprit (pPesp)

Ces dykes discontinus d'orientation NNW-SSE coupent toutes les unités archéennes. Le plus important s'étend sur près de 32 km à partir du sud du feuillet 33H15, traverse presque tout le feuillet 33H10 et se prolonge au sud dans le feuillet 33H07. En affleurement, ce dyke n'est exposé que sur une épaisseur de quelques mètres. Toutefois, on estime son épaisseur réelle à 50 à 80 m en moyenne. L'âge de cette famille de dykes a été établi à 2069 ± 1 Ma par Hamilton *et al.* (2001). Les Dykes du lac Esprit se distinguent des dykes de l'Essaim de Mistassini de même orientation par leurs caractéristiques géochimiques et pétrographiques.

Le dyke principal est composé de gabbro-norite massive, équigranulaire et à grain moyen. Cette roche est vert foncé en cassure fraîche et gris brunâtre en surface altérée. Un affleurement expose un dyke à grain fin qui pourrait correspondre à la partie bordière de cette intrusion. La roche présente une structure subophitique et contient principalement du plagioclase (entre 50 et 70 %), du clinopyroxène (entre 10 et 20 %) et de l'orthopyroxène (de 5 à 15 %) partiellement ouralitisés, de la magnétite et de l'ilménite (<10 % au total), ainsi que de la pyrite (1 %). En lames minces, on observe une altération de la roche en chlorite, talc, antigorite et amphibole de type actinote-trémolite.

Unités lithologiques

Certains ensembles rocheux d'extension réduite n'ont pu être assignés à une unité stratigraphique particulière et sont regroupés en unités lithologiques informelles.

Unité I1B

L'unité I1B affleure principalement dans le centre-sud du feuillet 33H10 où elle s'injecte dans les tonalites foliées de l'Intrusion d'Orsigny. Elle se compose de granite à biotite blanc rosâtre, massif et à grain moyen. La granulométrie peut varier localement de fine à grossière. Le granite contient de la biotite en quantité variable (3 à 18 %) et, par endroits, une faible quantité de hornblende (1 à 3 %) et de magnétite (<1 %). En lames minces, on distingue un peu d'épidote (1 %) et des traces d'apatite, ainsi que des microstructures perthitiques et myrmékitiques. La roche est peu ou pas altérée.

Unité I2J

Une petite intrusion elliptique de composition intermédiaire d'environ 1 km de longueur a été reconnue dans la partie SE du feuillet 33H10 au sein de l'Intrusion d'Orsigny. Cette unité est composée de diorite foliée à grain fin à moyen. La roche est constituée de hornblende (45 %), de plagioclase (40 %), de biotite (10 %), d'environ 3 % de quartz, de titanite (2 %) et de magnétite en traces. Elle est granoblastique et bien recristallisée. Le plagioclase présente une faible séricitisation.

Unité I4a

Cette intrusion ultramafique d'épaisseur décamétrique est située dans la partie ouest du feuillet 33H15 (carte hors texte). Elle est observée sur deux affleurements distants de 200 m, mais l'anomalie magnétique positive qui lui est associée indique une extension d'au moins un kilomètre. Cette unité est intrusive dans les diatexites de la Formation de Keyano (sous-unité nAky1a) et comporte deux faciès différents : une hornblendite à pyroxènes et une pyroxénite à olivine.

La hornblendite est observée sur une épaisseur d'au moins 30 m. On la trouve aussi sous la forme d'amas au sein de la diatexite. La roche est à grain fin, bien recristallisée, foliée et de couleur vert foncé en surface exposée et vert noirâtre en cassure fraîche. Elle est constituée de hornblende magmatique (85 %), de biotite (3 %), de clinopyroxène (5 %) et d'orthopyroxène (3 %). En lames minces, on observe des traces de magnétite et de carbonate. La biotite est partiellement chloritisée.

La pyroxénite à olivine est exposée sous la forme de dykes métriques qui coupent la hornblendite. Elle a une teinte brunâtre en surface altérée et gris verdâtre en cassure fraîche. La roche est à grain moyen à grossier et présente une structure de cumulat bien visible en affleurement. L'examen des lames minces montre qu'elle est constituée de clinopyroxène (40 %), d'orthopyroxène (30 %), d'olivine (20 %), de hornblende primaire (4 %) et de minéraux opaques (5 %).

LITHOGÉOCHIMIE

Les analyses pour les éléments majeurs, les terres rares et les éléments en traces ont été effectuées au laboratoire ACTLABS d'Ancaster (Ontario) par les méthodes ICP-MS, ICP-AES ou par activation neutronique. Nous présentons dans cette section les résultats qui concernent les unités les plus importantes, notamment les grandes intrusions felsiques et intermédiaires (figures 3a et 3b) et les roches métavolcaniques (figure 4). Le but de l'exercice est de comparer ces différentes unités en mettant en évidence les caractéristiques géochimiques liées à la composition, l'affinité géochimique et le contexte géodynamique de mise

en place. Le lecteur intéressé pourra se référer aux travaux de Bandyayera *et al.* (2014) réalisés à partir d'un nombre d'échantillons plus importants provenant notamment des unités métavolcaniques de Guyer et de Keyano, du Complexe de Langelier et des dykes protérozoïques. Toutes les analyses sont disponibles en ligne sur le site du Ministère à l'aide du produit « E-Sigcom à la carte ».

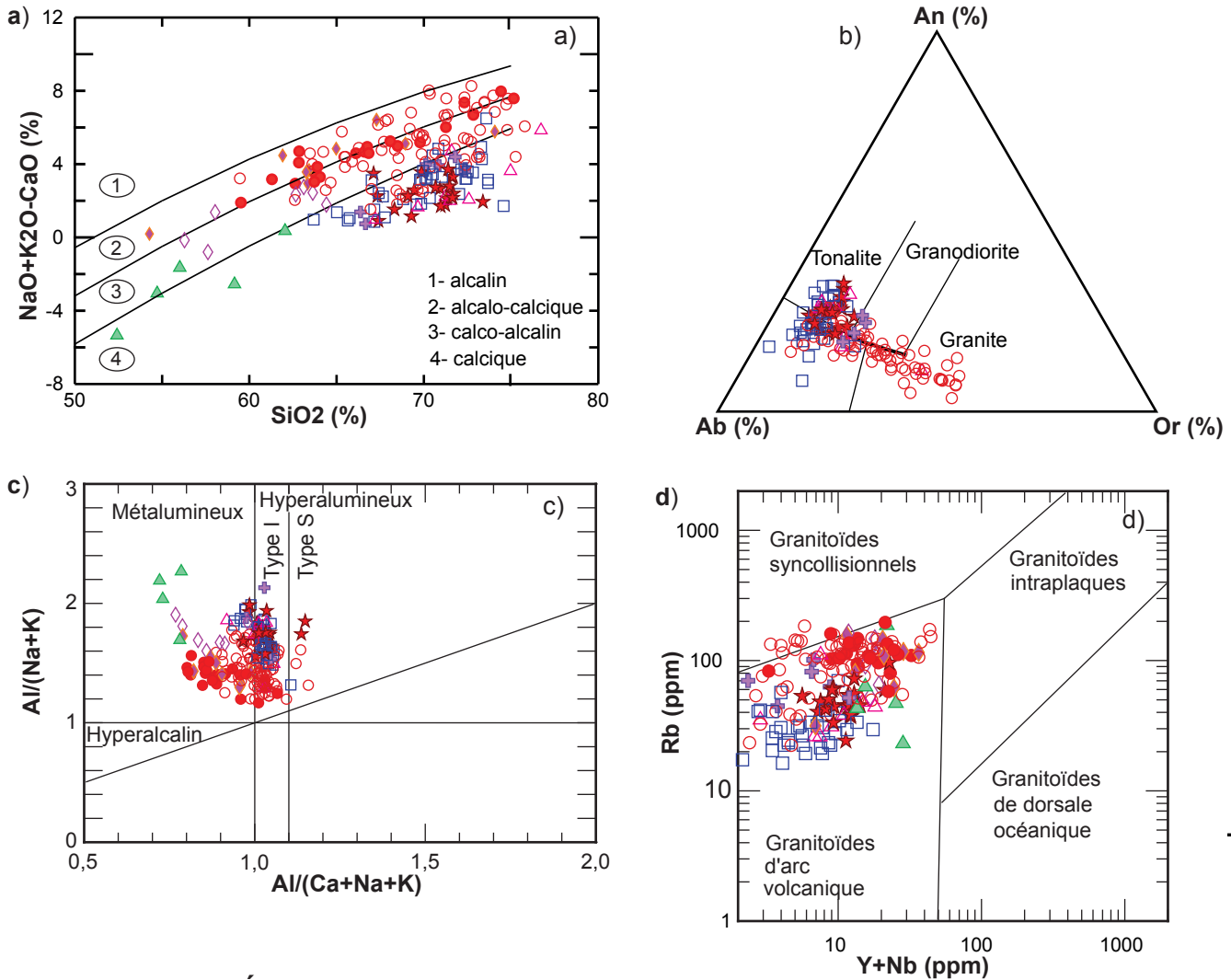
Roches intrusives felsiques et intermédiaires

Le diagramme de l'indice modifié alcalis-calcium en fonction du SiO₂ de Frost *et al.* (2001) démontre une bonne dispersion des analyses de roches intrusives, ce qui reflète la variété des compositions observées (figure 3a). Les roches de l'Intrusion d'Orsigny, de la Suite de Coates, du Pluton de La Savonnière et de l'Intrusion de Carmoy sont d'affinité calcique, plus rarement calco-alcaline. Cette observation s'accorde avec les compositions principalement tonalitique et dioritique de ces unités. Par contre, les roches du Batholite de Polaris montrent plus de variations. L'unité nApol1 est la plus hétérogène avec des affinités alcalo-calcique à calcique. Les roches des unités nApol2, nApol3 et nApol4 possèdent des signatures plus homogènes, limitées aux champs calco-alcalin à alcalo-calcique.

La composition normative des intrusions felsiques est également illustrée sur le diagramme de Barker (1979; figure 3b). Ce diagramme confirme les résultats des analyses modales réalisées à partir des colorations et des lames minces. Ainsi, on constate que le Batholite de Polaris présente un large éventail de compositions (de tonalite à granite), que l'Intrusion d'Orsigny et la Suite de Coates sont exclusivement tonalitiques ou trondhjémiques et que les intrusions de La Savonnière et de Carmoy sont de composition faiblement à moyennement potassique (tonalite à granodiorite).

Le diagramme de Maniar et Piccoli (1989) de la figure 3c montre que ces intrusions sont faiblement à modérément aluminieuses (métalumineuses à faiblement hyperalumineuses) et dérivent d'un magma de type I. Toutefois, quelques échantillons de l'unité nApol1 du Batholite de Polaris se trouvent dans le champ des roches hyperalumineuses. Dans le diagramme de Pearce *et al.* (1984) de la figure 3d, la plupart de ces roches se trouvent dans le champ des granitoïdes d'arc volcanique, à part les quelques échantillons de type S qui se projettent dans le champ des granitoïdes syncollisionnels.

Les intrusions felsiques présentent des profils de terres rares assez semblables (figures 3e à 3j). Ces unités se caractérisent par un fractionnement des terres rares modéré caractéristique de la série calco-alcaline. Le degré de fractionnement indiqué par le rapport moyen (La/Yb)_N est donné pour chacune des unités sur les diagrammes respectifs. Les rapports (La/Yb)_N de plusieurs unités intrusives felsiques néoarchéennes sont comparables : la Suite de Coates (39,9), l'unité nApol1 du Batholite de Polaris (38,9), l'unité nAsav1



LÉGENDE

Intrusion d'Orsigny

★ mAors: tonalite

Suite de Coates

□ nAcoa1: tonalite

Pluton de La Savonnière

△ nAsav1: roches felsiques

▲ nAsav2: roches intermédiaires

Intrusion de Carmoy

✦ nAcar: granodiorite, tonalite

Batholite de Polaris

○ nApol1: granodiorite, tonalite et granite aphyriques

● nApol2 : roches porphyriques intermédiaires et felsiques

◇ nApol3: roches intermédiaires

◆ nApol4: monzonite quartzifère et granite, à hornblende

FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la Suite de Coates, du Batholite de Polaris, de l'Intrusion d'Orsigny, de l'Intrusion de Carmoy et du Pluton de La Savonnière : a) diagramme binaire NaO+K₂O-CaO en fonction de SiO₂ de Frost *et al.* (2001); b) diagramme ternaire An-Ab-Or de classification des granitoïdes de Barker (1979); c) diagramme de l'indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); d) diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Pearce et al. (1984); e, f, g, h, i, j) diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

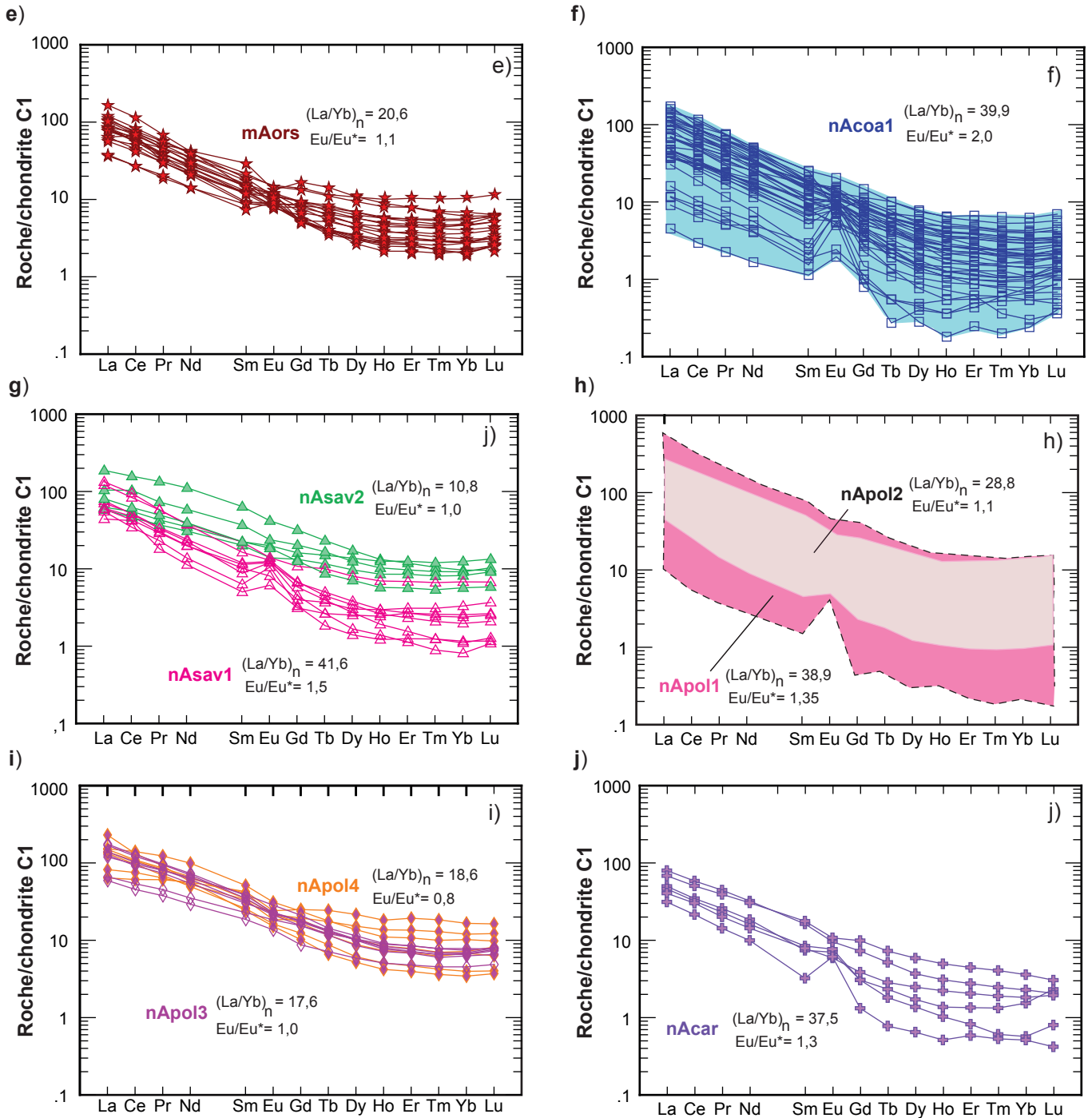


FIGURE 3 (suite) - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la Suite de Coates, du Batholite de Polaris, de l'Intrusion d'Orsigny, de l'Intrusion de Carmoy et du Pluton de La Savonnière : **a)** diagramme binaire NaO+K₂O-CaO en fonction de SiO₂ de Frost *et al.* (2001); **b)** diagramme ternaire An-Ab-Or de classification des granitoïdes de Barker (1979); **c)** diagramme de l'indice de saturation en alumine de Maniar et Piccoli (1989); **d)** diagramme de discrimination du contexte géodynamique de Pearce *et al.* (1984); **e, f, g, h, i, j)** diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995).

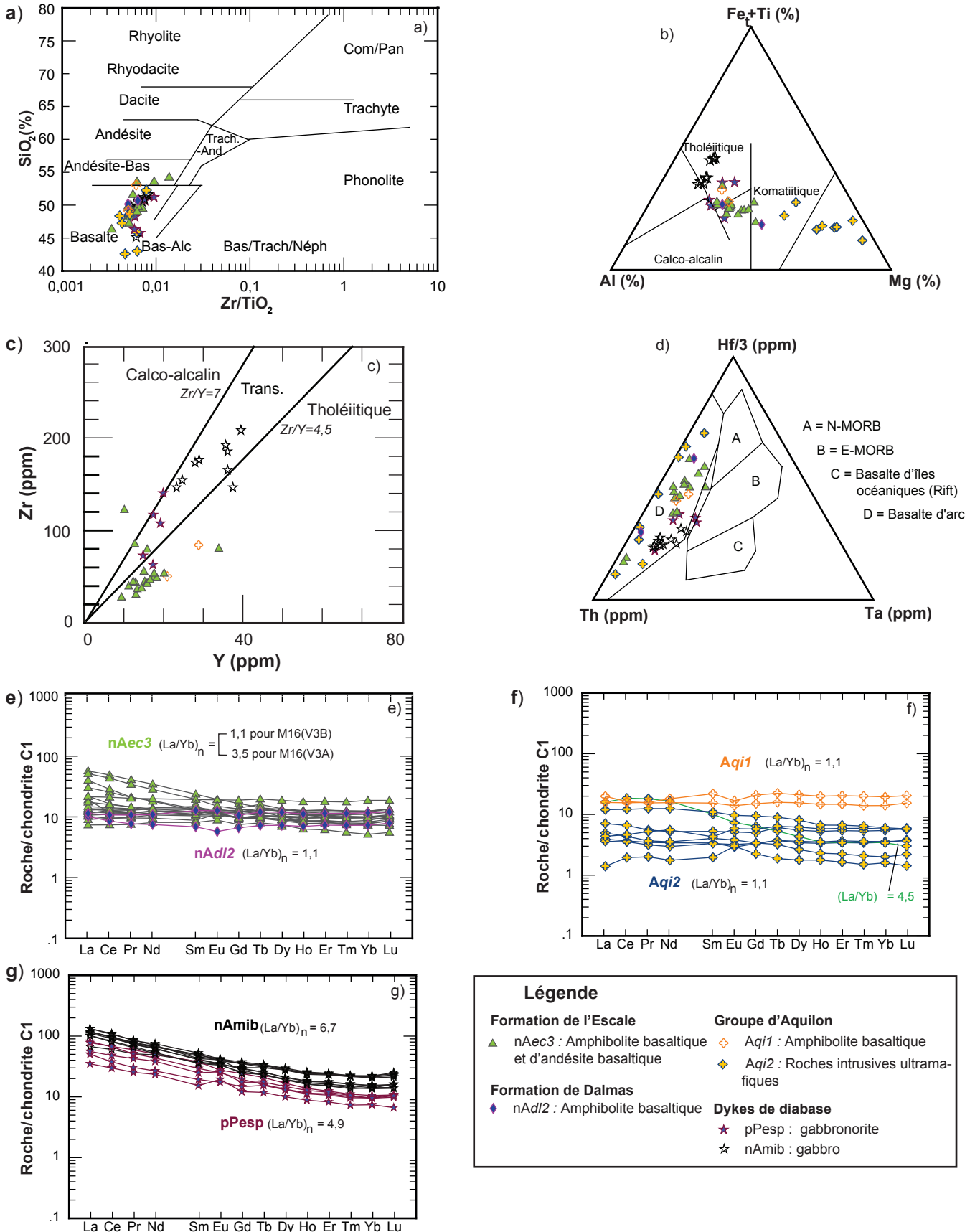


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des métavolcanites et des roches intrusives mafiques et ultramafiques: **a)** diagramme de classification SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977); **b)** diagramme d'affinité géochimique de Jensen et Pyke (1982); **c)** diagramme binaire Zr en fonction de Y de Barrett et MacLean (1999); **d)** diagramme ternaire Th-Ta-Hf/3 de discrimination du contexte géodynamique de Wood (1980); **e, f, g)** diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite CI (McDonough et Sun, 1995).

du Pluton de La Savonnière (41,6) et les roches du Pluton de Carmoy (37,5).

Les roches felsiques présentent communément une anomalie positive en europium, laquelle est absente dans les roches de composition intermédiaire. Les spectres de la Suite de Coates (nAco1) se distinguent par une forte anomalie positive en Eu, avec un rapport moyen Eu/Eu^* de 2,0. Ce rapport est comparable à celui observé dans les roches de cette suite plus à l'ouest (Hammouche *et al.*, 2015). Une anomalie positive en Eu plus faible est visible dans les roches felsiques du Pluton de La Savonnière (nAsav1; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,5$), les roches felsiques aphyriques du Batholite de Polaris (nApol1; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,35$), les roches felsiques de l'Intrusion de Carmoy (nAcar; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,3$) et les tonalites de l'Intrusion d'Orsigny (mAors; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1$). Les roches porphyriques du Batholite de Polaris (unité nApol2) se dénotent par une légère anomalie positive en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,1$), alors que ce rapport est de 0,8 (légère anomalie négative) plus à l'ouest dans le feuillet 33H14 (Hammouche *et al.*, 2015). Cette variation est probablement due à des facteurs liés à la cristallisation des phases porphyriques. Les profils des unités porphyrique (nApol2) et aphyrique (nApol4) du Batholite de Polaris se ressemblent fortement. Cela semble indiquer que les roches de l'unité nApol4 représentent des équivalents aphyriques de celles de l'unité nApol2.

Roches métavolcaniques et roches intrusives mafiques et ultramafiques

Le diagramme de Winchester et Floyd (1977) permet d'illustrer la composition des différentes unités métavolcaniques et des intrusions mafiques et ultramafiques du secteur (figure 4a). Les caractéristiques géochimiques des roches du Groupe de Guyer sont présentées dans le rapport de Hammouche *et al.* (2015). La composition des unités métavolcaniques de la Formation de l'Escale varie de basalte à andésite basaltique. Les amphibolites de la Formation de Dalmas montrent, quant à elles, une composition basaltique. Les métavolcanites basaltiques sont toutes d'affinité tholéitique à localement komatiitique (figure 4b). Dans le cas des roches de la Formation de l'Escale, le diagramme de la figure 4c discrimine nettement les metabasaltes d'affinité tholéitique des méta-andésites basaltiques d'affinité transitionnelle.

Les spectres de terres rares des différentes unités d'amphibolite présentent des similitudes assez fortes (figures 4e et 4f). Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_n$ moyens des metabasaltes de la Formation de l'Escale (nAec3; 1,1) et de la Formation de Dalmas (nAdl2; 1,1) sont similaires. Les spectres sont presque plats avec des rapports roche/chondrite compris entre 10 et 20, typiques de basaltes tholéitiques. Les méta-andésites basaltiques de la Formation de l'Escale se

distinguent par un léger fractionnement $((\text{La}/\text{Yb})_n = 3,5)$ et un faible appauvrissement en terres rares lourdes.

Les caractéristiques géochimiques des métavolcanites des formations de l'Escale et de Dalmas rappellent fortement celles des métavolcanites du Groupe de Guyer décrites dans Bandyayera *et al.* (2014) et Hammouche *et al.* (2015).

Les amphibolites basaltiques du Groupe d'Aquilon (Aaqi1) montrent une affinité tholéitique (figure 4b) et une signature comparable à celle des arcs volcaniques modernes (figure 4d). Les spectres des terres rares sont plats (figure 4f) avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_n$ moyen de 1,1. Cela confirme les observations de Simard et Lafrance (2011a) sur les roches mafiques du Groupe d'Aquilon dans la région du réservoir Laforge.

Toutes les roches métavolcaniques du secteur d'intérêt se situent dans le champ des arcs volcaniques du diagramme ternaire Th-Ta-Hf/3 de Wood (1980; figure 4d).

Les roches intrusives ultramafiques du Groupe d'Aquilon (Aaqi2) se caractérisant par des spectres de terres rares plats (rapport moyen $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 1,1; figure 4f). Ces roches sont donc très probablement comagmatiques avec les metabasaltes du Groupe d'Aquilon (Aaqi1). Un seul échantillon présente un léger fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes avec un rapport $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 4,5 (figure 4f).

Les échantillons de dykes tardifs de gabbro-diabase du secteur d'étude proviennent de l'Essaim de dykes de Mistassini (nAmib) et des Dykes du lac Esprit (pPesp). Les Dykes de Senneterre n'ont pas été observés sur le terrain. Les deux familles de dykes partagent plusieurs caractéristiques (orientation, signature géophysique), mais il est possible de les distinguer par leurs caractéristiques géochimiques. Sur le diagramme de la figure 4g, les dykes de Mistassini et du lac Esprit présentent des spectres de terres rares comparables. Ces intrusions montrent un léger fractionnement des terres rares avec des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_n$ de 6,7 pour les dykes de Mistassini et 4,9 pour les dykes du lac Esprit. Les dykes de Mistassini sont enrichis en terres rares comme l'avaient déjà constaté Bandyayera *et al.* (2014). Ces auteurs mentionnent aussi que les dykes de Mistassini contiennent moins de MgO et sont nettement plus riches en TiO_2 , en P_2O_5 et en K_2O que les dykes du lac Esprit. Ces observations sont confirmées dans notre secteur, notamment pour le magnésium dont les teneurs sont comprises entre 3,2 et 4,8 % dans les dykes de Mistassini en comparaison de 6 à 8 % dans les dykes du lac Esprit (figure 4b). Les teneurs en titane des deux unités sont comparables, mais celles des dykes de Mistassini (1,9 à 3,0 %) sont en général un peu plus élevées que celles des dykes du lac Esprit (1,1 à 2,3 %; figure 4b). Finalement, les dykes de Mistassini sont plus riches en P_2O_5 (0,33 à 0,54 %) comparativement à ceux du lac Esprit (0,11 à 0,38 %).

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

État de connaissances sur le métamorphisme régional

Les travaux dans les sous-provinces de La Grande et de l'Opinaca indiquent que les roches archéennes de la région ont subi plusieurs épisodes de métamorphisme atteignant le faciès supérieur des amphibolites (Goutier *et al.*, 2001a, 2001b et 2002; Gauthier *et al.*, 1997) et localement, celui des granulites (Hocq, 1985). Au moins quatre épisodes métamorphiques progrades archéens ont été identifiés : 1) l'épisode M1 a affecté les gneiss et les tonalites du Complexe de Langelier; 2) l'épisode M2 correspond au métamorphisme régional synchrone à la phase de déformation D2, qui a débuté vers 2760 Ma (Goutier *et al.*, 2001a et 2001b); 3) l'épisode M3, observé dans la Sous-province de l'Opinaca, est lié à la migmatitisation des roches métasédimentaires du Complexe de Laguiche; et 4) l'épisode M4 représente le métamorphisme statique associé à la mise en place des plutons granitiques tarditectoniques entre 2618 et 2602 Ma (Goutier *et al.*, 2000, 2001b et 2002). Par la suite, un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts s'est superposé partout dans la région aux assemblages progrades de hautes températures (Goutier *et al.*, 2002).

Détermination des faciès métamorphiques

Le degré de métamorphisme a été déterminé à l'aide des assemblages minéralogiques identifiés sur le terrain et en lames minces. Dans la région, la majeure partie des roches archéennes sont recrystallisées et montrent des assemblages minéralogiques qui reflètent un métamorphisme moyen (faciès moyen à supérieur des amphibolites). Les diatexites présentent dans la partie nord du feuillet 33H15 témoignent d'un événement de fusion important qui a sans doute atteint le faciès supérieur des amphibolites. Plus à l'ouest, Bandyayera *et al.* (2013) avaient également observé une augmentation du métamorphisme vers le nord, en direction de la zone de contact entre les sous-provinces de La Grande et de Minto. Les dykes de gabbro-diabase tardi-archéens et paléoprotérozoïques, quant à eux, n'ont pas été affectés par la déformation et le métamorphisme régional archéen.

Métamorphisme prograde

Roches intrusives felsiques à intermédiaires archéennes

Le Complexe de Langelier est l'unité la plus ancienne de la région (3452 à 2788 Ma; Goutier *et al.*, 1999b; Davis *et al.*, 2014a). Ces roches ont subi les effets de plus d'un épisode de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire. Les paragenèses minérales reconnues dans ces lithologies montrent que le dernier événement métamorphique prograde

enregistré correspond au faciès des amphibolites. Ces roches possèdent une microstructure granoblastique bien développée et contiennent l'assemblage minéralogique quartz + plagioclase + biotite + hornblende ± épidote. L'Intrusion de Wachiskw présente les mêmes caractéristiques.

La Suite de Coates (2743-2716 Ma; David *et al.*, 2011) et l'Intrusion d'Orsigny (2823 ± 7,4 Ma; David *et al.*, en préparation) sont formées de roches foliées qui montrent des microstructures de recrystallisation faiblement développées. Elles exhibent l'assemblage minéralogique quartz + plagioclase + biotite ± hornblende ± épidote qui reflète probablement les conditions initiales de mise en place.

Les unités granitoïdes du Pluton de Sauvolles (2708-2698 Ma; Davis *et al.*, 2015, Davis *et al.*, en préparation) et de l'Intrusion de Carmoy (2694,8 ± 2,4 Ma; David *et al.*, en préparation) sont massives à légèrement foliées et présentent l'assemblage quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite ± hornblende.

Les roches du Batholite de Polaris (nApol2 : 2700,4 ± 2,4 Ma; Augland *et al.*, 2015) sont légèrement foliées. Cette foliation serait en partie d'origine magmatique, notamment l'alignement des phénocristaux de feldspath potassique. L'alignement des cristaux de hornblende et de biotite pourrait par contre être d'origine tectonométamorphique. Les microstructures de recrystallisation sont faiblement développées. Ces roches montrent l'assemblage minéralogique quartz + plagioclase + feldspath potassique + hornblende + biotite ± muscovite ± épidote qui n'est pas diagnostique du degré de métamorphisme atteint. Le même assemblage est observé dans le Pluton de La Savonnière (2685 ± 3 Ma; David et Parent, 1997; Labbé et Bélanger, 1998). Ces lithologies sont cependant bien foliées.

Les roches de la Suite de Tramont et de la Pegmatite de Tilly ont conservé leurs microstructures magmatiques et présentent un aspect massif à faiblement folié. La recrystallisation est rare et très faiblement développée. Ces unités ne sont donc pas affectées de façon significative par la déformation et le métamorphisme. L'assemblage igné quartz + feldspath potassique + biotite + muscovite ± épidote observé dans ces deux unités correspond aux conditions initiales de mise en place.

Roches volcaniques et métasédimentaires archéennes

Les roches volcano-sédimentaires de la région possèdent des microstructures nématogranoblastique ou lépidogranoblastique bien développées qui témoignent d'une forte recrystallisation associée à un métamorphisme moyen. Les paragenèses minérales montrent que le dernier événement métamorphique prograde correspond au faciès moyen des amphibolites.

Dans la région cartographiée, les métavolcanites mafiques du Groupe d'Aquilon, du Groupe de Guyer, de la Formation de Dalmas et de la Formation de l'Escaie sont amphibolitiques et contiennent l'assemblage hornblende + plagioclase ± quartz ± grenat ± titanite. Dans les feuillets 33101 et 33102

plus au nord, les métavolcanites felsiques du Groupe d'Aquilon observées par Simard *et al.* (2011a) contiennent la paragenèse quartz + biotite + muscovite $\pm$ épidote $\pm$ magnétite $\pm$ chlorite.

Les paragneiss formant l'essentiel de la Formation de Dalmas ou sous la forme de niveaux interstratifiés dans les séquences volcaniques (Formation de l'Escale) sont affectés par un niveau de fusion partielle faible à moyen. Ils contiennent de la biotite brune, un peu de grenat et, très rarement, de la sillimanite. L'absence d'orthopyroxène indique que le faciès des granulites n'a pas été atteint. Considérant le phénomène de fusion partielle, les paragneiss sont très probablement métamorphisés au faciès supérieur des amphibolites.

La sous-unité métasédimentaire nAky1a de la Formation de Keyano est caractérisée par un degré de fusion partielle élevé. La roche contient jusqu'à 70 % de mobilisat, produisant des métatexites et des diatexites. Ces migmatites sont caractérisées par un assemblage à biotite $\pm$ grenat. Cela indique que le métamorphisme prograde dans le Keyano a atteint le faciès supérieur des amphibolites, voire le début du faciès des granulites si on prend en considération l'importance de la fusion partielle.

Métamorphisme rétrograde

La plupart des roches intrusives archéennes de la région présentent des assemblages rétrogrades à chlorite + séricite $\pm$ épidote $\pm$ carbonates. La chlorite se développe aux dépens de la biotite et de la hornblende, la séricite remplace le plagioclase et l'épidote se substitue à l'amphibole. Ces minéraux sont probablement associés à un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts lié au phénomène d'exhumation (Goutier *et al.*, 2002). L'ouraltisation des pyroxènes dans les dykes de gabbro-diabase néoarchéens et paléoprotérozoïques pourrait aussi résulter d'un processus rétrograde.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Introduction

Le schéma structural de la Sous-province de La Grande résulte de la superposition de plusieurs phases de déformation ductile qui ont affecté le socle gneissique et tonalitique et la couverture volcano-sédimentaire archéenne (Gauthier *et al.*, 1997; Goutier *et al.*, 2002; Simard et Lafrance, 2011a; Bandyayera *et al.*, 2011 et 2013; Hammouche *et al.*, 2015). Le grain structural est contrôlé par d'importantes intrusions de formes ovoïdes, formant des structures en dômes et en bassins. Dans la région d'étude et les environs, ces grandes structures plongent généralement vers l'est et le nord-est. À une échelle plus locale, le grain structural dans les unités encaissantes du Batholite de Polaris se moule aux bordures de l'intrusion. La région est aussi affectée par plusieurs

épisodes de déformation cassants néoarchéens à paléoprotérozoïques (Hammouche *et al.*, 2015).

Phases de déformation et éléments structuraux associés

Plusieurs épisodes de déformation ont affecté la région à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Les observations de recoupement et l'analyse structurale semblent indiquer que les unités de la zone cartographiée ont été affectées en tout ou en partie par trois phases de déformation ductiles (D1 à D3) archéennes et au moins trois phases de déformation cassantes tardi-archéennes et paléoprotérozoïques.

Structures primaires

Une foliation magmatique primaire a été observée localement dans les faciès porphyriques du Batholite de Polaris (nApol2) sous la forme d'un alignement des phénocristaux de feldspath potassique. Les structures primaires dans les roches volcano-sédimentaires n'ont généralement pas été préservées à la suite des événements de déformation et de métamorphisme. Toutefois, la Formation de l'Escale contient par endroits de coussins très déformés et aplatis (photo 8, en annexe).

Phase de déformation D1

Nous associons à la phase de déformation D1 toutes les fabriques antérieures à la foliation principale S2 d'origine tectonométamorphique, laquelle correspond au grain structural régional. Les foliations antérieures à S2 sont probablement associées à plus d'une phase de déformation, mais il ne nous est pas possible de le démontrer dans l'état actuel des connaissances. Les foliations attribuables à la phase D1 se limitent au rubanement gneissique rencontré dans les tonalites et les gneiss anciens du Complexe de Langelier et de l'Intrusion de Wachiskw. Une foliation précoce a probablement affecté les roches métavolcaniques mésoarchéennes, mais cette fabrique a été oblitérée par les événements de déformation subséquents. Par contre, les traces de cette phase de déformation ont été observées dans des enclaves de roches fortement déformées préservées dans les roches intrusives de la région. Ces foliations anciennes ont été reprises et transposées par la phase de déformation D2, de telle sorte qu'il est parfois difficile de les distinguer de la foliation S2.

Phase de déformation D2

Cette phase de déformation est à l'origine du développement de la foliation principale régionale S2. Cette phase se superpose et accentue le rubanement gneissique et la foliation dans les tonalites et les gneiss anciens du Complexe de Langelier, ainsi que la foliation précoce dans les roches métavolcaniques mésoarchéennes. Les zones

de cisaillement régionales orientées E-W, ENE-WSW et NE-SW qui marquent le contact entre les unités volcano-sédimentaires des formations de l'Escale et de Dalmas et l'Intrusion d'Orsigny seraient liées à cette phase de déformation, puisqu'elles ont été plissées lors d'une troisième phase compressive (D3).

Phase de déformation D3

À l'échelle régionale, la phase de déformation D3 est à l'origine des plis régionaux P3 à axes orientés E-W. Ces plis ne sont apparemment pas associés à une schistosité de plan axial. Un grand pli antiformal P3 est interprété au sud du feuillet 33H10 où il affecte l'Intrusion d'Orsigny et les roches métavolcaniques et métasédimentaires des formations de l'Escale et de Dalmas. Cette structure semble aussi toucher l'Intrusion de Carmoy, plus à l'ouest. La zone de cisaillement orientée ENE-WSW qui coupe les roches du Batholite de Polaris serait aussi associée à cette phase de déformation.

Phases de déformation cassantes

Ces phases de déformation tardives sont à l'origine des nombreuses structures cassantes observées dans la région cartographiée. Ces structures, souvent associées à des dykes de gabbro-diabase, se manifestent par des anomalies magnétiques fortement positives ou négatives formant des linéaments rectilignes. De par leurs orientations, on distingue au moins deux familles de failles. La première famille correspond à des cassures de direction NNW-SSE dans lesquelles se sont mis en place les dykes de l'Essaim de Mistassini vers la fin de l'Archéen (2515 Ma à 2505 Ma; Hamilton, 2009; Davis *et al.*, en préparation) et ceux du lac Esprit vers 2069 Ma, au Paléoproterozoïque (Hamilton *et al.*, 2001). La deuxième famille regroupe les structures orientées NE-SW. Dans la région d'étude, les Dykes de Senneterre, mis en place entre 2221 Ma (Davis *et al.*, en préparation) et 2216 Ma (Buchan *et al.*, 1993), sont associés à cette famille.

Domaines structuraux

Le terrain d'étude a été divisé en deux domaines structuraux, soit le domaine paléoarchéen à mésoarchéen (domaine I) et le domaine néoarchéen (domaine II). Cette division permet de distinguer les terrains qui ont été touchés par toutes les phases de déformation de ceux qui n'ont été affectés que par la phase principale. Chaque domaine est à son tour divisé en sous-domaines en fonction des variations de l'attitude moyenne de la foliation (figure 5).

Domaine paléoarchéen à mésoarchéen (domaine I)

Ce domaine regroupe l'ensemble des unités paléoarchéennes et mésoarchéennes de la zone cartographiée : le Complexe de Langelier, l'Intrusion de Wachiskw, l'Intrusion

d'Orsigny et la bande volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer. Les roches de ce domaine ont subi les effets des trois phases de déformation mentionnées précédemment. Elles se caractérisent par un niveau de déformation élevé, le plus intense relevé dans la région étudiée.

Le domaine I affleure sous la forme d'une bande E-W dans le sud du feuillet 33H10. Les roches sont très déformées et montrent localement une structure protomylonitique, particulièrement dans l'Intrusion d'Orsigny. La foliation est orientée globalement E-W avec un pendage abrupt à subvertical (moyenne $096^{\circ}/77^{\circ}$; figure 5, stéréogramme a).

La carte géophysique semble indiquer la présence d'une structure antiformal E-W à plongement vers l'est. Sur le stéréogramme de la figure 5a, les pôles de la foliation définissent une distribution en guirlande qui reflète bien la présence de cette structure plicative qui plonge vers l'ESE ($107^{\circ}/38^{\circ}$). Ce pli est très évident dans les formations néoarchéennes de l'Escale et de Dalmas et serait lié à la phase D3

Domaine néoarchéen (domaine II)

Le domaine II occupe la plus grande partie de la région d'étude et englobe toutes les unités néoarchéennes. Les roches de ces unités sont affectées par les phases de déformation D2 et D3 et montrent un degré de déformation variable.

Ce domaine a été divisé en cinq sous-domaines en fonction de l'attitude dominante de la foliation principale S2.

Le sous-domaine IIa comprend les tonalites de la Suite de Coates et la bande métavolcanique du Groupe d'Aquilon et se situe dans la partie nord du feuillet 33H15 et le NE du feuillet 33H16. Les roches de ce sous-domaine sont moyennement à fortement déformées. La foliation S2 est principalement marquée par l'alignement de la biotite ou de la hornblende. Le plan moyen de la foliation S2 est orienté NW-SE (310°) avec un pendage de 30° vers le NE (figure 5b).

Le sous-domaine IIb correspond au Batholite de Polaris. Dans ce sous-domaine, les pôles de la foliation sont dispersés et donnent un plan moyen de $330^{\circ}/20^{\circ}$ (figure 5c). Cette dispersion reflète probablement le mode de mise en place du batholite. La distribution des pôles de la foliation semble indiquer la présence d'une structure plicative antiformal faiblement plongeante vers l'est ($075^{\circ}/17^{\circ}$). Cela confirme les observations de Hammouche *et al.* (2015) concernant l'agencement du Batholite de Polaris. D'autre part, il est possible que les foliations parallèles à la bordure de l'intrusion soient associées au fluage du magma lors de sa mise en place.

Le sous-domaine IIc comprend les unités volcano-sédimentaires des formations de l'Escale et de Dalmas. Elles représentent les flancs d'une structure plicative tronquée par les zones de cisaillement qui représentent le contact avec l'Intrusion d'Orsigny. (figure 5d). Ce sous-domaine se caractérise par une forte linéation d'étirement SE avec un plongement moyen de $120^{\circ}/51^{\circ}$ (figure 5g).

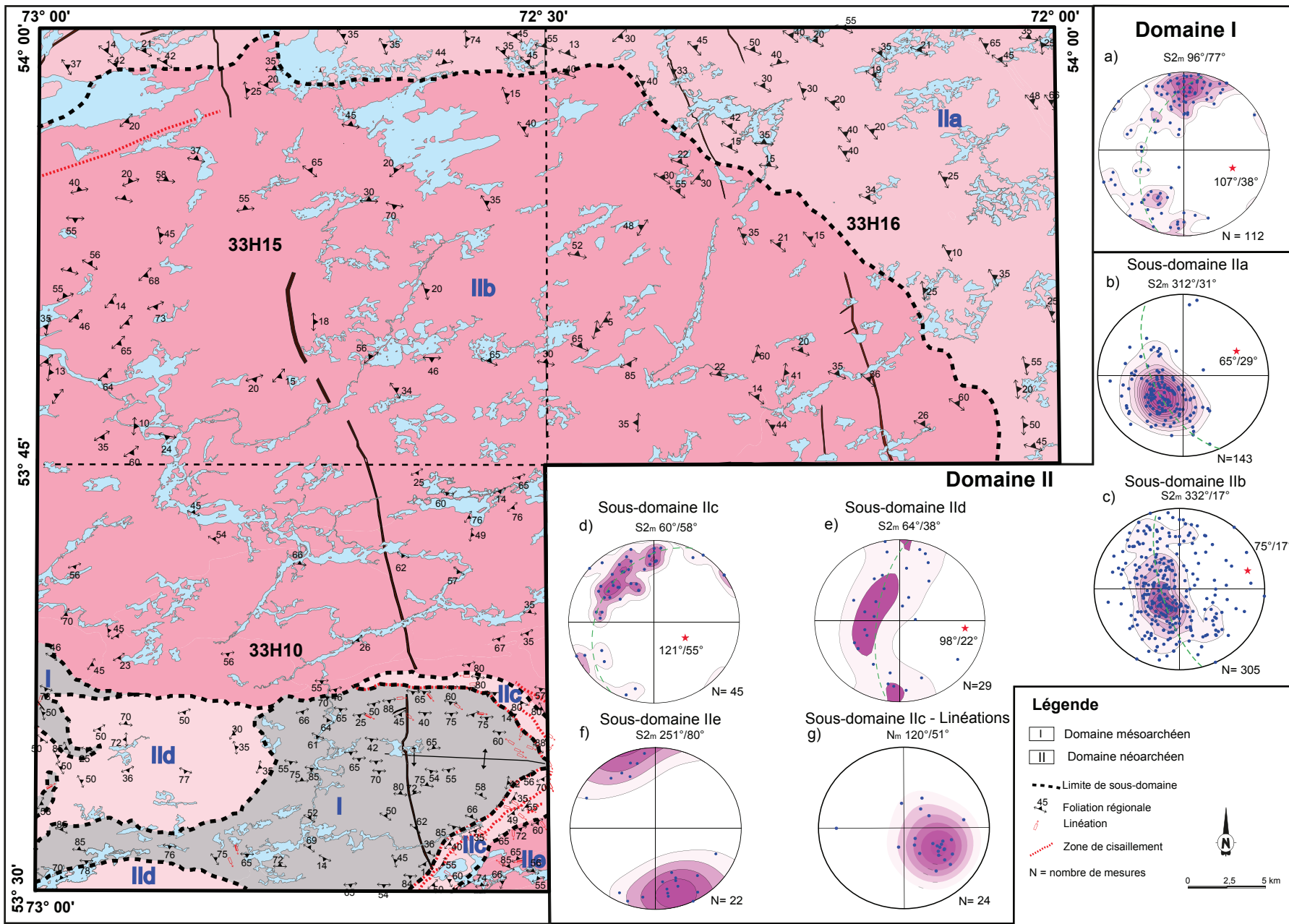


FIGURE 5 - Carte des domaines structuraux et stéréogrammes des mesures structurales.

Le sous-domaine IId comprend les intrusions de Carmoy et de Sauvolles. Il se démarque par un degré de déformation qui croît en général de l'ouest vers l'est. La foliation S2 moyenne est orientée grossièrement NE (064°) avec un pendage de 38° vers le SE (figure 5e).

Les variations de l'attitude de la foliation dans les sous-domaines IIc et IId démontrent l'influence de la structure antiforme mentionnée plus tôt dans la description du domaine I. L'axe de ce pli est orienté E-W à ESE-WNW avec un plongement qui s'accroît de l'ouest vers l'est, passant de 098°/22° (sous-domaine IId, stéréogramme 5e) à 121°/55° (sous-domaine IIc, stéréogramme 5d).

Le sous-domaine IIe correspond à une surface restreinte dans le coin SW du secteur d'étude, dans une zone correspondant aux roches du Pluton de La Savonnière. La foliation est globalement orientée NE-SW avec un pendage vers le NW (moyenne de 251°/80°; figure 5f).

Zones de cisaillement régionales et structures cassantes

Quelques zones de cisaillement sont interprétées dans la partie sud du feuillet 33H10 (figure 2 et carte hors texte). Les structures qui marquent le contact entre les unités volcano-sédimentaires des formations de Dalmas et de l'Escale et entre cette dernière et l'Intrusion d'Orsigny seraient probablement liées à la deuxième phase de déformation D2. Les roches affectées par ces zones de cisaillement sont très déformées sur des épaisseurs décimétriques et présentent de fortes linéations minérales et d'étiement avec un plongement modéré vers le SE. On observe localement le développement de structures protomylonitiques à mylonitiques. Ces zones de cisaillement ont été plissées par la phase de déformation D3, tant à l'échelle régionale que de l'affleurement.

Dans le NW du terrain, le long de la rive nord du lac Noroît, une zone de cisaillement kilométrique d'orientation ENE relevée par Sharma (1977) a été examinée de près lors des travaux d'exploration de Ressources Sirios (Desbiens et Girard, 2000). Les auteurs décrivent une zone caractérisée par une très forte foliation et des plis complexes centimétriques à métriques. Nos observations confirment la présence d'une zone de déformation associée à une tonalite intensément foliée qui prend localement un aspect gneissique.

Les failles cassantes de la région sont associées à différents événements d'extension soulignés par la mise en place des dykes de gabbro-diabase de Mistassini, du lac Esprit et de Senneterre. Ces structures tardi-archéennes à paléoprotozoïques sont d'orientation NNW à SSE et NW-SE. Les cartes magnétiques mettent en évidence plusieurs linéaments de diverses orientations qui pourraient également représenter des cassures tardives.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région cartographiée recèle un seul indice minéralisé connu. Il s'agit de l'indice Suroît (photos 9 et 10, en annexe), une minéralisation de Cu-Ag-Au mise au jour à la suite des travaux de Ressources Sirios (Desbiens et Girard, 2000) au nord du lac Noroît, dans le feuillet 33H15 (tableau 1, figure 2). La zone minéralisée, exposée sur une superficie d'environ 3 m sur 10 m, correspond à une diorite quartzifère rouillée, fortement diacrasée et altérée en biotite et hématite. Elle est encaissée dans les tonalites du Batholite de Polaris. Cette zone de fracturation est orientée 305°/40° et constitue une structure subsidiaire de la zone de cisaillement ENE localisée au nord du lac Noroît. La minéralisation se compose de 2 à 5 % de pyrite disséminée et de traces de chalcopryrite. Deux échantillons choisis dans cette zone ont donné des valeurs de 2,7 % Cu, 331 ppb Au et 130 g/t Ag et 0,1 % Cu et 6 g/t Ag (Desbiens et Girard, 2000).

Nos travaux n'ont pas permis de trouver et de localiser les indices Lac des Vœux (U), Lac Loup-Est (Cu), Lac Nancy (Cu) et Réservoir LG Quatre N° 2 (Cu). De plus, aucune teneur n'est rapportée dans les travaux statutaires. Suite à cela, ces indices provenant de l'ancienne base de données COGITE ont été retirés du SIGÉOM.

Nos travaux ont permis de localiser trois secteurs présentant un certain intérêt d'un point de vue métallogénique. Ces cibles n'ont pas livré de valeurs économiques en métaux, mais peuvent présenter un certain potentiel pour l'exploration. Le premier secteur se situe dans la partie centre-ouest du feuillet 33H10 et correspond au Groupe de Guyer (tableau 2). La ceinture volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer a été cartographiée dans le feuillet adjacent à l'ouest (feuillet 33H11; Hammouche *et al.*, 2015) et se prolonge dans le secteur d'étude sur une longueur de 5 km. Elle est constituée principalement de roches métavolcaniques mafiques métamorphisées au faciès des amphibolites. Ces roches, associées à une anomalie magnétique positive, sont interstratifiées avec des métasédiments et des niveaux de formation de fer. Nous avons observé un affleurement de formation de fer au faciès des silicates contenant de 1 à 3 % de pyrite disséminée. Ce contexte est favorable à la découverte de minéralisations aurifères associées à des formations de fer analogues à certains indices connus dans le Groupe de Guyer, tels les indices Pontois Est ou Golden East (Bandyayera *et al.*, 2013).

Le second secteur d'intérêt est situé dans le coin NE du secteur d'étude et correspond au Groupe d'Aquilon (tableau 2). Dans la partie SE du feuillet 33I, cette unité est l'hôte de nombreuses minéralisations aurifères telles que les indices Été Indien et Chicoutai (Simard *et al.*, 2011a; Quirion, 2002; Desbiens, 1998). Le Groupe d'Aquilon se prolonge vers le SE sur une longueur de 8 km dans la partie NE du feuillet 33H16. Dans le secteur d'étude, il est principalement constitué de métavolcanites mafiques au faciès des amphibolites coupées par des filons-couches ultramafiques. Les échantillons analysés dans le Groupe d'Aquilon pro-

Tableau 1 - Description sommaire des indices dans les feuillets 33H10, 33H15 et 33H16.

Indices	Feuillelet SNRC Estant / Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante ou description	Minéralisation / Altération	Teneurs ¹	Explication
Minéralisations uranifères						
Lac des Vœux	33H15 658890 / 5981752	U	Dyke de pegmatite blanche	Inconnue	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. (Non localisé à la figure 2)
Minéralisations cuprifères						
Lac Loup-Est	33H10 663820 / 5931621	Cu		Pyrite et chalcopryrite	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. (Non localisé à la figure 2)
Lac Nancy	33H16 674460 / 5959852	Cu	Monzodiorite quart- zifère	Chalcopryrite	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. (Non localisé à la figure 2)
Réservoir LG Quatre No 2	33H15 639585 / 5979297	Cu	Diorite quartzifère	Pyrite et chalcopryrite Quartz	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. (Non localisé à la figure 2)
Suroît	33H15 637380 / 5978081	Cu-Ag (Au)	Veines de quartz coupant une tonalite et une diorite	Pyrite et chalcopryrite Quartz et biotite	(E): 2,7 % Cu, 130 g/t Ag et 331 ppb Au (no 43532); 0,1 % Cu et 6 g/t Ag (no 43529) (GM 58258).	
Formations de fer de type Algoma						
Lac Polaris-Est	33H15 647115 / 5964916	Fe	Monzodiorite quartzifère.	Pyrite Hématite	Pas de teneur	Fiche de gîte éliminée. (Non localisé à la figure 2)

1- (E) : échantillon choisi

Tableau 2 - Description sommaire des zones d'intérêt dans les feuillets 33H10 et 33H16

Zones	Feuillelet SNRC Estant / Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances	Description
Groupe de Guyer	33H10 (centroïde) 632737 / 5943131	Au	Extension de la ceinture volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer (1 km x 5 km) constituée de métavolcanites au faciès des amphibolites, de formations de fer et de métasédiments
Groupe d'Aquilon	33H16 (centroïde) 694121 / 5985572	Au et Ni-Cr	Extension de la ceinture volcano-sédimentaire du Groupe d'Aquilon (4 km X 8 km) constituée de métavolcanites au faciès des amphibolites coupées par des filons-couches ultramafiques
Formation de l'Escale	33H10 (centroïde) 663272 / 5937190	Au	Extension de la ceinture volcano-sédimentaire de la Formation de l'Escale (5,5 km X 1 km) constituée de métavolcanites au faciès des amphibolites et de formations de fer

venant de métapéridotites à pyroxènes et hornblende n'ont pas rapporté de valeurs économiques. Ces roches ultramafiques présentent toutefois des concentrations anormales en métaux avec des teneurs variant de 1460 à 2080 ppm Ni et 3420 à 4350 ppm Cr. Un site d'intérêt montrant des teneurs anormales en Ni et Cr avait aussi été reconnu par Simard et Lafrance (2011a) plus au nord, dans les roches ultramafiques du Groupe d'Aquilon.

Le troisième secteur (tableau 2) correspond à la Formation de l'Escale située dans la partie centre-est du feuillelet 33H10. Reconnue au départ dans le feuillelet 33H09 (Labbé et Bélanger, 1998), la ceinture volcano-sédimentaire de la Formation de l'Escale a été prolongée vers le NW et le SW sur près de 5 km. Cette unité est constituée de métavolcanites interstratifiées avec des métasédiments et des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes. Plusieurs indices d'or, tels que les indices Lac Sirios Nord et Lac Sirios Sud, ont été reconnus plus à l'est dans cette ceinture (Desbiens, 1995; Charbonneau, 1996).

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2013 dans la région du lac des Vœux ont permis d'améliorer les connaissances géologiques et de produire une nouvelle carte des feuillets SNRC 33H10 (Lac Orsigny), 33H15 (Lac des Vœux) et 33H16 (Collines Pontard). Le récent levé aéromagnétique à haute résolution couvrant ce secteur a été d'une aide considérable lors de la réalisation de ces travaux et a contribué à mieux délimiter les différentes unités et structures. La révision de la carte géologique du feuillelet 33H09 a été également amorcée et s'est poursuivie en 2014.

La région d'étude appartient à la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Elle est principalement constituée de roches métamorphiques et intrusives d'âge archéen. Ces roches sont en majeure partie de composition felsique à intermédiaire par endroits.

Le Complexe de Langelier représente l'unité la plus ancienne de la Sous-province de La Grande (3452 à 2788 Ma). Il affleure dans la partie SW de la région. Les

tonalites et les diorites foliées observées dans le secteur représentent la manifestation la plus orientale de cette unité dans le La Grande. Le plutonisme s'est poursuivi au Mésoarchéen par la mise en place, dans le sud du terrain, des tonalites fortement foliées de l'Intrusion d'Orsigny (vers 2823 Ma) et des diorites et des diorites quartzifères foliées de l'Intrusion de Wachsikw.

Nos travaux ont permis de confirmer la continuité de ensembles volcano-sédimentaires déjà connus dans les secteurs adjacents à la région d'étude, soit les ceintures associées aux groupes d'Aquilon et de Guyer et l'ensemble constitué des formations de l'Escalé et de Dalmas (Groupe de Duhesme). Le premier ensemble n'a pas été daté, le second est d'âge mésoarchéen (2820 à 2806 Ma), tandis que le dernier s'est mis en place au Néoarchéen (2707 Ma). Ces unités sont principalement composées d'amphibolite basaltique, localement d'amphibolite dérivée d'andésite basaltique, et renferment des niveaux de paragneiss et de formation de fer. Les amphibolites sont déformées et recristallisées et possèdent des signatures géochimiques très semblables.

La région a été affectée par une intense activité intrusive au néoarchéen à partir de 2743 Ma. La Suite de Coates (2743 à 2716 Ma), localisée au nord et au NE du secteur d'étude, est la plus vieille unité néoarchéenne reconnue. Elle est composée de tonalite foliée à biotite $\pm$ hornblende $\pm$ magnétite. Le Pluton de La Savonnière (2741 à 2685 Ma) occupe le coin SE du terrain et est formé d'un ensemble hétérogène de roches felsiques et intermédiaires foliées. Le Batholite de Polaris (2732 à 2695 Ma), l'intrusion néoarchéenne la plus importante du secteur, est constitué de roches felsiques à intermédiaires comprenant, dans la partie centrale, une unité caractérisée par la présence de phénocristaux de feldspath potassique. Le granite de l'Intrusion de Sauvolles (2708 Ma) et la granodiorite et la tonalite de l'Intrusion de Carmoy (2695 Ma) sont situées près de la limite SW du terrain.

Les intrusions de la Suite de Tramont (entre 2707 et 2686 Ma) et de la Pegmatite de Tilly se trouvent à la fois dans les sous-provinces de La Grande et de Minto. Les roches de la Pegmatite de Tilly rappellent à certains égards celles du Granite du Vieux Comptoir reconnu plus à l'ouest.

De point de vue géochimique, les principales intrusions (Batholite de Polaris, intrusions de Carmoy, d'Orsigny et Pluton de La Savonnière) présentent beaucoup de similitudes. Les roches sont principalement métalumineuses et se trouvent dans le champ des granitoïdes d'arc volcanique à syncollisionnels.

Le schéma structural de la région résulte de la superposition d'au moins trois phases de déformation ductile (D1 à D3). La phase D1 est associée au développement des fabriques anciennes qui affectent les roches paléoarchéennes à mésoarchéennes. La phase D2 est responsable de la formation de la foliation principale S2 et des zones de cisaillement au contact des formations de Dalmas et de l'Escalé. Ces structures sont affectées par des plis attribués à la phase de déformation D3. Le grain structural est contrôlé par la présence d'importantes intrusions de forme ovoïde, notamment le Batholite de Polaris dans le secteur d'étude. La région est aussi touchée par plusieurs épisodes de déformation cassante d'âge néoarchéen à paléoproterozoïque. Deux domaines structuraux ont été identifiés : 1) un domaine paléoarchéen à mésoarchéen comprenant le Complexe de Langelier et les unités anciennes affectés par toutes les phases de déformation ductile (D1 à D3) et 2) un domaine néoarchéen regroupant les intrusions néoarchéennes et les unités volcano-sédimentaires touchées par les phases D2 et D3. Chaque domaine est à son tour subdivisé en sous-domaines en fonction de l'attitude moyenne de la foliation.

Les roches de la région sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Le métamorphisme prograde se manifeste notamment dans les roches intrusives les plus anciennes par des structures de recristallisation et un rubanement gneissique (par exemple le Complexe de Langelier) et par l'amphibolitisation poussée des métavolcanites mafiques des groupes de Guyer et d'Aquilon et des formations de l'Escalé et de Dalmas. La forte migmatitisation observée dans les paragneiss de la Formation de Keyano indique un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites. Un assemblage rétrograde à chlorite + séricite $\pm$ épidote $\pm$ carbonates s'est superposé aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

Nos travaux ont permis de localiser trois nouveaux secteurs d'intérêt pour les minéralisations métalliques. Le premier correspond au Groupe de Guyer et consiste en des niveaux de formation de fer plus ou moins riches en sulfures. Bien que les zones échantillonnées n'aient pas livré de teneur économique, ce contexte demeure propice aux minéralisations aurifères liées aux formations de fer. Le second comprend les filons-couches ultramafiques dans le Groupe d'Aquilon. Certains échantillons ont fourni des teneurs anormales en Ni (1460 à 2080 ppm) et en Cr (3420 à 4350 ppm). Le troisième secteur correspond à la Formation de l'Escalé. Cette unité est constituée de métavolcanites interstratifiées avec des métasédiments et des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes. Plusieurs indices d'or ont été déjà reconnus par le passé plus à l'est dans cette ceinture.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G. – GOUTIER, J. – LAMOTHE, D., 2015 – Évaluation du potentiel en minéralisations de type or de type orogénique, Municipalité d'Eeyou Istchee Baie-James (version 2014). Ministère de l'Énergie et des Ressources, naturelles, Québec; EP 2015-01, 41 pages, 1 plan.
- AUGLAND, L.E. – DAVID, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – LAFRANCE, I. – TALLA TAKAM, F. – DESCHÊNES, P.-L. – GUEMACHE, M., 2015 – Datations U-Pb dans les provinces de Churchill et du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources, naturelles, Québec; RP 2015-01, 43 pages.
- AVRAMTCHEV, L., 1983 – Catalogue des gîtes minéraux : région de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DPV 940, 30 pages, 16 plans.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – MORFIN, S., 2011 – Géologie de la région du lac Brune (33G07) et de la baie Gavaudan (33G10). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-01, 25 pages, 2 plans.
- BANDYAYERA, D. – BURNIAUX, P. – CHAPON, B., 2013 – Géologie de la région du lac Magin (33G09), de la colline Captel (33G15) et du lac Fontay (33G16), Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2013-01, 32 pages, 3 plans.
- BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – BURNIAUX, P., 2014 – Géochimie des roches volcaniques et intrusives de la région des lacs Guyer et Nochet, Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-03, 29 pages.
- BARKER, F., 1979 – Trondhjemite: Definition, environment, and hypotheses of origin. *In*: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks (Barker, F., editor). Elsevier, pages 1-12.
- BARRETT, T.J. – MacLEAN, W.H., 1999 – Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *In*: Volcanic-associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Reviews in Economic Geology, volume 8, pages 101-131.
- BONNEAU, J., 1973 – Rapport du travail sur le terrain, fonds de lacs, la Grande Rivière. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34040, 71 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.
- BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A. – ERNST, R.E. – MATTHEWS, W.A., 2007 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit area, Québec, and implication for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 44, pages 643-664.
- BURNIAUX, P. – GUEMACHE, M.A. – GIGON, J. – GOUTIER, J., en préparation – Géologie de la région du lac Dalmas (33H08, 33H09, 23E05, 23E12), Eeyou Istchee Baie-James, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- CANNULI, M., 1975 – Géochimie de lacs, été 1975. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34036, 38 pages.
- CHARBONNEAU, R., 1996 – Échantillonnage du till et analyse des grains d'or, propriété de lac Escal. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 54376, 38 pages, 6 plans.
- DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord. GEOTOP, rapport soumis au Ministère des Ressources naturelles du Québec. GM 59903, 90 pages.
- DAVID, J. – McNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHÉAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVID, J. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – HAMMOUCHE, H. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2012 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2010-2011. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2012-01, 33 pages.
- DAVID, J. – PILOTE, P. – HAMMOUCHE, H. – LECLERC, F. – TALLA TAKAM, F., en préparation – Datations U-Pb dans la Province du Supérieur effectuées au GEOTOP en 2013-2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DAVIS, D.W. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – TALLA TAKAM, F., 2015 – Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville effectuées au JSGL en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-07, 56 pages.
- DAVIS, D.W. – LAFRANCE, I. – GOUTIER, J. – TALLA TAKAM, F. – BANDYAYERA, D. – GIGON, J., en préparation – Datations U-Pb dans les provinces du Supérieur et de Churchill effectuées au JSGL en 2013-2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec;
- DESBIENS, H., 1995 – Rapport de la campagne 1995 de prospection et de la cartographie géologique de la propriété lac Escal. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 53728, 165 pages, 11 plans.
- DESBIENS, H., 1998 – Cartographie géologique et prospection (été 1998) de la propriété Aquilon, Rivière Laforge (LA-1), Baie-James, Québec (33I/1-2). Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 56013, 85 pages, 13 plans.
- DESBIENS, H. – GIRARD, M.-J., 2000 – Rapport géologique, propriété Noroît, extrémité sud-est du réservoir LG-4, Baie James, Québec (33H15). Claims Girard et Claims Landry, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 58258, 43 pages, 6 plans.

- DUBÉ, C. – FRANCONI, A. – HOCQ, M. – REMICK, J.H. – SHARMA, K.N.M. – AVRAMTCHEV, L. – DUCROT, C., 1976 – Compilation géologique du territoire de la baie de James. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP 358, 7 pages, 18 plans.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province of some special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2033-2048.
- GAUTHIER, M., 1996 – Géologie de la région du lac Sauvolles (SNRC 33H et 23E ouest). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-27, carte avec annotations marginales.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de La Grande rivière, territoire de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-30, 69 pages.
- GIRARD, R., 2001 – Campagne d'échantillonnage régionale pour les minéraux lourds dans le secteur de la rivière La Grande, projet Trans-taïga. Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59897, 220 pages, 4 plans.
- GLEESON, C.F., 1974 – Geochemical Report on a Lake Sediment Survey of La Grande Rivière Area. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34042, 74 pages.
- GLEESON, C.F., 1975 – Geochemical Report on a Lake Sediment Survey of La Grande Rivière – Sakami lake area. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34045, 91 pages.
- GLEESON, C.F., 1976 – Report on lake sediment geochemical survey, areas « A » and « B », James Bay territory Quebec. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34038, 138 pages.
- GLEESON, C.F. – OAKES, B.W., 1975 – Summary report of geochemical surveys. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34085, 18 pages, 3 plans.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages, 1 plan.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M. – DAVID, J., 2001 – Géologie de la région des lacs des Loups Marins (34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages, 1 plan.
- GOSSELIN, C. – ROY, P. – DAVID, J., 2002 – Géologie de la région du lac Bienville (33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages, 1 plan.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998a – Géologie de la région du lac Kowaskatehkakmow (33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-16, 48 pages, 1 plan.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998b – Géologie de la région du lac Esprit (33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-09, 40 pages, 1 plan.
- GOUTIER, J. – DION, C. – DAVID, J. – DION, D.-J., 1999a – Géologie de la région de la passe Shimusuminu et du lac Vion (33F/11 et 33F/12). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-17, 42 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – LAFRANCE, I. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1999b – Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (33F/03 et 33F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-18, 52 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVID, J. – PARENT, M., 2000 – Géologie de la région des lacs Guillaumat et Sakami (33F/02 et 33F/07). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-15, 41 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVIS, D.W., 2001a – Géologie de la région de la colline Masson (33F/09), de la passe Awapakamich (33F/10), de la baie Carbillet (33F/15) et de la passe Pikwhipanan (33F/16). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-10, 68 pages, 4 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C., 2001b – Géologie de la région de la colline Bezier (32G/12) et du lac de la montagne du Pin (32G/13). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-13, 55 pages, 2 plans.
- GOUTIER, J. – DION, C. – OUELLET, M.-C. – DAVIS, D.W. – DAVID, J. – PARENT, M., 2002 – Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages, 3 plans.
- GOUTIER, J. – GIGON, J. – BURNIAUX, P. – DION, C. – TALLA TAKAM, F. – CHARTIER-MONTREUIL, W. – BANDYAYERA, D., en préparation – Géologie de la région du lac de la Corvette, Baie-James. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- HAMILTON, M.A. – GOUTIER, J. – MATTHEWS, W.A., 2001 – U-Pb baddeleyite age for the paleoproterozoic Lac Esprit dyke swarm, James Bay region, Quebec. *Geological Survey of Canada; Radiogenic and Isotopic Studies, Report 14, Current research, volume 2001-F5*, pages 1-6.
- HAMILTON, M.A., 2009 – Datation isotopique (U-Pb) d'un diabase de l'Essaim de dykes Mistassini, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2009-17, 13 pages.
- HAMMOUCHE, H. – BURNIAUX, P. – KHARIS, A., 2015 – Géologie de la région du lac Carmoy, Baie-James, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2015-02, 44 pages, 3 plans.
- HEYWOOD, W.W. – BRETT, S.E. – CURRIE, K.L. – EADE, K.E., 1959 – La Grande – Lac Bienville, New Quebec. *Geological Survey of Canada; map 23-1958*.
- HOCQ, M., 1985 – Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-05, 188 pages, 4 plans.
- HOCQ, M., 1994 – La Province du Supérieur. *Dans : Géologie du Québec. Ministères des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01*, pages 7-20.
- JENSEN, L.S. – PYKE, D.R., 1982 – Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In: *Komatiites* (Arndt, N.T. and Nisbet, E.G., editors). George Allen and Unwin, pages 147-157.

- LABBÉ, J.-Y. – BÉLANGER, M., 1998 – Géologie de la région du lac Thier (SNRC 33H/09). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-13, 23 pages, 1 plan.
- LAMOTHE, D., 2008 – Évaluation du potentiel en minéralisations de type or orogénique de la Baie-James. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; EP 2008-01, 54 pages, 33 plans.
- LAMOTHE, D. – THÉRIAULT, R. – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (23E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-14, 40 pages, 1 plan.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R. – GAGNON, R., 2009a – Report on exploration activities in 2008 on the Lasalle and Galinée group properties in the James Bay area. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64679, 205 pages, 7 plans.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R. – ST-HILAIRE, C., 2009b – Heliborne high resolution magnetic and spectrometric survey on the Lasalle and Galinée properties, James Bay area, Northern Quebec. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 64224, 45 pages, 36 plans.
- LARIVIÈRE, J.-F. – BANVILLE, R., 2013 – Report on exploration activities in 2009-2012 on the Lasalle and Galinée group properties in the James Bay area. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67512, 371 pages, 20 plans.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MARLEAU, R.A., 1975 – Geology and mineral potential of the Nitchequon Area, James Bay territory, Quebec, Canada. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34057, 46 pages, 3 plans.
- MARLEAU, R.A., 1979 – Étude préliminaire du potentiel en minéraux industriels & certains métalliques du territoire de la Baie James. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 38167, 128 pages.
- MARTIN, L., 1973 – Lake sediment geochemistry, la Grande Rivière project. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34041, 1482 pages.
- MARTIN, L., 1976 – James Bay geochemistry, 1975 data, numerical treatment and report. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34037, 1088 pages.
- MARTIN, L. – BONNEAU, J. – GLEESON, C.F., 1973 – Relevés de fonds de lacs, projet la Grande Rivière 73. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34043, 44 plans.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of the Earth. Chemical Geology, volume 120, pages 223-253.
- MOAR, R., 2007 – Rapport des travaux de forages au diamant, hiver 2007, projet Aquilon extension. Golden Tag Resources, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63348, 123 pages, 11 plans.
- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEBVRE, D.L. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999 – Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 99-35, 130 pages, 1 plan.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology; volume 25, pages 956-983.
- PELLETIER, M., 2009 – Levé spectrométrique et magnétique aéroporté sur le territoire de la Baie-James – Blocs NW et SW du secteur LG-4. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2009-01, 83 pages, 144 plans.
- PERCIVAL, J.A., 1989 – A regional perspective of the Quetico meta-sedimentary belt, Superior Province, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 26, pages 677-693.
- PRIDE, C., 1974 – Lake sediment geochemistry. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34044, 20 pages.
- QUIRION, D. 2002 – Rapport sur les travaux de décapages mécaniques, cartographie, prospection et géochimie du till, projet Aquilon (1295), été 2001. SOQUEM et Ressources Sirios, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59390, 223 pages, 6 plans.
- ROY, P. – TURCOTTE, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2004 – Géologie de la région du lac Montrochand (33O). Ministère des Ressources naturelles du Québec; RG 2003-10, 41 pages, 1 plan.
- SHARMA, K.N.M., 1977 – La Grande rivière area (1976 project), New-Quebec Territory. Preliminary geological report. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 493, 20 pages, 3 plans.
- SHARMA, K.N.M., 1978 – Région de La Grande Rivière (projet 1977) - Rapport géologique préliminaire. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 558, 34 pages, 1 plan.
- SHARMA, K.N.M., 1979 – Région du lac Vincelotte, Territoire-du-Nouveau-Québec - Rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV 730, 20 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. 2008 – Stratigraphie et géochronologie du nord-est de la Province du Supérieur. Dans : Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur (Simard M., coordonnateur). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MM 2008-02, pages 23-86.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011a – Géologie de la région du réservoir Laforge 1 (SNRC 33I). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-01, 49 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I., 2011b – Géologie de la région du lac Kinglet (SNRC 33J-33K01 et 33K02). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-05, 47 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages, 1 plan.

- SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – LAFRANCE, I., 2009 – Géologie de la région de la rivière Sérigny. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2009-02, 40 pages, 1 plan.
- ST. SEYMOUR, K. – WOUSSEN, G. – SHARMA, K.N.M., 1979 – La séquence des komatiites du lac Guyer, région de la Baie-James, Québec. *Dans* : Programme et résumés. Réunion conjointe de l'Association géologique du Canada et de l'Association minéralogique du Canada; page 80.
- THÉRIAULT, R. – BEAUSÉJOUR, S., 2012 – Carte géologique du Québec, édition 2012. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2012-06, 8 pages, 1 plan.
- THÉRIAULT, R. – CHEVÉ, S., 2001 – Géologie de la région du lac Hurault (SNRC 23L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-11, 50 pages, 1 plan.
- TREMBLAY, M. – MARLEAU, R. A., 1973 – Étude de la géologie et du potentiel minéral du territoire de la Baie-James. Société de Développement de la Baie-James, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 34001, 1146 pages, 102 plans.
- TSHIMBALANGA, S., 2009 – Levés de polarisation provoquée, d'électromagnétisme EMH et de magnétométrie, propriétés Lasalle et Galinée. Exploration Midland, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67463, 22 pages, 59 plans.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- WOOD, D.A., 1980 – The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

ANNEXE – Photographies

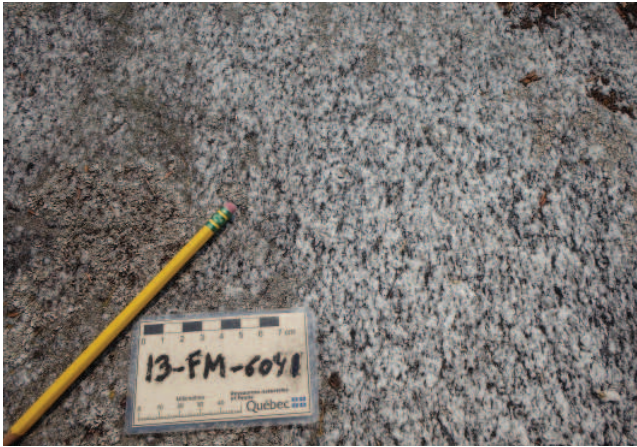


PHOTO 1 - Tonalite foliée à biotite et magnétite de l’Intrusion d’Orsigny (unité mAors; affleurement 2013-FM-6041; 33H10, UTM NAD83 zone 18 650677E 5940273N).



PHOTO 2 - Amphibolite de composition basaltique du Groupe de Guyer (unité mAgyl). Le niveau de couleur rouille représente une formation de fer au faciès des silicates à grunérite et grenat (affleurement 2013-HH-2202; 33H10, UTM NAD83 zone 18 632737E 5943131N).

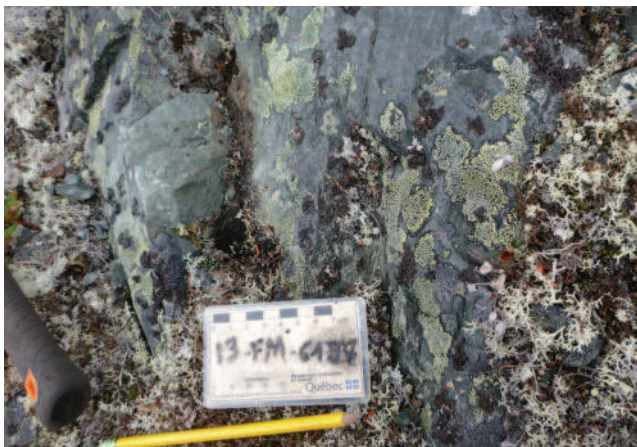


PHOTO 3 - Amphibolite de composition basaltique du Groupe d’Aquila (unité Aaqil; affleurement 2013-FM-6187; 33H16, UTM NAD83 zone 18 695406E 5982413N).



PHOTO 4 - Tonalite à biotite et magnétite fortement foliée à mylonitisée de l’unité nAsav1 du Pluton de La Savonnière (affleurement 2013-AK-4240; 33H10, UTM NAD83 zone 18 663792E 5931609N).



PHOTO 5 - Granodiorite à hornblende et biotite à phénocristaux de feldspath potassique du Batholite de Polaris. Cette structure est caractéristique de l’unité nApol2 (affleurement 2013-HH-2008; 33H10, UTM NAD83 zone 18 660098E 5946832N).



PHOTO 6 - Monzonite à hornblende avec un peu de biotite de l’unité nApol4 (Batholite de Polaris). La roche est massive avec un aspect mouchetée. Le crayon mesure 14 cm (affleurement 2013-HH-2054; 33H15, UTM NAD83 zone 18 661210E 5974157N).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Formation de fer rubanée de la Formation de Dalmas (unité nAd11) formée d'une alternance de bandes de magnétite massive et de chert recristallisé. Cette roche contient localement des lamines de grunérite et un peu de grenat. La formation de fer est comprise dans une séquence de métavolcanites mafiques (unité nAd12; bordure droite de la photo) et est coupée par un dyke tonalitique. Le marteau mesure 38 cm (affleurement 2013-PB-1149; 33H10, UTM NAD83 zone 18 659240E 5932609N).

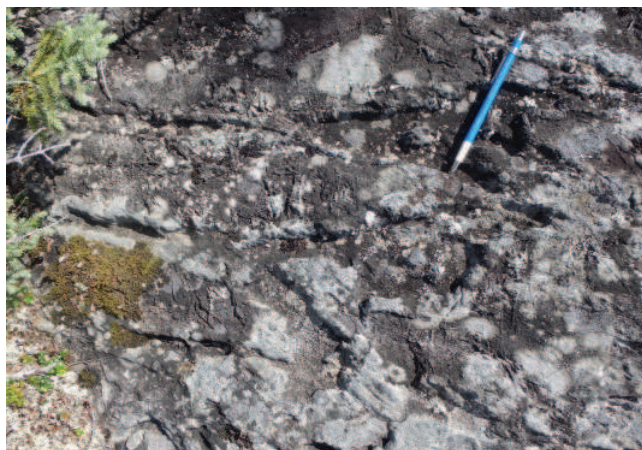


PHOTO 8 - Amphibolite de composition basaltique de la Formation de l'Escale (unité nAec3). La structure coussinée est préservée à certains endroits, mais a été surtout observée dans le feuillet 33H09, au SE du secteur d'étude. Les coussins sont très déformés et aplatis. La taille du crayon est de 15 cm (affleurement 2013-AK-4357; 33H09, UTM NAD83 zone 18 682594E 5941612N).



PHOTO 9 - Indice Suroît (Cu-Ag) : la zone minéralisée en sulfures est encaissée dans une diorite quartzifère de couleur rouille, riche en biotite et en hématite (affleurement 2013-AK-4164; 33H15, UTM NAD83 zone 18 637366E 5978021N).



PHOTO 10 - Indice Suroît (Cu-Ag) : vue rapprochée de la diorite quartzifère à pyrite et chalcoppyrite (affleurement 2013-AK-4164; 33H15, UTM NAD83 zone 18 637366E 5978021N).

Résumé

La région du lac des Vœux, située immédiatement au SE du réservoir La Grande 4, a fait l'objet de travaux de cartographie géologique à l'échelle 1/50 000 à l'été 2013. Ces travaux ont couvert les feuillets SNRC 33H10, 33H15 et 33H16.

Le terrain cartographié se trouve dans la Sous-province de La Grande de la Province du Supérieur. Il est composé essentiellement de roches archéennes, principalement des intrusions néoarchéennes. Les plus vieilles roches, d'âge paléoarchéen à mésoarchéen, appartiennent au Complexe de Langelier qui apparaît sous la forme d'une fenêtre de petite taille dans le sud du terrain. Cette unité, considérée comme le soubassement (socle) de la région, est composée de roches intrusives felsiques à intermédiaires fortement foliées. Le plutonisme mésoarchéen se manifeste par la mise en place des dernières phases intrusives du Complexe de Langelier, de l'Intrusion de Wachiskw, formée principalement de roches intermédiaires foliées, et de l'Intrusion d'Orsigny (2823 Ma) constituée de tonalites foliées. Sur le socle se sont déposées quelques unités volcaniques et sédimentaires dispersées. Ce sont : 1) le Groupe d'Aquilon constitué en majeure partie de metabasites et de quelques filons-couches ultramafiques; 2) le Groupe de Guyer (2820-2806 Ma) composé de metabasites; 3) la Formation de l'Escale (2707,5 Ma) qui regroupe des metabasites et des méta-andésites basaltiques; et 4) les formations métasédimentaires de Dalmas et de Keyano (< 2710 Ma) formées respectivement de paragneiss et de migmatites. Les deux premières unités sont d'âge mésoarchéen, tandis que les autres sont néoarchéennes.

Des intrusions felsiques et intermédiaires coupent l'ensemble constitué du socle et des unités supracrustales mésoarchéennes. Le Batholite de Polaris (2732 à 2695 Ma) représente l'intrusion la plus importante de la région d'étude. Composé de roches felsiques à intermédiaires, il constitue plus de la moitié de la surface cartographiée. L'unité porphyrique la plus caractéristique occupe la partie centrale de l'intrusion. Le Batholite de Polaris est bordé à l'est et au nord par les tonalites de la Suite de Coates, et au sud par les tonalites et les granodiorites de l'Intrusion de Carmoy (2695 Ma) et les tonalites de l'Intrusion d'Orsigny (2823 Ma). Le granite du Pluton de Sauvolles et l'ensemble hétérogène de roches felsiques et intermédiaires formant le Pluton de La Savonnière occupent respectivement les parties SW et SE du secteur cartographié.

Des essaims de dykes de gabbro et de gabbronorite tardi-archéens à protérozoïques coupent toutes ces roches. Ils appartiennent principalement aux dykes de l'Essaim de Mistassini et du lac Esprit. Quelques intrusions gabbroïques appartenant aux Dykes de Senneterre ont aussi été reconnues.

L'arrangement structural de la région résulte de la superposition d'au moins trois phases de déformation ductiles qui ont affecté les roches du socle et de la couverture. Le grain structural est hétérogène et contrôlé par la présence d'intrusions de forme ovoïde, particulièrement le Batholite de Polaris. À l'échelle régionale, ces intrusions sont responsables du schéma structural en dômes et en bassins. La région est aussi affectée par plusieurs épisodes de déformation cassante néoarchéens à paléoprotérozoïques.

Le métamorphisme prograde dans les roches archéennes de la région atteint le faciès des amphibolites. Il se manifeste notamment dans les roches les plus anciennes et est bien visible dans les ceintures volcaniques. La forte migmatitisation d'une partie des paragneiss de la Formation de Keyano indique un métamorphisme au faciès supérieur des amphibolites, voire granulitique. Les intrusions tarditectoniques et post-tectoniques sont peu affectées par ce phénomène. Un métamorphisme rétrograde tardif au faciès des schistes verts s'est superposé aux assemblages progrades dans les roches archéennes.

L'indice Suroît est une minéralisation de Cu-Ag-Au avec des teneurs atteignant 130 g/t Ag, 311 ppb Au et 2,7 % Cu. Il est encaissé dans une diorite quartzifère bréchifiée appartenant au Batholite de Polaris. Nos travaux ont permis de localiser trois secteurs présentant un potentiel pour les minéralisations métalliques. On trouve d'abord l'extension de la ceinture volcano-sédimentaire du Groupe de Guyer qui renferme des niveaux de formation de fer pouvant présenter un intérêt pour les minéralisations aurifères. L'extension du Groupe d'Aquilon attire également l'attention en raison des nombreux indices aurifères reconnus au nord de la région d'étude. Cette ceinture contient aussi des filons-couches ultramafiques montrant des teneurs anormales en nickel et en chrome avec des concentrations qui varient de 1460 à 2080 ppm Ni et de 3420 à 4350 ppm Cr. Finalement, la ceinture volcano-sédimentaire constituée des formations de l'Escale et de Dalmas comprend des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes présentant un certain potentiel aurifère.



Équipe géologique 2013