

RG 2016-02

Géologie de la région du lac Cuvillier, Abitibi Nord-Est (SNRC 32C15)

Hanafi Hammouche



Affleurement du Pluton de Holmes.

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, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Charles Roy, géo.

Auteur

Hanafi Hammouche, géo.

Lecture critique

Pierre Lacoste, géo.

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Dessin

Johanne Jobidon

Assistance technique

Julie Sauvageau

Graphisme

Marie-Eve Lagacé

Géologie de la région du lac Cuvillier, Abitibi Nord-Est (SNRC 32C15)

Hanafi Hammouche (MERN)

RG 2016-02

Mots clés : levé géologique, Abitibi Nord-Est, Archéen, volcanites mafiques, plutons felsiques, minéralisations aurifères

Résumé

Un levé géologique a été réalisé au cours de l'été 2014 dans la région du lac Cuvillier (SNRC 32C15), située au sud de Lebel-sur-Quévillon. Ces travaux ont couvert la demi-nord du feuillet au 1/20 000, et la partie sud à l'échelle 1/50 000.

Le terrain cartographié est situé dans la Zone Volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi. Il est composé de roches archéennes, recoupées par quelques dykes d'âge méso- à paléoproterozoïque. Le secteur renferme plusieurs intrusions felsiques foliées, ceinturées par des roches volcaniques appartenant au Groupe de Quévillon. Celui-ci est formé principalement de basalte tholéiitique, localement à faciès coussiné et rubané au sud. Ce groupe comprend également une unité andésitique caractérisée par un rubanement métamorphique dans la partie sud. Quelques unités volcaniques felsiques et sédimentaires forment des lentilles éparées peu étendues. Plusieurs filons-couches de gabbro métamorphisé et de roches ultramafiques s'intercalent dans les volcanites mafiques et intermédiaires du Groupe de Quévillon.

Le Pluton de Holmes, le Batholite de Josselin et le Pluton de Cuvillier représentent les intrusions les plus importantes de la région. Elles sont constituées d'un assemblage de granodiorite et de de tonalite foliées à gneissiques. Ces intrusions sont probablement synvolcaniques ou syntectoniques. Des intrusions moins déformées (plutons de Kiask et de Wilson) s'injectent dans les volcanites et dans les grandes intrusions citées plus haut. Elles se composent principalement de granodiorite et sont probablement tardi-tectoniques, moins affectées par le métamorphisme et la déformation. D'autres intrusions de composition granitique sont nettement post-tectoniques et non déformées. Il s'agit du Pluton de Tonnancourt et des intrusions de la Suite de Castonguay.

Les roches de la région sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Le métamorphisme atteint le degré supérieur des amphibolites et localement celui des granulites, et est souligné par endroits par une migmatitisation partielle. Toutefois, quelques îlots de roches indiquent le faciès des schistes verts dans la partie nord du terrain.

L'arrangement structural régional s'apparente au style en dômes et bassins. La déformation principale dans la région est liée à l'Orogenèse kénoréenne (D2). Celle-ci a façonné le grain tectonique, principalement orienté E-W. La fabrique planaire régionale est inclinée vers le nord, soulignant un déversement des unités vers le sud, résultant d'une compression asymétrique. Elle a produit également une série de plis antiformes et synformes déversées vers le sud. De nombreuses zones de cisaillement affectent les roches et montrent de très fortes linéations minérales et d'étirement. Les plus importantes déformations sont les zones de cisaillement de la rivière Kiask et Holmes-Josselin. Elles sont caractérisées par une composante de mouvement dominante en pendage pour la Zone de cisaillement de la rivière Kiask et en direction pour la Zone de cisaillement Holmes-Josselin. Une phase D3, à contraintes opposées à la phase précédente, a produit des plis ptygmiques, des plis en chevrons, et des structures de crénulation. Trois domaines structuraux ont été définis selon l'attitude moyenne de la foliation régionale, soit les domaines nord, central et sud.

Nos travaux ont permis de mettre au jour deux nouveaux indices : 1) l'indice aurifère de Kiask, associé à une zone rouillée encaissée dans un basalte déformé et cisailé; un échantillon choisi a donné 1,2 g/t Au; et 2) l'indice NR-3156, minéralisation de Cr-Ni dans une roche ultramafique altérée en trémolite-actinote-talc; un échantillon choisi a donné 1,02 % Cr₂O₃ et 0,11 % Ni.

Table des matières

INTRODUCTION	4
Localisation et accès.....	4
Objectifs du projet.....	4
Travaux antérieurs.....	4
Méthode de travail.....	4
Remerciements	7
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	7
STRATIGRAPHIE.....	8
Archéen	8
Groupe de Quévillon (<i>Aqv</i>)	8
Formation de Desboues (<i>Ade</i>)	10
Batholite de Josselin (Ajos).....	10
Pluton de Holmes (Ahol).....	10
Pluton de Cuvillier (Acvi)	12
Pluton de Wilson (Awil)	12
Pluton de Kiask (Akia).....	12
Suite de Castonguay (nAcat)	13
Pluton de Tonnancourt (Aton)	13
Paléoprotérozoïque	13
Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw)	13
Dykes de Senneterre (pPsen).....	13
Dykes de Biscotasing (pPbis).....	13
Mésoprotérozoïque	14
Dykes de l'Abitibi (mPabi)	14
Unités lithologiques	14
Unité I1D	14
Unité I3A.....	14
Unité I4a.....	14
Unité I4b	14
Unité M16	15
Unité T1	15
LITHOGÉOCHIMIE	15
Roches intrusives felsiques	15
Roches volcaniques mafiques et intermédiaires	17
Roches intrusives mafiques et ultramafiques	17

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	21
Phases de déformation et fabriques structurales	21
Domaines et sous-domaines structuraux	21
Zones de cisaillement	23
Failles cassantes	23
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	23
Indices et gîtes connus.....	24
Indice Jules Labonté (Au ± Cu)	24
Indice Alix (Mo)	24
Gîte Josselin-Tonnancourt (Greenland) (Cu-Zn-Ag-Au)	24
Nouveaux indices	24
Indice de Kiask (Au)	24
Indice NR-3156 (Cr ± Ni)	25
CONCLUSION.....	25
RÉFÉRENCES	29
ANNEXE – PHOTOGRAPHIES	31
HORS TEXTE	
Géologie 1/50 000 – Géologie de la région du lac Cuvillier, Abitibi Nord-Est (SNRC 32C15), carte RG 2016-02-C001	

INTRODUCTION

Localisation et accès

La région du lac Cuvillier est située à quelques kilomètres au sud de la ville de Lebel-sur-Quévillon, dans la région de Senneterre (figure 1). Elle couvre le feuillet SNRC 32C15 et est délimitée par les longitudes 76°30' et 77°00'W et les latitudes 48°45' et 49°00'N.

La région est accessible par la route asphaltée 113 qui relie Senneterre à Chibougamau et par une route qui passe juste au nord du terrain, longe l'usine de la compagnie forestière Domtar et chemine jusqu'à la mine Langlois.

Le secteur d'étude contient également un réseau de chemins forestiers. Ce réseau est assez dense dans tout le quart NE du feuillet 32C15 et dans les deux-tiers de l'est du quart NW de ce feuillet. Le demi-sud du feuillet contient moins de chemins forestiers. Deux secteurs restent relativement inaccessibles, soit l'ouest du quart NW et le coin SW du feuillet 32C15. Ce dernier secteur représente une aire protégée (projet de parc). Une ligne de chemin de fer effleure le coin NW du terrain.

La densité d'affleurements de la région est variable. La partie nord est bien pourvue en affleurements rocheux, particulièrement à l'est. Alors qu'au sud, les affleurements deviennent de plus en plus dispersés et rares, en raison d'une importante couverture de dépôts quaternaires.

La région contient relativement peu de plans d'eau. Les plus importants sont les lacs Cuvillier, Holmes, Kiask, Lecompte et la terminaison nord-est du lac Parent (figure 2).

Durant les travaux de terrain, l'équipe était basée à Lebel-sur-Quévillon, près des services essentiels.

Objectifs du projet

Le levé géologique réalisé durant l'été 2014 a pour objectifs de réviser la géologie du nord du feuillet 32C15 à l'échelle du 1/20 000, et de cartographier la demi-sud de ce feuillet au 1/50 000. Cette dernière partie n'a jamais fait l'objet de cartographie par le passé. Ces travaux visent à approfondir la connaissance géologique et à évaluer le potentiel minéral de cette portion de l'Abitibi.

Travaux antérieurs

Les travaux de cartographie dans la région d'étude remontent aux années 1930. Bannerman (1936) effectua des cheminements sur une partie des cantons de Josselin et de Delestre, dans le sud-ouest du feuillet 32C15, immédiatement au nord du lac Parent. Par la suite, Longley a réalisé des travaux de cartographie à l'échelle de 1/63 360 dans la région Tonnancourt-Holmes et a couvert, entre autres, tout le nord du feuillet 32C15. La carte géologique en annexe présente les grands ensembles lithologiques de la région (Longley, 1940 et 1946). Le sud du feuillet 32C15 n'a jamais fait l'objet de levé géologique.

Dans les environs immédiats, les trois quarts du feuillet 32F02, au nord de notre secteur, ont fait l'objet d'un levé relativement récent au 1/20 000 durant les étés 1995 et 1996. Labbé et Dion (1997) ont réalisé des travaux sur le feuillet 32F02-200-0201 tandis que les feuillets 32F02-200-0102 et 32F02-200-0101, adjacents à notre secteur d'étude, ont été cartographiés par Simard (1997a et 1997b). Au nord-est de notre région (32F01), les travaux de Bandyayera *et al.* (2003) ont permis de réviser la carte géologique réalisée par Fairbairn (1946). Des travaux de cartographie plus anciens (Auger et Longley, 1939; Longley, 1940; Graham, 1947; Wegria et Bertolus, 1975) ont été réalisés dans les feuillets 32C13, 32C16, 32F03 et 32C11.

Les limites du terrain d'étude ont fait l'objet de plusieurs travaux d'exploration depuis les années 1950, principalement dans les bandes de volcanites. Ces travaux avaient pour but la recherche d'or et de métaux de base. Les plus importants travaux ont été menés sur le gîte de Josselin-Tonnancourt et ses alentours. Un important programme de forage a notamment été réalisé en 2011 (Coté, 2013).

Méthode de travail

Une compilation des données antérieures a été amorcée avant les travaux de terrain. Cependant, les affleurements décrits par Longley (1946) dans la partie nord du feuillet 32C15 n'ont pu être intégrés au SIGÉOM. La topographie de la carte de Longley présente un décalage de 50 à 300 m par rapport à la topographie réelle, ce qui rend difficile la position exacte des affleurements. Toutefois, la maille de nos travaux a permis de réviser une grande quantité de ces affleurements et de couvrir ce secteur d'une manière plus détaillée.

L'interprétation de photos aériennes et de cartes satellitaires a permis de circonscrire les zones d'affleurements. Les cheminements sur le terrain ont été planifiés à l'aide de ces données et des cartes géophysiques.

Les travaux de terrain ont été réalisés durant une période de onze semaines par une équipe constituée de quatre géologues et de quatre aides-géologues durant les quatre premières semaines, et réduite par la suite à trois géologues et trois aides-géologues. Les travaux ont été effectués en camion et en quatre-roues (VTT) en utilisant tous les chemins forestiers accessibles. Les rives du lac Cuvillier ont été cartographiées par bateau. Le lac Parent, situé au sud, fait partie d'une aire protégée et n'est donc pas concerné par nos travaux. Mis à part ces deux lacs, aucun autre lac n'offrait d'accès praticable pour un bateau.

Un total de 265 échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs et en traces afin de caractériser les diverses unités géologiques et de déterminer leurs teneurs en métaux; 245 lames minces et 48 lames polies ont été examinées.

Les faciès intrusifs felsiques ont été identifiés principalement sur la base des résultats de la coloration au cobaltinitrite de sodium et de l'étude des lames minces. Les teneurs en éléments majeurs ont permis de définir des

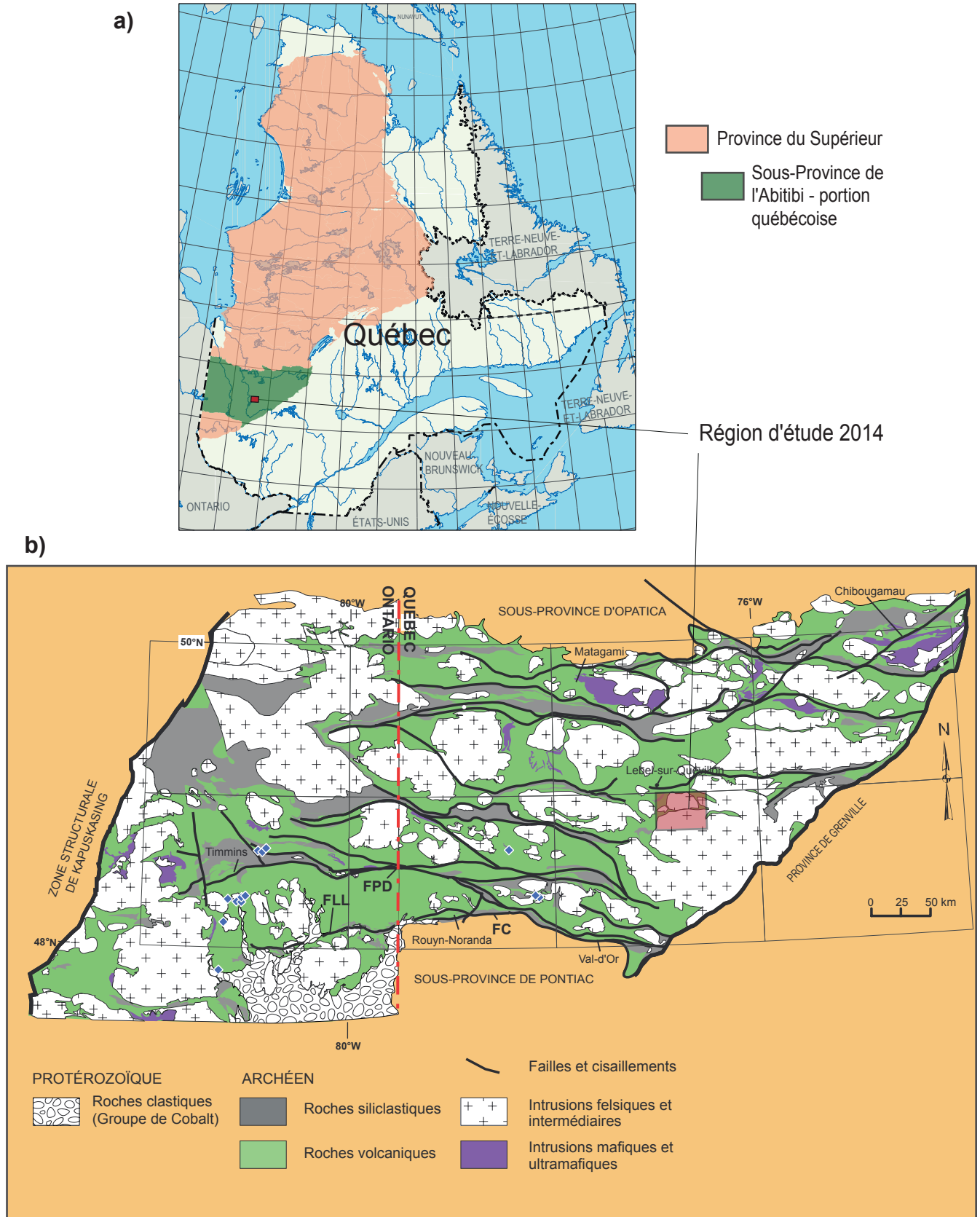
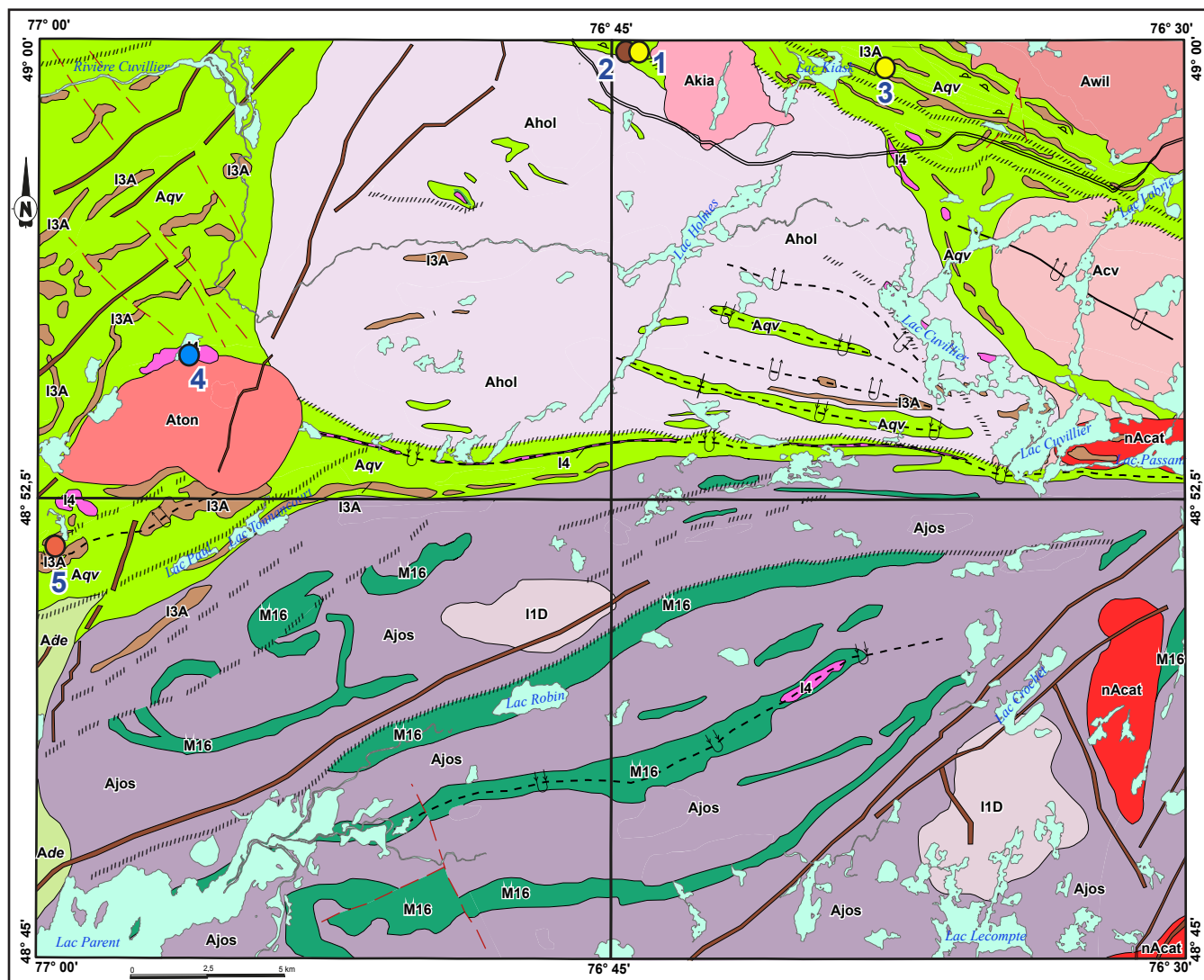


FIGURE 1 - a) Localisation de la région du lac Cuvillier; **b)** carte géologique régionale de la Sous-province de l'Abitibi (modifiée de Mercier-Langevin *et al.*, 2014).

Abréviations : FLL = Faille de Larder Lake; FPD = Faille de Parfourou-Destor; FC = Faille de Cadillac.



LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

MÉSOPROTÉROZOÏQUE À PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Dykes de gabbro-norite et de gabbro à quartz

PROVINCE DU SUPÉRIEUR

SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI

ARCHÉEN

- Aton** Pluton de Tonnancourt (2686 ± 5 Ma) : granite massif, à BO-EP ± HB ± MG; localement porphyrique
- nAcat** Suite de Castonguay : granite massif, à BO; enclaves d'amphibolite et de tonalite foliées; dykes de pegmatite
- Akia** Pluton de Kiask : granodiorite foliée, à BO-CL-EP ± MV
- Awil** Pluton de Wilson : granodiorite foliée, à BO-MV-EP; tonalite à BO et diorite quartzifère foliées
- Acv** Pluton de Cuvillier : granodiorite foliée, à BO-EP; tonalite foliée, à BO-HB; enclaves d'amphibolite rubanées
- Ahol** Pluton de Holmes (2722 ± 1 Ma) : ensemble de granodiorite et tonalite foliées, à BO-EP ± HB ± GR; gneiss tonalitique rubané, à BO-EP-GR; localement, granodiorite porphyrique et tonalite foliée à HB-BO; enclaves d'amphibolite
- Ajos** Batholite de Josselin : ensemble de tonalite et granodiorite, foliées à gneissiques, à BO-HB-EP; gneiss tonalitique à dioritique rubané, localement migmatitisé; diorite et diorite quartzifère, foliées

Ade

Formation de Desbouches : basalte et andésite coussinés

Aqv

Groupe de Quévillon : basalte et andésite, foliés à rubanés; niveaux de métasédiments et rares lentilles de tufs et de volcanites felsiques

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

I1D

Tonalite massive à grain fin

I3A

Gabbro métamorphisé

I4

Roches ultramafiques

M16

Amphibolite migmatitisée; localement métatexite

STRUCTURES



Pli antiforme déversé



Zone de cisaillement



Pli synforme droit



Faïlle cassante



Pli synforme déversé



Stratification et polarité

MINÉRALISATIONS

● Au ± Cu

● Cu-Zn-Ag-Au

● Cr ± Ni

● Mo

1- Kiask; 2- NR-3156; 3- Jules Labonté; 4- Alix; 5- Josselin-Tonnancourt

FIGURE 2 - Carte géologique simplifiée et principales minéralisations de la région du lac Cuvillier.

compositions modales qui très souvent concordent avec les observations en lames minces, notamment sur les roches peu ou pas altérées.

La classification des métavolcanites s'appuie sur des diagrammes géochimiques (voir chapitre « Géochimie »).

Les cartes géophysiques produites à partir des levés magnétiques et spectrométriques aéroportés récents (Keating et D'Amours, 2010) ont été utilisées pour l'interprétation des cartes géologiques. Dans le quart sud-est du feuillet 32C15, pauvre en affleurements rocheux et moins accessible, elles représentent d'ailleurs la principale source d'interprétation.

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-Sigeom à la carte* », à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>

Remerciements

L'auteur remercie toutes les personnes qui ont participé à ce projet pour leur contribution et leur enthousiasme lors des travaux de terrain. L'équipe comprenait, en plus de l'auteur, Abdel-Ali Kharis, géologue contractuel de l'URSTM, Nicolas Revelli, doctorant à l'UQAM, Yannick Daoudène, étudiant en post-doctorat à l'UQAM, les aides-géologues Mathieu Champagne, Charles Brien, Guillaume Dupont et Simon Anctil-Raymond. Mes remerciements vont aussi à James Moorhead pour sa contribution aux travaux de terrain, ses idées et ses commentaires. Mentionnons l'excellente collaboration de Julie Sauvageau pour son travail sur les cartes géologiques. Finalement, l'auteur tient à remercier Pierre Lacoste pour ses nombreux commentaires judicieux à titre de lecteur critique et Joanne Nadeau pour l'édition de ce rapport.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région cartographiée est située dans la Zone Volcanique Nord de la Sous-province volcano-plutonique de l'Abitibi, qui fait partie de la Province du Supérieur. Vers l'ouest, cette sous-province forme une même entité avec la Sous-province de Wawa en Ontario. L'état des connaissances géologiques de cette sous-province est variable. Les territoires les plus connus et étudiés sont situés sur l'axe de Val-d'Or – Rouyn Noranda (Zone Volcanique Sud) et dans la région de Chibougamau (partie NE de la Zone Volcanique Nord), notamment en raison de la découverte d'un plus grand nombre de gisements, gîtes et occurrences minéralisées dans ces régions comparativement au reste de l'Abitibi. Les publications d'étendue locale, notamment sur la stratigraphie, l'architecture structurale et la métallogénie, sont très nombreuses. Toutefois, peu de synthèses globales à l'échelle de la sous-province ont été réalisées.

À part la publication de Hocq et Verpaël (MM 94-01), aucun ouvrage n'aborde l'Abitibi dans toute son étendue. Cependant, certains articles, notamment ceux de Thurston *et al.* (2008) et de Goutier *et al.* (2010), donnent un aperçu géologique, non exhaustif, mais bien élaboré sur l'Abitibi.

La Sous-province de l'Abitibi représente la ceinture de roches vertes la plus étendue au monde (Goutier *et al.*, 2010). Elle est aussi l'une des plus fertiles en minéralisations aurifères et contient d'importantes concentrations de minéralisations VMS.

Antérieurement, la sous-province a connu plusieurs subdivisions. Goodwin et Ridler (1970) distinguent le Complexe Volcanique Nord, la zone axiale de l'Orogène et le Complexe Volcanique Sud. Plus tard, Dimroth *et al.* (1982 et 1983) ont défini deux zones : la Zone interne et la Zone externe. Par la suite, Ludden *et al.* (1986) introduisent la Zone Volcanique Nord, la Zone granito-gneissique centrale et la Zone Volcanique Sud. Enfin, Chown *et al.* (1992) scindent l'Abitibi en deux grandes entités : la Zone Volcanique Sud et la Zone Volcanique Nord, séparées par une série de failles E-W. Ces subdivisions sont presque toujours à connotation géographique. Plusieurs datations récentes montrent que cette subdivision ne tient pas compte de l'histoire de l'évolution de cette sous-province.

À une échelle régionale, la stratigraphie de l'Abitibi est perçue par une succession d'unités volcaniques mafiques et felsiques continues, sur lesquelles reposent des bassins sédimentaires en discordance. Dans le détail, on s'aperçoit que les horizons repères sont souvent discontinus latéralement (Thurston *et al.*, 2008), particulièrement pour les unités felsiques. Ainsi, plusieurs unités représenteraient des empilements volcaniques distincts (Goodwin, 1979; Dimroth *et al.*, 1982 et 1983). Les seules unités ayant une continuité latérale importante sont celles composées de roches clastiques et de roches sédimentaires chimiques, situées au sommet des unités volcaniques felsiques à mafiques (Ayer *et al.*, 2005; Goutier et Melançon, 2010). Goutier *et al.* (2010) établissent huit épisodes volcaniques contraints sur un intervalle de 150 Ma, entre 2790 et 2640 Ma.

Ainsi, la stratigraphie actuelle de l'Abitibi s'appuie sur ces épisodes, où de grandes masses intrusives viennent fragmenter les unités volcaniques, parmi lesquelles on distingue des intrusions synvolcaniques, post-volcaniques, pré- à syntectoniques et post-tectoniques. L'âge des événements intrusifs varie aussi considérablement, de plus vieux que 2750 Ma à 2639 Ma (Goutier *et al.*, 2010).

Les bassins sédimentaires sont nettement plus jeunes et sont associées aux paléodépressions, liés géographiquement aux unités volcaniques, et reposent en discordance.

Le style structural régional résulte de la superposition de plusieurs épisodes de déformation impliquant à la fois les unités volcaniques et les intrusions pré- et syntectoniques. Cette tectonique polyphasée est responsable de la mise en place d'un arrangement s'apparentant au style en dômes et

bassins, avec la présence de failles et de plis kilométriques affectant les séquences volcano-sédimentaires.

Le métamorphisme régional dominant se situe au faciès des schistes verts, notamment dans la partie sud de la sous-province. Il atteint localement le faciès des amphibolites dans le nord de la sous-province, notamment près du contact avec la sous-province de l'Opatika.

L'Abitibi renferme plusieurs types de minéralisations en métaux de base et en or. Les plus importantes sont les minéralisations polymétalliques associées aux VMS, d'or orogénique et les minéralisations magmatiques de Ni-Cu-EGP associées aux intrusions mafiques et ultramafiques.

STRATIGRAPHIE

La stratigraphie de la région d'étude se base principalement sur les travaux relativement récents, couvrant les terrains adjacents au nord et au nord-est (Labbé et Dion, 1996; Simard 1997a et 1997b; Bandyayera *et al.*, 2003), ainsi que sur nos travaux.

Les volcanites du Groupe de Quévillon (2718 à 2716 Ma) représentent les roches les plus anciennes. Elles sont intrudées de grandes masses plutoniques dont les plus importantes sont le Pluton de Holmes, le Batholite de Josselin et le Pluton de Cuvillier. L'âge de ces intrusions foliées n'est pas connu pour le moment; des analyses de datation sur le Pluton de Holmes et le Batholite de Josselin sont en cours (David, communication personnelle, 2015). Ces intrusions présentent de fortes similitudes avec les intrusions du Complexe d'Attic, décrites au sud-est par Girard et Moorhead (1994).

Archéen

Groupe de Quévillon (Aqv)

Le Groupe de Quévillon se compose de roches volcaniques et sédimentaires, métamorphisées. Labbé et Dion (1997) ont subdivisé cette séquence de roches en cinq unités informelles : 1) une unité de basalte primitif (Aqv1); 2) une unité andésitique (Aqv2); 3) une unité rhyolitique (Aqv3); 4) une unité à dominance sédimentaire (Aqv4); et 5) une unité de tuf felsique riche en cristaux (Aqv5). Par la suite, Simard (1997a) ajoutera deux autres unités (Aqv6 et Aqv7) ainsi que la Formation de Lebel (Ale) située dans la partie sommitale du Groupe de Quévillon. Les unités Aqv6 et Aqv7 sont composées respectivement de tufs de composition intermédiaire et de tufs felsiques avec quelques niveaux de rhyolite. La Formation de Lebel distingue par la présence de volcanites de composition andésitique et d'affinité calco-alcaline. Simard (1997b) scinda cette formation en deux unités : 1) une unité d'andésite porphyrique à mégacoussins (Ale1); et 2) une unité composée de brèches et tufs de composition intermédiaire avec un peu d'andésite (Ale2).

En comparant les descriptions des unités de ces auteurs, on note que l'unité Aqv7 de Simard (1997a et 1997b) est un assemblage des faciès des unités Aqv3 et Aqv5 de Labbé et Dion (1997). D'autre part, l'affinité géochimique de l'unité andésitique Aqv2 n'est pas spécifiée par Labbé et Dion (1997), mais sa description suppose qu'elle est équivalente à l'unité andésitique Ale de Simard (1997a).

À la suite de nos travaux, nous avons identifié les unités Aqv1, Aqv2, Aqv3 et Aqv4. Nous avons regroupé les andésites dans l'unité Aqv2 et les niveaux de rhyolite et tufs felsiques dans l'unité Aqv3.

D'autre part, ces roches sont en presque totalité métamorphisées au faciès des amphibolites. Toutefois, afin d'alléger le texte, le suffixe « méta » n'est pas utilisé, mais il est sous-entendu.

Un échantillon de volcanite felsique a été prélevé à 3,5 km au nord du terrain afin de dater l'épisode volcanique dans ce secteur. Cependant, l'échantillon n'a pas fourni de zircon.

Avant nos travaux, deux niveaux felsiques, présumés appartenant au Groupe de Quévillon, ont été datés plus au nord. La datation d'un tuf felsique provenant de la mine Gonzague-Langlois a donné un âge de mise en place de $2718,2 \pm 2,1$ Ma (Davis *et al.*, 2005). Le deuxième niveau felsique, situé à quelques kilomètres au nord de Lebel-sur-Quévillon, a retourné un âge de $2716 \pm 1,1$ Ma (David *et al.*, 2007). Ces âges sont donnés à titre indicatif, il n'est pas certain que les séquences volcaniques de notre secteur d'étude auraient des âges similaires. Le Pluton de Holmes, avec un âge plus vieux (voir plus loin), recoupe ces volcanites.

Les roches du Groupe de Quévillon occupent principalement la moitié nord du terrain. Dans la partie nord-est, ce groupe est représenté par deux bandes étroites, de largeur moyenne de 1 km, qui ceinturent le Pluton de Cuvillier. Une deuxième bande de volcanites est intercalée entre le Pluton de Holmes et le Batholite de Josselin. Cette bande, d'orientation E-W et de largeur moyenne de 1 km, s'étend sur une distance de près de 30 km. Ces volcanites sont également présentes dans le coin nord-ouest de la région d'étude, à l'ouest du Pluton de Holmes et au nord du Pluton de Tonnancourt. Toutefois, cette partie du terrain est très difficile d'accès et pauvre en affleurements.

L'unité Aqv1 forme une bande orientée NW-SE, séparant les plutons de Holmes, de Cuvillier et de Wilson dans le nord-est du secteur. Sa largeur atteint 3,5 km, mais s'amenuise vers le sud-est. Elle est composée de basalte tholéitique à grain très fin, localement aphanitique (voir chapitre « Géochimie »). La roche est vert foncé en surface fraîche avec une patine brune en surface altérée. Elle est issue de coulée massive, et rarement, on distingue un faciès bréchique.

L'unité Aqv1 est située dans une zone de déformation intense, nommée Zone de cisaillement de la rivière Kiask; les roches sont très foliées et souvent mylonitiques (photo 1, en annexe). Les amphiboles, à texture nématoblastique, représentent 60 à 85 % de la roche et définissent la foliation.

Le plagioclase et le quartz sont fortement recristallisés, de forme subarrondie et granoblastiques. L'épidote altère quelquefois les amphiboles et peu de séricite se développe sur les plagioclases. On observe souvent des plages de carbonate tardif et des veinules à carbonate-épidote et localement quelques reliques de pyroxène, sur lesquels se surimpose de l'ouralite. La roche renferme en quelques endroits, de la pyrite et de la magnétite très fines et disséminées, et rarement des traces de sphène.

Quelques niveaux métriques de basalte porphyrique sont observés dans cette unité. La roche renferme près de 25 % de porphyres de plagioclase (photo 2, en annexe). Ce faciès présente de fortes ressemblances avec celui de la Formation d'Obatogamau, décrite au nord-est par Bandyayera *et al.* (2003), dans la Ceinture de Currie-Le Sueur.

La sous-unité Aqv1a représente les basaltes coussinés de l'unité Aqv1. Elle forme quelques bandes hectométriques à l'intérieur de celle-ci. La bande principale s'étend sur près de 10 km du sud-est vers le nord-ouest, plus ou moins en contact avec le Pluton de Wilson. Les coussins sont aplatis et les bordures sont souvent fortement chloritisées (photo 3, en annexe).

Cette sous-unité est affectée par la Zone de cisaillement de la rivière Kiask; les coussins ont été réorientés parallèlement à la schistosité NW-SE. L'épaisseur réelle de cette sous-unité, ainsi que celles des séquences volcaniques dans le secteur, sont difficiles à évaluer. Les chambres de quartz observées sur quelques coussins et la réduction de la taille des coussins vers le nord, passant à des mini-coussins centimétriques au sommet, suggèrent une polarité apparente grossièrement vers le nord-est.

La composition minéralogique ne diffère pas de celle de l'unité Aqv1, mis à part la présence de biotite brune observée dans quelques lames minces.

Les volcanites de l'unité Aqv1 et de la sous-unité Aqv1a sont souvent recoupées par des dykes décimétriques à métriques de tonalite porphyrique à phénocristaux de 2 à 3 mm de plagioclase (photo 4, en annexe). Les dykes sont parfois transposés parallèlement à la foliation. En surface altérée, la roche présente un aspect tuffacé. Elle contient entre 10 et 25 % de muscovite et de biotite fine, et des traces d'épidote, de magnétite, de carbonate et de sphène.

L'unité Aqv1b regroupe des amphibolites basaltiques rubanées, d'affinité tholéitique, situées au sud des unités Aqv1 et Aqv1a. Ces roches représentent des niveaux plus profonds de l'empilement volcanique. Cela correspondrait à l'accroissement vers le sud du degré de métamorphisme, caractérisé par de plus en plus de migmatisation des volcanites et de ségrégation engendrant le rubanement.

Le rubanement des roches se manifeste par une alternance millimétrique à centimétrique de lamines et bandes leucocrates claires et mélanocrates à mésocrates sombres (photo 5, en annexe). Les lamines claires sont localement plus fines, submillimétriques, et le rubanement devient diffus (photo 6, en annexe). Les boudins elliptiques mélanocrates, centimétriques à décimétriques, raccourcissent

sensiblement l'épaisseur des rubans clairs, graduellement sur les pourtours (photo 7, en annexe). Les boudins sont symétriques, mais localement, certains boudins montrent une légère asymétrie senestre.

Les lamines et les rubans clairs sont composés de plagioclase-quartz fortement recristallisés et contiennent peu de hornblende et de biotite. Les rubans sombres sont constitués de hornblende et contiennent de l'épidote, du grenat et peu de plagioclase, de quartz, de clinopyroxène et localement des grains d'orthopyroxène.

L'unité Aqv2 est constituée d'andésite foliée. Elle occupe principalement le coin nord-ouest du terrain, où elle a été interprétée à partir des cartes adjacentes et de quelques forages décrits par des compagnies d'exploration. Les rares accès disponibles dans ce secteur ne nous ont pas permis de découvrir des affleurements.

La sous-unité Aqv2a est composée d'amphibolite andésitique rubanée (photo 8, en annexe). Elle est localisée dans la partie centre-ouest du terrain, surmontant les amphibolites basaltiques rubanées de l'unité Aqv1b. Les données géochimiques montrent que ces roches sont calco-alcalines à transitionnelles (voir chapitre « Géochimie »).

L'unité Aqv3 regroupe les roches volcaniques et volcanoclastiques felsiques observées dans le secteur. Les données de forages d'exploration sur l'indice de Josselin-Tonnancourt et ses environs, situé au sud-ouest du Pluton de Tonnancourt, montrent quelques minces niveaux de ces faciès. Elles sont observées en minces niveaux subsidiaires dans les basaltes rubanés de l'unité Aqv1b. Une lame mince montre un tuf rhyolitique à texture protomylonitique, qui contient très peu de biotite, d'épidote, des traces de muscovite et de sphène. La roche est fortement altérée en séricite.

L'unité Aqv4, située dans la partie nord-est du terrain étudié, est formée de métasédiments dérivés de wacke arkosique à lithique. Elle se présente sous la forme de minces lentilles de quelques mètres de longueur, intercalées dans les basaltes de l'unité Aqv1. Sur le bord du chemin principal, des laminations parallèles et un granoclassement sont observés (photo 9, en annexe). La roche, de granulométrie très fine, contient du quartz (45 %), du plagioclase (15 à 20 %), de la biotite (jusqu'à 30 %), de la muscovite (5 à 8 %), de l'épidote (2 à 3 %) et localement beaucoup de hornblende (20 à 25 %). En lames minces, le quartz et les plagioclases sont fortement recristallisés et de forme subarrondie. La biotite et la muscovite montrent une texture lépidoblastique marquant la foliation. La roche initiale est probablement un wacke arkosique à lithique et une partie du matériel serait issue de l'érosion des volcanites mafiques.

Plus au sud, les sédiments montrent un rubanement plus ou moins soutenu. Des rubans de quartz \pm plagioclase avec peu de minéraux mafiques alternent avec des rubans riches en biotite et épidote. Quelques lits centimétriques à décimétriques fortement rouillés contiennent de la pyrite et de la pyrrhotite (photo 10, en annexe). Toutefois, ces lits à sulfures ne contiennent pas de concentrations anormales en or ou en métaux de base.

Formation de Desboues (*Ade*)

La Formation de Desboues a été introduite en 2003 lors de la compilation du feuillet 32E01 par le Ministère.

Ces roches n'ont pas été observées lors de nos travaux. L'unité *Ade1* est localisée dans la bordure sud-ouest du secteur d'étude; elle a été extrapolée à partir des cartes adjacentes, en se basant sur la signature magnétique. Cette unité pourrait représenter un équivalent des unités basaltiques et andésitiques du Groupe de Quévillon. D'après les travaux de Rhéaume *et al.* (2010), l'unité *Ade1* est composée de basalte et d'andésite coussinés, localement métamorphisés au faciès des amphibolites et injectés de filons-couches gabbroïques. Deschênes et Allard (2014) décrivent une unité de basalte massif ayant subi une forte altération en chlorite et en carbonate, injectée de gabbro.

Batholite de Josselin (*Ajos*)

Le Batholite de Josselin occupe presque toute la demi-sud du feuillet 32C15 et s'étend jusqu'à proximité de la bordure sud du feuillet 32C10. Cette intrusion a été introduite par Longley (1946) pour définir une mince bande de 2 km dans sa partie nord. Il y décrit un gneiss dioritique quartzifère à biotite, épidote et séricite, qu'il nomme « Gneiss de Josselin ». Il mentionne que ce gneiss représente le prolongement vers le nord de l'amas situé immédiatement au sud de la région, dans la partie est des cantons de Josselin et de Delestre (Bannerman, 1936). Cependant, peu d'affleurements ont été observés par ce dernier auteur en raison de l'accès difficile et des marécages.

À la suite des travaux de compilation du Ministère en 2010, cette intrusion a été désignée « Batholite de Josselin ».

Nous avons subdivisé le Batholite de Josselin en trois unités informelles : 1) un gneiss tonalitique à dioritique, rubané et localement migmatisé (*Ajos1*); 2) un assemblage de tonalite et de granodiorite, foliées à gneissiques, à biotite-hornblende-épidote (*Ajos2*); et 3) une diorite et une diorite quartzifère foliées (*Ajos3*).

L'unité *Ajos1* se présente sous la forme de corps lenticulaires épars, de quelques kilomètres de longueur, observés principalement le long de la bordure nord du batholite. La surface qui longe la bordure sud-est du feuillet 32C15 (carte hors texte) a été interprétée comme un prolongement de la bande de gneiss quartzofeldspathique et de gneiss fin à biotite définie par Wegria et Bertolus (1975) dans le sud-ouest du feuillet 32C16.

Le rubanement du gneiss consiste en une alternance de bandes millimétriques à centimétriques de tonalite blanche, et de bandes millimétriques de tonalite et de diorite mésocrates gris-sombre. Le gneiss est granoblastique et fortement recristallisé. Une migmatitisation est souvent observée, montrant un leucosome tonalitique en contact diffus avec le paléosome (photo 11, en annexe). Ce leucosome est le produit d'une fusion *in situ*. Les rubans tonalitiques contiennent de la biotite et de l'épidote,

localement peu de hornblende, tandis que les rubans dioritiques sont riches en hornblende et contiennent également de la biotite, de l'épidote et de la magnétite. Localement, la biotite forme des amas constituant des schlierens dans les portions migmatitisées.

Le gneiss est injecté par de nombreux amas et dykes centimétriques à décimétriques de tonalite grise, fine et massive et de granite massif de granulométrie moyenne à pegmatitique.

L'unité *Ajos2* occupe plus de 75 % de la surface du batholite. Elle présente la plus grande hétérogénéité lithologique à l'échelle de l'affleurement (photo 12, en annexe). Elle est composée principalement de tonalite et de granodiorite, foliées à fortement foliées. Ces roches sont équi-granulaires et granoblastiques, et contiennent 8 à 15 % de biotite, 5 à 7 % d'hornblende, 5 et 7 % d'épidote et près de 2 % de sphène. Les minéraux accessoires sont la magnétite et l'apatite. On observe le développement d'une légère altération en séricite et chlorite.

Fréquemment, on note la présence de plusieurs corps de tonalite et de granodiorite foliées qui se recoupent, avec des contacts nets, ce qui indique que cette unité est multiphasée.

L'unité *Ajos2* contient beaucoup d'enclaves d'amphibolite foliée, de gneiss de l'unité *Ajos1*, de diorite et diorite quartzifère foliées. Elle est fréquemment injectée par de la tonalite et du granite fins et massifs, en amas et dykes, ainsi que par des dykes décimétriques de pegmatite. Le Batholite de Josselin se distingue des autres intrusions foliées par la grande fréquence de corps pegmatitiques.

L'unité *Ajos3* est composée de diorite et diorite quartzifère foliées, et contient d'abondantes enclaves d'amphibolite. Bien qu'elles soient fréquentes dans les affleurements de l'unité *Ajos2*, la diorite et la diorite quartzifère ne forment que quelques masses individualisées à l'échelle de nos travaux.

La diorite et la diorite quartzifère sont à grain fin à moyen et présentent un aspect moucheté, dû à une distribution homogène du plagioclase et des ferromagnésiens. Un rubanement fin observé par endroits donne à la roche un aspect gneissique, probablement produit par migmatitisation et ségrégation métamorphique. Ces roches contiennent près de 30 % de hornblende, entre 5 et 10 % de biotite, de l'épidote et des traces de pyrite. L'unité *Ajos3* est coupée par des dykes décimétriques de pegmatite granitique.

Pluton de Holmes (*Ahol*)

Le Pluton de Holmes correspond à une vaste intrusion qui occupe la partie centre-nord de la région d'étude. En plan, le pluton a une forme elliptique, de 22 km d'est en ouest et de 13 km du nord au sud. Il est en contact intrusif avec les volcanites du Groupe de Quévillon. Au sud, ce contact est cisailé et n'est pas toujours net. Localement, il s'agit d'une zone de transition entre les deux unités, où s'alternent des niveaux de volcanites mafiques et des horizons de tonalite fine foliée (photo 13, en annexe).

Le nom « Holmes » a été introduit par Longley (1946). Celui-ci avait désigné l'ensemble des roches de l'intrusion « Gneiss de Holmes » pour décrire un massif composé de gneiss dioritique à biotite et quartz. Simard (1997b) a introduit le lithodème « Pluton de Holmes » et décrit une tonalite foliée à l'aspect gneissique sur les quelques affleurements observés dans le sud du feuillet 32F02-200-0101.

La datation U-Pb d'une granodiorite de ce pluton a fourni un âge de cristallisation de 2722 ± 2 Ma (David, communication personnelle, 2015).

Le Pluton de Holmes est composé d'un assemblage de tonalite et de granodiorite foliées, de quelques lambeaux gneissiques et de tonalite massive tardive. Nous l'avons divisé en cinq unités informelles, basées sur la composition et la texture des roches.

L'unité Ahol1 est observée près de la partie centrale du pluton. Elle forme une masse lenticulaire de 4,5 km de long, orientée NW-SE. Elle affleure en raison de la structure en dôme du pluton et de l'érosion des parties supérieures de celui-ci. L'unité Ahol1 est constituée de gneiss tonalitique rubané. La roche est granoblastique et fortement recrystallisée. Le rubanement est souligné par une alternance de bandes millimétriques à décimétriques blanchâtres de tonalite qui contiennent peu de biotite, et de bandes de tonalite plus foncées, riches en biotite. Ces dernières contiennent de l'épidote et, localement, du grenat. En lames minces, on observe aussi des traces de muscovite et de magnétite. Le gneiss présente localement des évidences de migmatisation, qui se manifeste par la présence d'un matériel quartzofeldspathique plus grossier, diffus, généralement parallèle ou subparallèle à la gneissosité. Des enclaves de cette unité sont observées dans les autres faciès foliés du pluton.

L'unité Ahol2 occupe une grande partie du nord et centre-sud de l'intrusion. Les affleurements les plus représentatifs de cette unité sont facilement accessibles, et sont observés en bordure du chemin principal qui longe le nord du feuillet 32C15.

L'unité Ahol2 est composée principalement de granodiorite et de tonalite foliées, à grain moyen à grossier (photo 14, en annexe). La dimension des grains augmente vers la bordure du pluton.

La granodiorite est modérément foliée. Elle contient 10 à 15 % de feldspath potassique, sous la forme de microcline et d'orthose. La biotite constitue 5 à 15 % de la roche, souvent en lattes orientées qui marquent la foliation. En lames minces, on observe quelques biotites brunes. La roche contient de l'épidote (3 à 10 %), de l'allanite, localement de la muscovite (traces à 3 %) et du sphène (traces à 2 %). De rares lames minces montrent de la hornblende et du grenat, en faible quantité.

La roche présente une altération en séricite-chlorite-épidote, et rarement en carbonate. L'intensité de l'altération est variable; la séricitisation des feldspaths est plus marquée. Les minéraux clairs (quartz, feldspaths) sont recrystallisés. En lames minces, on observe des textures en mosaïques, granoblastiques avec du quartz subarrondi et des textures

microporphyriques. Ces dernières sont caractérisées par la présence de gros cristaux de quartz et de feldspaths, entourés de plages de quartz très fin. Quelques textures myrmékitiques, de la muscovite et de l'épidote sont également observées dans les feldspaths potassiques. Ces inclusions se présentent notamment en fines baguettes qui s'alignent sur les lignes de clivage des microclines.

La tonalite, moins abondante, est leucocrate et présente une couleur beige pâle en surface altérée. Elle contient de 2 à 8 % de biotite, jusqu'à 5 % d'épidote et près de 3 % de muscovite. Des traces de hornblende sont également observées.

L'unité Ahol2 contient fréquemment des injections de tonalite fine foliée et de tonalite massive leucocrate à grain fin. Près de la bordure sud, la granodiorite est fortement plissée et présente des évidences de migmatisation (photo 15, en annexe).

L'unité Ahol3 occupe principalement la partie SE du pluton et forme une bande dans sa partie centrale, de largeur moyenne de 3 km.

Cette unité est constituée principalement de tonalite à grain fin à moyen, foliée et granoblastique. La roche présente par endroits un aspect gneissique avec un rubanement très fin et diffus (photo 16, en annexe). Elle contient 8 à 15 % de biotite légèrement altérée en chlorite, localement brune, de l'épidote (3 à 7 %), de la muscovite (traces à 3 %) et de la magnétite (jusqu'à 1 %). Le sphène et l'apatite sont observés en traces dans les lames minces. L'épidote présente une zonation matérialisée par un cœur à allanite et une bordure à zoisite. Le grenat est observé sur quelques échantillons dans la partie centrale du pluton.

Le quartz est souvent bien recrystallisé et présente parfois des textures en mosaïque. On observe aussi des textures myrmékitiques. L'alignement des biotites marque nettement la foliation. Les feldspaths montrent également un alignement de l'épidote et de la biotite. La roche présente une légère altération en séricite-chlorite-épidote secondaire.

On observe par endroits le faciès granodioritique (unité Ahol2) et tonalitique (unité Ahol3) sur un même affleurement. Les relations de recoupement montrent que ces phases sont temporellement synchrones.

L'unité Ahol4 englobe des petites intrusions porphyriques, d'environ 2 km, dans la partie nord-ouest du pluton. Elles sont composées de granodiorite porphyrique foliée à phénocristaux d'orthose. Ces cristaux d'orthose constituent 10 à 15 % de la roche et peuvent atteindre 2 cm. La roche contient environ 10 % de biotite, 10 % d'épidote et une faible quantité de chlorite et d'hématite.

L'unité Ahol5 regroupe quelques masses kilométriques de tonalite à hornblende et biotite observées dans le nord du pluton, à 1 km au sud du chemin principal. La roche est à grain moyen et fortement foliée. Elle se distingue des autres tonalites du pluton par sa couleur plus foncée et une composition mésocrate à mélancrate. Du point de vue minéralogique, cette tonalite se caractérise par la présence d'une forte proportion de hornblende (7 à 15 %), alors que

celle-ci est absente ou en traces dans les autres faciès felsiques du Pluton de Holmes. La roche contient aussi entre 5 et 10 % de biotite et un peu d'épidote et de chlorite. En lames minces, on observe une forte recrystallisation du quartz, de forme subarrondie, la présence de textures myrmékitiques et localement des plages à forte réduction de granulométrie des minéraux clairs, s'apparentant à une texture protomylonitique. Des traces de magnétite, de sphène, d'apatite et de zircon sont également observées.

Une phase de tonalite tardive, massive et à grain fin, recoupe toutes les unités du Pluton de Holmes. Elle sera décrite plus loin, dans le chapitre des unités lithologiques.

Pluton de Cuvillier (Acvi)

Le nom « Pluton de Cuvillier » désigne une masse intrusive felsique dont la moitié est située dans le NE du feuillet 32C15, immédiatement au sud-ouest du lac Labrie (figure 2). De forme elliptique, elle présente un allongement NW-SE, de largeur d'environ 5 km. Longley (1946) incluait cette intrusion dans le « Gneiss de Holmes »; le nom « Pluton de Cuvillier » a été introduit en 2010 dans la carte de compilation du Ministère. Nous avons subdivisé le lithodème en deux unités informelles.

L'unité Acvi1 occupe la majeure partie du pluton et est composée de granodiorite foliée, à granulométrie fine à grossière (photo 17, en annexe). La déformation est variable, plus accentuée près de la bordure de l'intrusion. La roche contient 7 à 15 % de biotite, jusqu'à 6 % d'épidote, 1 à 2 % de magnétite et 1 % de sphène. En lames minces, on observe des traces de hornblende, de muscovite et d'apatite. La roche est recrystallisée et montre souvent une texture granoblastique. On note aussi la présence de myrmékites. Les biotites bien alignées accentuent la foliation.

L'unité Acvi2 occupe les bordures nord-est et sud-est de l'intrusion. Elle est constituée de tonalite mésocrate, à grain fin à moyen, foliée et localement d'aspect gneissique. La roche est grise en surface fraîche et beige en surface exposée, et elle présente une texture granoblastique saccharoïde. La tonalite contient 10 à 25 % de biotite, de l'épidote et localement, des traces de hornblende et de magnétite. En lames minces, le quartz est fortement recrystallisé et présente une extinction ondulante. Localement, les deux faciès, granodioritique (unité Acvi1) et tonalitique (unité Acvi2) sont observés sur un même affleurement. Les rares recoupements observés montrent que la phase tonalitique est plus ancienne. Des enclaves d'amphibolite rubanées ont été observées dans les deux unités du Pluton de Cuvillier.

Pluton de Wilson (Awil)

Cette intrusion affleure dans le coin NE de la région d'étude. Longley (1946) a décrit le « Granite de Wilson » comme une unité formée de granite gneissique à hornblende et biotite.

Le pluton a été reconnu et décrit par Simard (1997a). Les compositions mentionnées par ces deux auteurs diffèrent de celles de Graham (1947).

Simard (1997a) a subdivisé le lithodème en quatre unités informelles. Deux autres unités ont été par la suite introduites par Bandyayera *et al.* (2003). À la suite de nos travaux, trois des cinq unités ont été reconnues : Awil1, Awil4 et Awil5.

L'unité Awil1 forme une bande large de 500 à 800 mètres sur la bordure sud-ouest de l'intrusion. Les contacts sont en grande partie interprétés à l'aide de la signature magnétique.

L'unité Awil1 est exposée sur de rares affleurements de diorite quartzifère fortement foliée. La roche, à grain fin à moyen, présente une texture granoblastique. Elle contient près de 20 % de biotite, peu de muscovite et de magnétite et des traces de sphène.

L'unité Awil4 se présente sous la forme de deux corps lenticulaires de 1 à 2 km, faisant partie de l'unité Awil5. Elle est composée de tonalite fortement foliée, à grain fin, de couleur gris clair en surface altérée et légèrement plus sombre en cassure fraîche. La roche contient de la biotite (15 %), de l'épidote (2 à 3 %), des traces de magnétite et localement très peu de hornblende.

La majeure partie de l'intrusion est formée par les roches de l'unité Awil5. Celle-ci est composée de granodiorite légèrement foliée, fréquemment coupée par un granite massif, à grain moyen, à biotite-épidote ± muscovite. La granodiorite est de teinte gris rosâtre en surface altérée et grisâtre en surface fraîche. La granulométrie varie de moyenne à fine. La roche contient 3 à 7 % de biotite, 2 à 5 % de muscovite et jusqu'à 10 % d'épidote localement. En lames minces, on observe des traces de magnétite et de sphène.

Une recrystallisation partielle affecte le quartz et la foliation est soulignée par un alignement des micas. La roche est légèrement altérée en séricite-chlorite. Des dykes coupent l'unité Awil5 à quelques endroits et de rares enclaves d'amphibolite assimilées, provenant du Groupe de Quévillon, sont également observées dans cette unité.

Pluton de Kiask (Akia)

Le Pluton de Kiask a été introduit par Simard (1997a) qui le dissocia du Pluton de Holmes, rattaché initialement par Longley (1946). Sur la bordure sud du quart SW du feuillet 32F02, Simard (1997b) mentionne que cette intrusion est composée de tonalite à grain grossier, massive à localement foliée, localisée près du contact avec les volcanites du Groupe de Quévillon. Dans le secteur d'étude, au sud de la région décrite par Simard, nous avons observé principalement des roches de composition granodioritique. La granodiorite est à grain moyen à grain grossier et légèrement foliée. La foliation très faible et le grain grossier distinguent ces roches de l'unité Ahol2 du Pluton de Holmes. La roche contient

de la biotite (10 %), de l'épidote (5 à 10 %), de la chlorite, et localement, un peu de muscovite (1 % ou moins).

Localement, cette intrusion est coupée par des dykes décimétriques de granite massif à biotite à grain moyen et par des veines centimétriques de quartz. La granodiorite contient de rares enclaves de tonalite à grain grossier.

Suite de Castonguay (nAcat)

La Suite de Castonguay est une nouvelle unité introduite lors de nos travaux pour décrire un ensemble d'intrusions granitiques. La principale intrusion, le Batholite de Doussin, a surtout été reconnue en dehors de la région d'étude, dans les feuillets SNRC 32C09 et 32C16, où elle a été cartographiée par Wegria et Bertolus (1975). Ces derniers y décrivent des granites de granulométrie fine à grossière, massifs à légèrement foliés localement, contenant de la biotite, de la muscovite, de l'épidote et accessoirement de la séricite, de l'apatite, du sphène, du zircon et de la magnétite. Ils mentionnent aussi la présence d'enclaves d'amphibolite, notamment sur les zones marginales de l'intrusion.

Lors de nos travaux, deux masses kilométriques de forme elliptique ont été observées dans la partie sud-est du terrain, près de la limite est du feuillet SNRC 32C15. La première masse est observée sur les rives du lac Cuvillier, la seconde affleure sur une série de buttes un peu plus au sud. Elles sont constituées de granite massif, équi-granulaire à grain fin. La roche est rose clair en surface fraîche et montre souvent une teinte rougeâtre, due à une hématite superficielle. Elle contient 3 à 8 % de biotite très fine, peu d'épidote, des traces de muscovite et de l'hématite secondaire. Ce granite contient des enclaves d'amphibolite et de tonalite foliées, et est coupé par des dykes de pegmatite granitique rose, qui montre localement des textures graphiques.

Pluton de Tonnancourt (Aton)

Le Pluton de Tonnancourt est situé dans la partie centre-ouest du feuillet SNRC 32C15. La moitié est de l'intrusion est bien accessible par quelques chemins forestiers récents, tandis que l'autre partie est dépourvue de chemins et très difficile d'accès. Dans cette dernière, les limites du pluton s'appuient sur sa signature magnétique légèrement plus forte que les métavolcanites qui l'encaissent. Longley (1946) présente ce pluton sur sa carte comme un stock irrégulier, contigu au Pluton de Holmes. Bien que la composition modale corresponde à celle d'un granite, Longley (1946) classe la roche dans le faciès de monzonite quartzifère, d'où le nom qu'il donna à l'intrusion « Monzonite quartzifère de Tonnancourt ». Le nom « Pluton de Tonnancourt » a été introduit lors de travaux de compilation du Ministère en 2010.

Nos travaux montrent que le pluton est formé de granite non déformé. L'analyse U-Pb d'un échantillon de granite que nous avons prélevé donne un âge de cristallisation de 2686 ± 5 Ma (David, communication personnelle, 2015).

Cela contraint la limite supérieure de l'âge de la déformation dans cette portion de la région.

Le granite est massif, très souvent équi-granulaire, à grain moyen et localement porphyrique (Aton1) (photo 18, en annexe). Il est parfois fracturé avec un remplissage submillimétrique d'hématite. Les minéraux principaux sont le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, dont principalement du microcline (près de 30 %), la biotite (4 à 8 %), ainsi que de l'épidote (3 % en moyenne) et localement de la hornblende (jusqu'à 5 %). Les lames minces montrent la présence de sphène idiomorphe (1 à 2 %), de muscovite (traces à 2 %), de magnétite (traces à 1 %) et des grains isolés d'apatite. La texture est primaire et tous les minéraux sont hypidiomorphes. On y distingue localement des microtextures perthitiques et myrmékitiques. Une faible altération en séricite se développe sur les plagioclases.

Par endroits, le granite est recoupé par une tonalite leucocrate à biotite, massive et à grain fin.

Le granite porphyrique (unité Aton1a) a été reconnu dans la partie centrale de l'intrusion. Il contient près de 5 % de biotite et environ 5 à 7 % de phénocristaux d'orthose baignant dans une matrice granitique de composition identique à celle de l'unité Aton1.

Paléoprotérozoïque

Essaim de dykes de Matachewan (pPmaw)

Ces dykes n'ont pas été observés sur le terrain. Ils ont été interprétés à partir des cartes adjacentes et par leur forte signature magnétique. Ils sont localisés dans la partie SE du terrain (figure 2 et carte hors texte). Leur orientation NW-SE les distingue des dykes de Senneterre, de Biscotasing et de l'Abitibi. Ces dykes seraient composés de gabbro à quartz et de gabbro porphyrique à phénocristaux de plagioclase et ont été datés à 2446 ± 3 Ma (Heaman, 1997). Ils représentent les dykes les plus vieux parmi les essaims de dykes protérozoïques.

Dykes de Senneterre (pPsen)

Deux dykes de diabase de la famille des Dykes de Senneterre ont été interprétés dans le coin SE du feuillet SNRC 32C15 (figure 2 et carte hors texte) à partir de leur forte signature magnétique positive et linéaire. Ils représentent également le prolongement de dykes observés dans les cartes adjacentes. Les Dykes de Senneterre sont orientés NE-SW et n'ont pas été observés sur le terrain. La roche est un gabbro à quartz. La famille de dykes a été datée à $2216 \pm 8/-4$ Ma (Buchan *et al.*, 1993).

Dykes de Biscotasing (pPbis)

Trois dykes d'orientation NE-SW ont été identifiés dans le quart SE du terrain, à partir de leur forte signature magnétique, linéaire et positive (figure 2 et carte hors texte). Ils ont été

rattachés à la famille des dykes de Biscotasing par extension à partir des cartes adjacentes. Le plus étendu de ces dykes traverse la région sur plus de 20 km. Aucun affleurement de ces dykes n'a été observé lors de nos travaux. Ces dykes ont été décrits comme des gabbros à peu de quartz (1 à 5 %) par Bandyayera *et al.* (2004) dans la région du lac Lagacé (feuille SRNC 32B14). L'âge de cristallisation de ces dykes est de 2167 ± 1 Ma (Buchan *et al.*, 1993).

Mésoprotérozoïque

Dykes de l'Abitibi (mPabi)

Une série de dykes, coupant les volcanites du Groupe de Quévillon et les roches intrusives du Pluton de Holmes dans le nord-ouest du terrain, a été rattachée à la famille des Dykes de l'Abitibi. La roche est brun verdâtre, massive, à grain moyen à fin. Les lames minces montrent une composition de gabbro-norite à texture ophitique. La roche est composée principalement d'augite, d'hypersthène et de plagioclase et contient près de 3 % de magnétite. Elle est partiellement altérée en séricite et talc. La famille des Dykes de l'Abitibi a été datée à 1141 ± 1 Ma (Krogh *et al.*, 1987).

Unités lithologiques

Unité I1D

L'unité I1D englobe deux masses tonalitiques tardives situées dans la partie sud du feuillet 32C15. Ces dernières recoupent les roches felsiques foliées du Batholite de Josselin.

Cette unité est composée de tonalite gris clair, à grain fin, massive et équi-granulaire. Elle est leucocrate et renferme entre 5 et 15 % de biotite, des traces d'hématite et de chlorite.

Plusieurs enclaves de tonalite foliée, de gneiss (du Pluton de Josselin) et d'amphibolite ont été reconnues au sein de cette tonalite. D'autre part, cette tonalite massive est coupée par des dykes décimétriques à métriques de granite pegmatitique.

Cette tonalite a été souvent reconnue dans toutes les intrusions foliées (Holmes, Josselin, Cuvillier, Kiask et Wilson). Elle s'y présente sous forme de dykes et d'amas irréguliers de dimensions décimétriques à métriques.

Unité I3A

L'unité I3A regroupe un ensemble de petites intrusions de gabbro métamorphisé et dispersé sur le secteur d'étude. La roche, à grain fin à moyen, est vert foncé, fortement foliée et granoblastique.

Visuellement, ce gabbro s'apparente fortement aux amphibolites. Il est composé principalement d'amphiboles et de plagioclase, et contient près de 5 % de biotite, du quartz, un peu d'hypersthène, de la magnétite et localement

de l'épidote et des traces de sphène. On observe une faible altération en séricite-épidote-carbonate.

Des niveaux métriques de faciès porphyrique de ce gabbro sont localement observés près de la limite nord du feuillet 32C15. Le gabbro contient 15 à 20 % de phénocristaux de plagioclase de 2 mm à 5 cm, souvent allongés à aplatis.

Ces intrusions se présentent sous la forme de filons-couches et s'intercalent notamment dans les volcanites du Groupe de Quévillon. Ces filons-couches montrent une forte signature magnétique positive.

Au sud du Pluton de Holmes, le gabbro renferme du grenat en grain sphérique de 1 à 5 mm. Il montre aussi des reliques de clinopyroxène et d'orthopyroxène ainsi que des évidences d'ouraltisation.

Unité I4a

L'unité I4a regroupe des roches ultramafiques fortement foliées, métamorphisées et altérées. Elles sont localisées principalement dans les parties nord-est et centrale du terrain, encaissées dans le Groupe de Quévillon sous la forme de filons-couches. Leur épaisseur atteint jusqu'à 250 m et s'étend sur au moins 2 km en direction NW-SE. Leur signature magnétique est marquée par une forte anomalie positive. La roche est à grain fin, vert foncé en cassure fraîche et présente une patine brune en surface exposée. Elle est caractérisée par une forte schistosité, induite par la déformation et l'altération.

L'examen des lames minces montre la présence de deux faciès. Le faciès dominant est une roche aphyrique composée de 65 % d'hornblende et très fortement altérée en actinote-trémolite (30 %). Ces minéraux se présentent en baguettes parallèles qui donnent à la roche une texture nématoblastique marquant la foliation. Elle contient environ 3 % de magnétite, et peu d'épidote et de carbonates. Le second faciès contient près de 30 % de phénocristaux de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'olivine qui baignent dans une matrice très fine complètement altérée en actinote-trémolite. Ceux-ci sont alignés suivant la foliation. La forte altération ne permet pas de définir les protolites. Mentionnons également l'absence de textures volcaniques (coussinées, bréchiques ou en spinifex). Il n'est donc pas possible de conclure si ces roches sont d'origine volcanique ou intrusive.

Unité I4b

L'unité I4b englobe les corps de pyroxénite massive et altérée dont les plus importants ont été observés dans la partie ouest du terrain, au nord et au sud-ouest du Pluton de Tonnancourt (figure 2 et carte hors texte). La roche est vert foncé, à granulométrie moyenne, et présente une texture de cumulat. La composition varie de clinopyroxénite à webstérite à olivine, mais une grande partie des pyroxènes sont rétrogradés en amphiboles. La roche est altérée en actinote, trémolite et talc. L'intrusion située immédiatement au nord

du Pluton de Tonnancourt se distingue par la présence d'olivine partiellement altérée et de reliques d'hypersthène. La roche contient également de 5 à 7 % d'hercynite (spinelles alumineux), de l'épidote et de la magnétite.

Unité M16

L'unité M16 correspond aux amphibolites enclavées dans le Batholite de Josselin, dans la moitié sud du terrain. Elles se présentent sous la forme de lentilles étirées suivant une direction NE-SW, parallèles à la foliation régionale. Macroscopiquement, elles sont semblables aux amphibolites rubanées du Groupe de Quévillon. Le rubanement se manifeste par une alternance millimétrique à centimétrique de rubans sombres, à amphiboles et pauvres en plagioclase-quartz, et de rubans clairs, à plagioclase-quartz, contenant peu de grenat, de biotite et de hornblende. Les minéraux sont fortement recrystallisés. Une migmatisation plus ou moins intense affecte systématiquement ces amphibolites. Le mobilisat quartzofeldspathique forme 3 à 8 % de la roche et peut atteindre 15 % par endroits, transformant la roche en métatexite. Il n'est toutefois pas clair si ces enclaves dérivent de volcanites ou de roches intrusives mafiques.

Unité T1

L'unité de cataclasite représente un corps bréchique d'extension très limitée, de 500 m de longueur et 150 m de largeur localisé dans la partie ouest du Pluton de Holmes. De forme elliptique, il est associé à des ultramafites foliées et aux amphibolites adjacentes, et contient des fragments de celles-ci. La brèche est composée d'une matrice tonalitique qui représente 50 % de la roche. La tonalite est gris clair et massive, à grain fin à moyen, et contient de l'amphibole et de la biotite. La taille des fragments varie de 1 mm à 20 cm. Les fragments de composition ultramafique sont dominants (70 %). Ils contiennent de l'olivine, partiellement altérée en serpentine, des pyroxènes, des amphiboles de type actinote-trémolite, du talc et de la magnétite. Les fragments d'amphibolite sont à grain fin, foliés et contiennent des reliques de pyroxènes et de la biotite.

La genèse et le mode de mise en place de cette brèche demeurent présentement incertains; il s'agit probablement d'une brèche tectono-hydrothermale.

LITHOGÉOCHIMIE

Près de 200 échantillons sélectionnés ont été analysés pour les éléments majeurs, les terres rares et les éléments en traces. Les analyses ont été effectuées au laboratoire ACT-LABS d'Ancaster (Ontario) par la méthode ICP-MS. Cette section présente les résultats pour les unités lithologiques les plus importantes : 1) les roches intrusives felsiques; 2) les

volcanites mafiques et intermédiaires; et 3) les roches intrusives mafiques et les roches ultramafiques.

Les diagrammes présentés ont pour but d'aider à la classification des roches, à la détermination de leur affinité géochimique et du contexte géodynamique de leur mise en place. Toutes les analyses sont disponibles en ligne sur le site du Ministère à l'aide du produit « *E-Sigeom à la carte* ».

Roches intrusives felsiques

Plusieurs échantillons des roches felsiques proviennent des deux principales intrusions : le Pluton de Holmes et le Batholite de Josselin.

Les roches intrusives ont été classées sur la base des résultats de la coloration au cobaltinitrite de sodium et de l'étude des lames minces.

Le diagramme de Frost *et al.* (2001) montre une bonne dispersion des analyses de roches intrusives, ce qui reflète la variété de compositions observées (figure 3a). Ce diagramme montre que les intrusions foliées (syn- ou pré-tectoniques) sont calco-alcalines à calciques. Cette observation s'accorde avec les compositions faiblement à moyennement potassiques (tonalite à granodiorite) alors que les intrusions post-tectoniques (Pluton de Tonnancourt, Suite de Castonguay) sont plus alcalines, avec une composition granitique. Ce diagramme confirme les lithologies définies sur le terrain, en lames minces et par les tests de coloration au cobaltinitrite de sodium.

Toutes les intrusions felsiques étudiées sont métalumineuses à très légèrement hyperalumineuses (figure 3b). Le rapport (Al/Ca+Na+K) est presque toujours inférieur à 1,1 et les échantillons se situent dans le champ des roches d'origine ignée, de type I. Les roches intrusives analysées sont d'affinité calco-alcaline, sauf deux échantillons du Batholite de Josselin qui chevauchent le champ transitionnel (figure 3c). Cela pourrait s'expliquer par une contamination, le magma a assimilé une grande quantité d'enclaves d'amphibolite, souvent observées sur le terrain. Les roches des intrusions fortement foliées (Holmes, Cuvillier, Josselin) et faiblement foliées (Kiask, Wilson) se situent dans le champ d'arc ton de Tonnancourt et Suite de Castonguay) se trouvent dans le domaine syncollisionnel (figure 3d). La figure 3e discrimine ces deux classes d'intrusions et confirme des contextes géodynamiques différents : le granite du Pluton de Tonnancourt est de type I et/ou S, tandis que le granite de la Suite de Castonguay est de type A. Le granite de type A se met en place en contexte anorogénique, sur un craton stable lors d'événements distensifs. D'autre part, indépendamment du contexte, les granites de haute température possèderaient également un ratio Ga/Al élevé.

Les diagrammes de spectres de terres rares (figures 3f à 3i) montrent des profils fractionnés pour toutes les intrusions felsiques, caractéristiques pour les séries calco-alcalines. Le degré de fractionnement des terres rares est toutefois variable et le rapport (La/Yb)_n donne une image comparative du fractionnement des terres rares. Les profils des intrusions

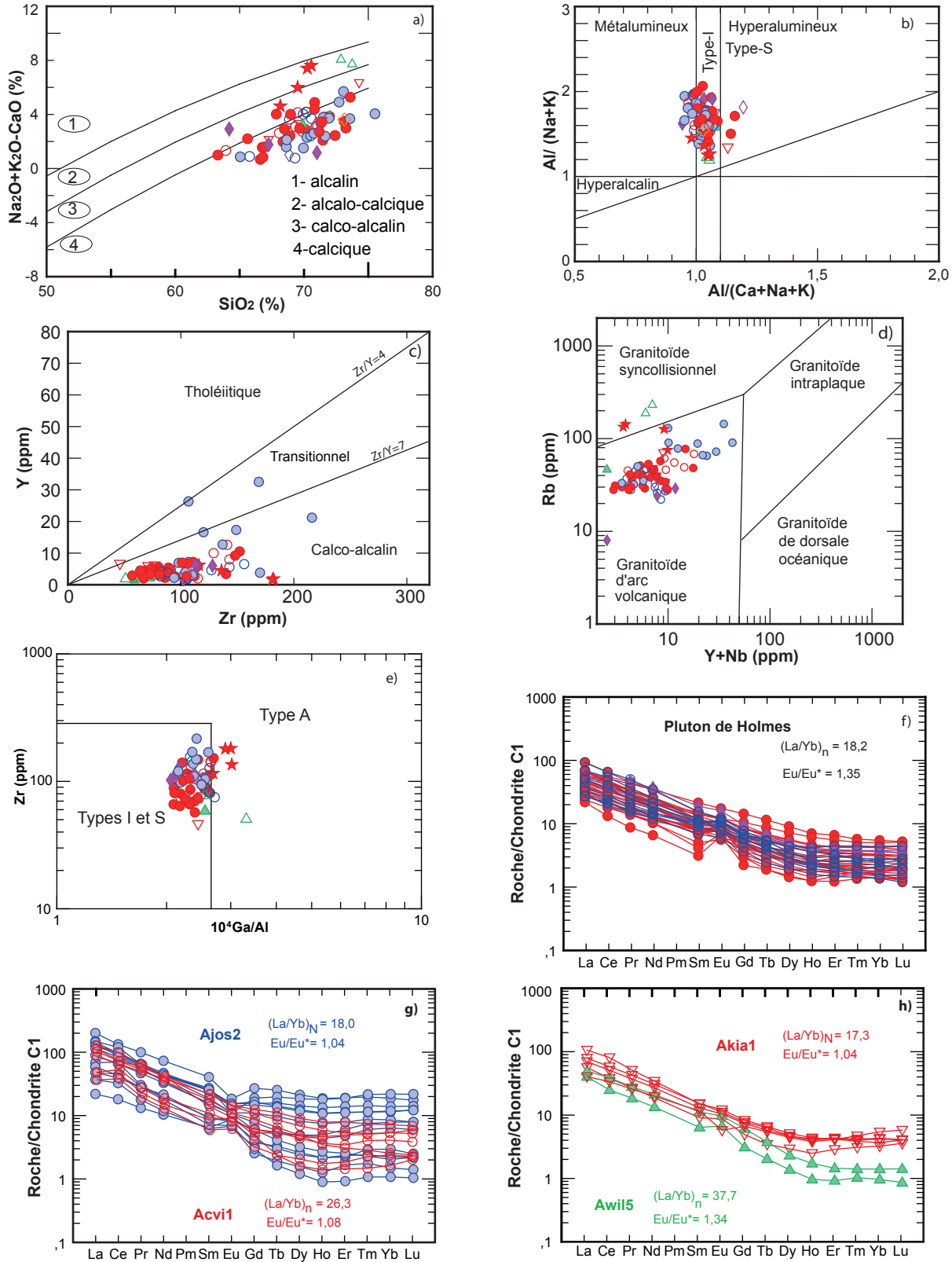


FIGURE 3 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques : a) diagramme binaire $\text{NaO}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ en fonction de SiO_2 de (Frost *et al.*, 2001); b) diagramme de l'indice de saturation en alumine (Maniar et Piccoli, 1989); c) diagramme d'affinité géochimique Y en fonction de Zr (McLean et Barret, 1993); d) diagramme de discrimination du contexte géodynamique (Pearce *et al.*, 1984); e) diagramme de discrimination des granitoïdes (Whalen *et al.*, 1987); f, g, h, i) diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995).

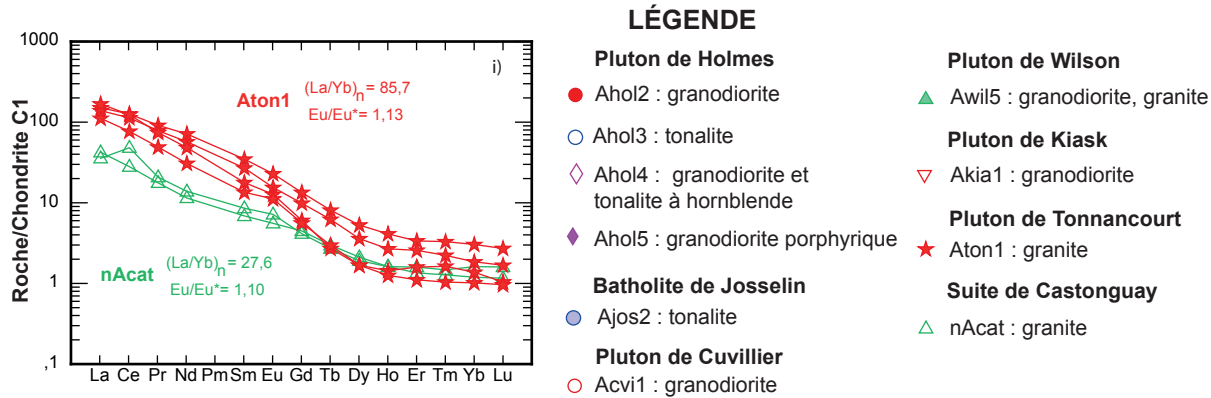


FIGURE 3a - Diagrammes géochimiques des roches intrusives felsiques : a) diagramme binaire NaO+K₂O-CaO en fonction de SiO₂ de (Frost et al., 2001); b) diagramme de l'indice de saturation en alumine (Maniar et Piccoli, 1989); c) diagramme d'affinité géochimique Y en fonction de Zr (McLean et Barret, 1993); d) diagramme de discrimination du contexte géodynamique (Pearce *et al.*, 1984); e) diagramme de discrimination des granitoïdes (Whalen *et al.*, 1987); f, g, h, i) diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995).

montrent une pente modérée $(La/Yb)_n = 18$ à 26 qui s'accroît légèrement de $(La/Yb)_n = 17$ à 38 à plus fortement avec $(La/Yb)_N = 28$ à 86 . Cette tendance est également compatible avec l'évolution des magmas, à partir des compositions tonalitiques vers des pôles plus potassiques.

Quelques échantillons des intrusions foliées indiquent des anomalies en Eu. Ces anomalies sont en Eu quantifiées par le rapport Eu/Eu^* . Les figures 3f et 3g montrent que l'anomalie peut être positive (le plus souvent) ou négative. Cela implique que les moyennes calculées par intrusion (entre 1,04 et 1,35) ne reflètent pas la variation des rapports Eu/Eu^* dans l'absolu. Ce rapport atteint localement 5,3 dans le Pluton de Holmes et 1,75 dans le Batholite de Josselin. Ces différences semblent indiquer que ces intrusions ne sont pas comagmatiques. Dans les intrusions post-tectoniques du Pluton de Tonnancourt et de la Suite de Castonguay, l'anomalie est moins perceptible, mais régulière. Le rapport moyen Eu/Eu^* se situe autour de 1,1 (figures 3h et 3i).

Roches volcaniques mafiques et intermédiaires

Tous les échantillons de volcanites analysés proviennent du Groupe de Quévillon. Ils ont été prélevés dans l'unité basaltique principalement (Aqv1, y compris les sous-unités Aqv1a, Aqv1b), ainsi que dans l'unité andésitique Aqv2a.

La composition des roches volcaniques de la région montre de bonnes concordances pour les faciès mafiques et intermédiaires (figure 4a et 4b), avec une dominance du faciès basaltique.

Les basaltes sont d'affinité tholéiitique, tandis que les andésites montrent une affinité calco-alkaline à transitionnelle (figure 4c). Les échantillons de volcanites mafiques et intermédiaires se situent dans le champ d'arc volcanique (figure 4d). Les andésites se distinguent par une contamination crustale plus prononcée.

Les spectres des terres rares montrent de bonnes similitudes pour les basaltes et les amphibolites des unités Aqv1, Aqv1b et M16a. Les profils sont plats, avec un ratio $(La/Yb)_n$ proche de 1 pour la presque totalité des échantillons (figures 4e et 4f). Ces profils sont caractéristiques des faciès volcaniques mafiques des arcs volcaniques et des MORB. Certains échantillons de l'unité Aqv1b montrent un appauvrissement en terres rares légères, ce qui donne un ratio moyen plus élevé de $(La/Yb)_n$.

Les spectres des terres rares légères des amphibolites andésitiques (Aqv2a; figure 4g) indiquent un profil légèrement incliné, tandis que ceux des terres rares lourdes montrent un profil plus plat. Le ratio moyen de $(La/Yb)_n$ est de 3,1 et est supérieur à celui des basaltes qui est près de 1,0.

Roches intrusives mafiques et ultramafiques

La figure 5a montre que les gabbros archéens intercalés dans les volcanites du Groupe de Quévillon sont peu magnésiens (2 à 8 % MgO). Ils sont d'affinité tholéiitique (figure 5b) et se trouvent principalement dans le champ d'arc volcanique (figure 5c). Un seul échantillon fait exception (2,2 % TiO₂) et cette teneur est liée à la présence d'ilménite. La teneur en Fe₂O₃total (18,6 %) indique qu'il s'agit d'un ferrogabbro, probablement un filon-couche différencié dans l'unité I3A.

Le profil des terres rares de ces roches (figure 5d) est comparable à celui des volcanites mafiques encaissantes (figures 4e et 4f). Il est plat avec un appauvrissement en terres rares légères. Le rapport roche/chondrite est compris entre 7 et 20 et atteint rarement 40. Ces gabbros sont probablement synvolcaniques aux basaltes encaissants (Aqv1).

Les faciès ultramafiques forment deux groupes distincts : des roches foliées, probablement synvolcaniques ou syntectoniques (I4a) et massives post-tectoniques (I4b). Ces roches sont fortement magnésiennes (MgO > 18 %) et d'affinité komatiitique (figures 5a et 5b). En général, les ultramafites

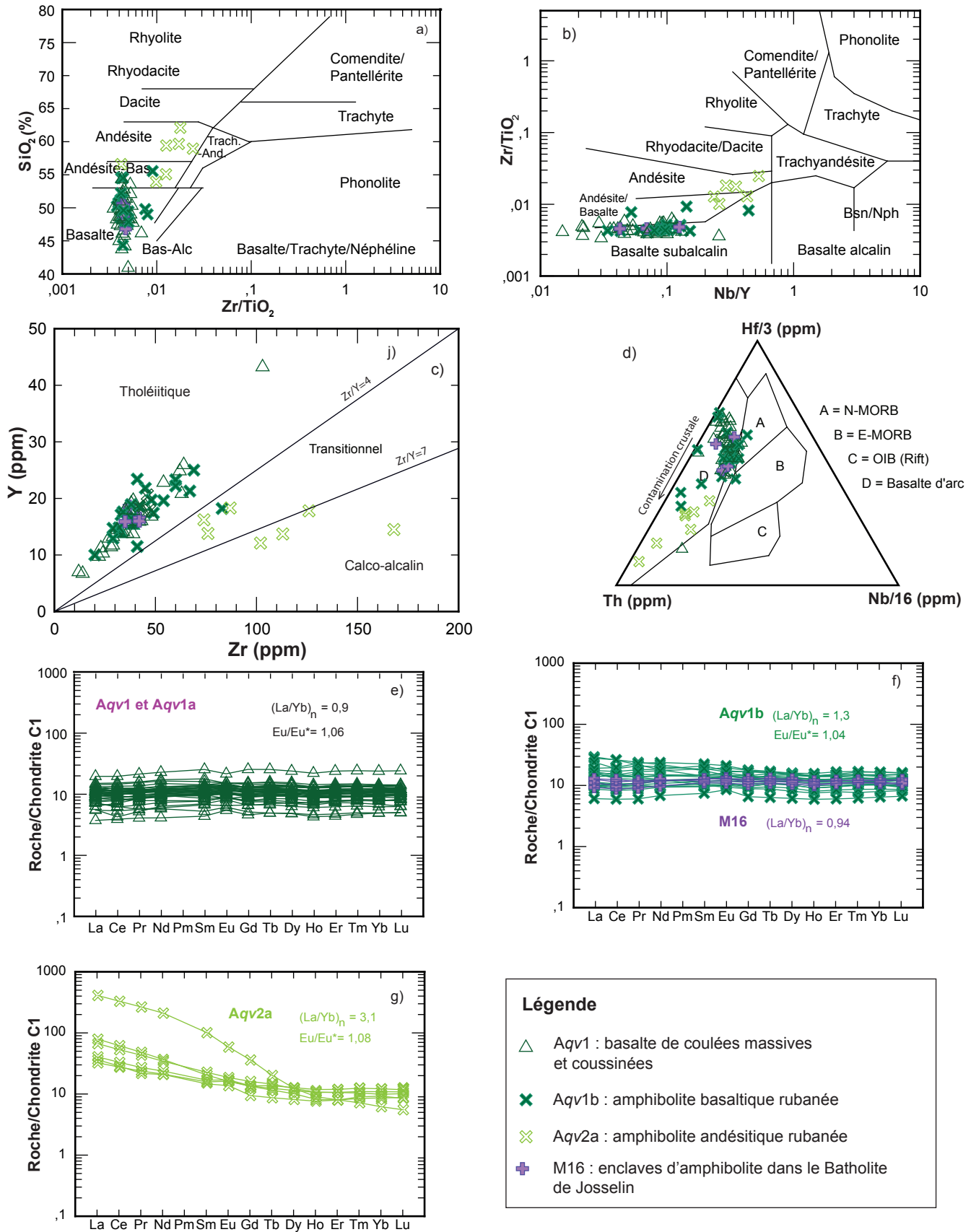


FIGURE 4 - Diagrammes géochimiques des volcanites mafiques et intermédiaires : a) diagramme de classification SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 (Winchester et Floyd, 1977); b) diagramme de classification Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y (Winchester et Floyd, 1977); c) diagramme d'affinité géochimique Y en fonction de Zr (McLean et Barrett, 1993); d) diagramme ternaire de contexte géodynamique Th-Nb/16-Hf/3 (Wood, 1980); e, f, g) diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995).

N-MORB : *normal mid-ocean ridge basalt*; E-MORB : *enriched mid-ocean ridge basalt*; OIB : *ocean island basalt*.

massives sont un peu plus riches en MgO que les ultramafites foliées (figure 5a). Comparativement aux gabbros, les roches ultramafiques sont moins enrichies en Ti et V (figure 5c).

Les diagrammes des terres rares normalisées de l'unité I4a montrent des profils plats (figure 5e). Le rapport moyen $(La/Yb)_n$ est de 0,7.

Le gabbro norite d'âge mésoprotérozoïque (Dykes de l'Abitibi) présente des signatures géochimiques nettement distinctes des gabbros archéens. Il est plus pauvre en Ti et V (diagramme 5c) et montre un profil appauvri en terres rares légères, avec une moyenne $(La/Yb)_n$ de 2,8 (figure 5d).

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Le métamorphisme n'a pas été abordé par Longley (1940) et n'a été que brièvement discuté dans les travaux antérieurs réalisés dans les secteurs limitrophes (Labbé et Dion, 1997; Simard, 1997a et 1997b; Bandyayera *et al.*, 2003).

La détermination des faciès métamorphiques progrades dans le présent rapport se base sur les assemblages minéralogiques observés dans les différentes unités, le degré de recristallisation des roches et la migmatisation. La migmatisation observée à certains endroits correspond à un phénomène de fusion partielle qui implique des conditions de métamorphisme se situant au minimum au faciès supérieur des amphibolites (Sawyer et Brown, 2008).

L'ouraltisation de certains pyroxènes dans les amphibolites et dans les gabbros archéens résulterait d'un processus rétrograde.

Au nord du secteur d'étude, dans le sud du feuillet 32F02, Simard (1997a et 1997b) mentionne la dominance du faciès des schistes verts qui augmente vers le sud, atteignant le faciès des amphibolites. Il associe cela à l'amincissement de la ceinture de roches vertes, coïncée entre les grandes masses intrusives syntectoniques (Simard 1997a). Sur le terrain, le degré de métamorphisme des volcanites augmente effectivement du nord vers le sud.

Les roches de l'unité Aqv1 et de la sous-unité Aqv1a (faciès coussiné) du Groupe de Quévillon, contiennent l'assemblage minéralogique le plus répandu : hornblende-plagioclase qui caractérise le faciès des amphibolites. La présence fréquente d'épidote métamorphique pourrait contraindre ce métamorphisme au sous-faciès de l'amphibolite inférieure. On note aussi la présence de grenat à quelques endroits.

Dans certains secteurs, les roches présentent l'assemblage minéralogique plagioclase-épidote \pm actinote \pm carbonates \pm chlorite. Ces îlots sont le plus souvent localisés dans les volcanites coussinées et correspondent à des altérations.

Vers le sud, les volcanites deviennent rubanées (Aqv1b), et la recristallisation des roches est forte, acquérant une texture fortement granoblastique. Le rubanement s'accroît de plus en plus vers le sud. Il est marqué par la déformation, notamment dans la Zone de cisaillement Holmes-Josselin.

Cela indique des conditions de températures au minimum du faciès supérieur des amphibolites. L'assemblage minéral courant, à hornblende-plagioclase, est souvent accompagné de grenat et parfois de clinopyroxène. On observe également de l'orthopyroxène dans quelques lames minces; cela indique des conditions de métamorphisme équivalentes à celles du faciès granulitique.

Les associations minérales observées dans les intrusions foliées, synvolcaniques à syntectoniques, montrent des paragenèses stables sur des conditions métamorphiques allant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. La déformation des roches et la recristallisation des minéraux clairs sont hétérogènes. Nous présumons qu'un métamorphisme de contact plus fort que le métamorphisme régional s'est développé sur les marges de ces intrusions, comme préconisé par Simard (1997a et 1997b) dans le feuillet 32F02.

Les roches felsiques du Pluton de Holmes contiennent l'assemblage minéralogique biotite-épidote \pm muscovite \pm hornblende primaire et sont faiblement à modérément recristallisées. La chlorite est présente dans les roches du nord du pluton, ce qui indique un faciès des schistes verts. Dans le sud, l'assemblage dominant contient biotite-épidote-grenat \pm hornblende, correspondant au faciès amphibolite inférieur à moyen, ce qui semble indiquer des niveaux plus profonds du pluton.

Les roches du Pluton de Cuvillier et de la partie nord du Pluton de Holmes montrent un assemblage minéralogique biotite-épidote \pm muscovite \pm hornblende. La chlorite remplace localement la biotite et le grenat est totalement absent. Les intrusions peu déformées de Kiask et de Wilson présentent un assemblage biotite-épidote-muscovite-chlorite. Ces roches sont faiblement recristallisées et auraient subi un métamorphisme au faciès des schistes verts.

Dans le Batholite de Josselin, les données sont peu nombreuses pour caractériser le métamorphisme sur toute son étendue. Dans la partie nord, le métamorphisme se situe au faciès des amphibolites, comme en témoigne l'assemblage à quartz-plagioclase-biotite-épidote \pm hornblende \pm grenat. Des surfaces restreintes aux corps gneissiques rubanés et des amphibolites migmatitisés indiquent des conditions de métamorphisme équivalentes au sous-faciès supérieur des amphibolites.

Dans les intrusions post-tectoniques (Pluton de Tonnancourt, Suite de Castonguay), les textures visibles sont submagmatiques. Ces intrusions ne sont pas ou très peu affectées par le métamorphisme. Les roches de ces intrusions présentent un assemblage primaire quartz-feldspath-biotite \pm hornblende, de la chlorite qui remplace la biotite, et un peu d'épidote.

Les roches intrusives mafiques, excepté les gabbro norites mésoprotérozoïques, sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Elles sont fortement recristallisées, grano-blastiques et présentent un assemblage minéralogique à hornblende-plagioclase-épidote-grenat. De rares reliques d'orthopyroxène et de clinopyroxène primaires sont observées en lames minces.

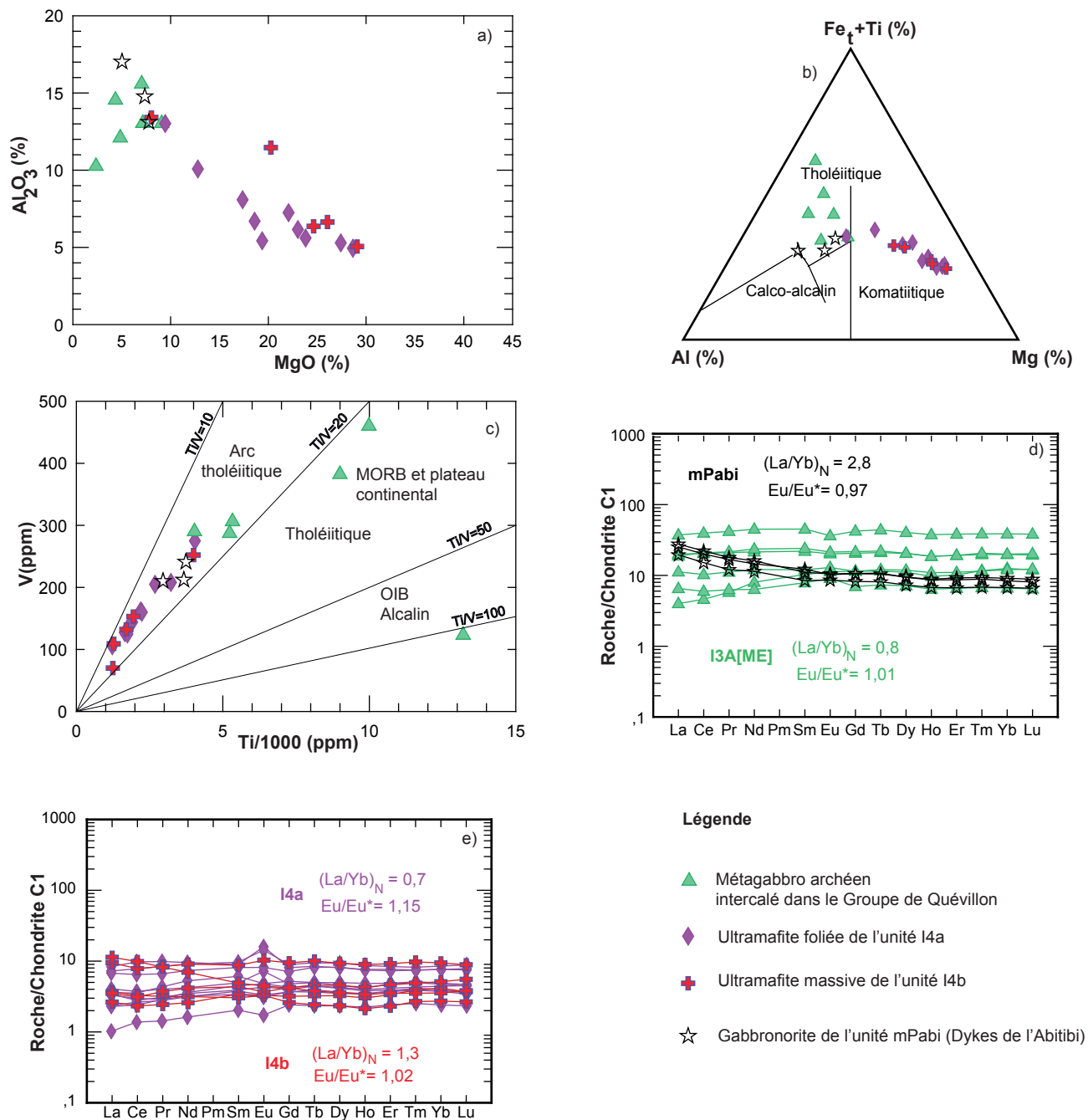


FIGURE 5 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives mafiques et des roches ultramafiques : a) diagramme de Al_2O_3 en fonction de MgO ; b) diagramme d'affinité géochimique (Jensen et Pyke, 1982); c) diagramme V en fonction de Ti de contexte géodynamique (Shervais, 1982); d, e) diagrammes des éléments des terres rares normalisés à la chondrite C1 (McDonough et Sun, 1995).

Les roches ultramafiques sont fortement altérées en actinote-trémolite \pm serpentinite \pm talc. À un endroit, on note une forte présence d'hercynite (spinelle riche en alumine). Le spinelle, en association avec les pyroxènes, est observé dans les roches ultramafiques métamorphisées dans des conditions de hautes températures et de pressions moyennes (Bucher et Grapes, 2011). Ceci correspondrait aux conditions des faciès amphibolite supérieur à granulite.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la région cartographiée, le grain tectonique est principalement orienté E-W. La déformation est forte, particulièrement dans les roches du Groupe de Quévillon et sur les bordures des grands plutons syntectoniques. À l'échelle régionale, l'arrangement structural correspond à celui connu dans le reste de l'Abitibi, soit un agencement en dômes et bassins.

Phases de déformation et fabriques structurales

Quelques structures primaires ont été observées dans les volcanites de l'unité *Aqv1a* dans la partie nord-est du secteur d'étude. Il s'agit de structures coussinées, dont quelques éléments indiquent une polarité vers le nord-est. Ces coussins sont fortement déformés et étirés parallèlement à la schistosité régionale.

La région a probablement subi plus d'une phase de déformation à l'Archéen. Notre interprétation suppose l'existence de trois phases de déformations : D1, D2 et D3.

Sur le terrain, c'est l'empreinte de la phase kénoréenne qui est la plus apparente, phase communément nommée D2. Cette phase pénétrative a façonné le grain tectonique partout en Abitibi. L'existence d'une phase de déformation antérieure (D1) à contraintes E-W a fait l'objet de discussions dans plusieurs secteurs de l'Abitibi. Elle n'est pas observée dans notre région d'étude.

La phase de déformation D2 a produit une fabrique planaire régionale qui se manifeste par une foliation pénétrative, systématiquement inclinée vers le nord. Cette foliation se moule autour des grands plutons (plutons de Holmes et de Cuvillier, Batholite de Josselin) et suit leurs bordures.

Cette phase est aussi à l'origine des plis régionaux P2, d'orientation E-W, ENE-WSW et WNW-ESE, déversés vers le sud. À l'échelle de l'affleurement, cette phase a produit de petits plis intrafoliaux isoclinaux (photos 13 et 15 en annexe). La phase de déformation D3 est associée au plissement de la foliation régionale. Elle se manifeste aussi par la présence de petits plis (photo 19, en annexe), des plis en chevrons et des structures de crénulation (photo 20, en annexe) fortement obliques à la foliation régionale, observés surtout dans les roches volcaniques. L'empreinte de cette phase est localement perceptible au sein des tonalites du Pluton de

Holmes, les plis sont toutefois plus réguliers et plus ouverts (photo 16, en annexe). Les contraintes liées à cette phase seraient d'orientation E-W.

La région a également subi quelques épisodes en extension durant le Protérozoïque. Les cassures décamétriques observées ont servi de chenaux et de lieu de mise en place de dykes de gabbro et de gabbro massif.

Domaines et sous-domaines structuraux

La subdivision en domaines structuraux se base principalement sur l'attitude moyenne de la foliation régionale. L'attitude des linéations minérales et d'étirement est différente dans ces domaines.

Les foliations présentées à la figure 6 représentent une moyenne statistique pondérée, à l'aide du logiciel Sphéristat, avec un rayon de balayage d'environ 1,5 km, pour chacune des grandes unités. Les divers essais montrent que cette distance est la plus adaptée pour refléter de façon représentative l'attitude moyenne de la foliation et pour avoir une image optimale de leur distribution sur le terrain.

Les moyennes statistiques dans les domaines et sous-domaines présentées dans les stéréogrammes sont calculées à partir de toutes les données de foliation disponibles.

Le terrain d'étude a été divisé en trois domaines structuraux.

Le domaine nord (I) s'étale géographiquement sur presque la totalité de la partie nord du feuillet 32C15. Ce domaine comprend cinq sous-domaines, délimités de façon plus informelle, avec des limites conventionnelles. Ils traduisent la variation du degré de déformation des roches, et correspondent aux grandes unités volcaniques et intrusives.

Le sous-domaine IA comprend les volcanites du Groupe de Quévillon. La foliation est abrupte et orientée NW-SE $295^\circ/76^\circ$ (figure 6a). De fortes linéations caractérisent ce sous-domaine et deux principales familles sont observées : des linéations très abruptes orientées vers le NNE, avec une direction moyenne de $26^\circ/75^\circ$, et des linéations orientées NE (moyenne de 56°) avec une plongée plus modérée, en moyenne de 47° (figure 6b). La première famille se retrouve principalement dans la moitié est du sous-domaine, tandis que la moitié ouest est dominée par les orientations de la deuxième famille.

Le sous-domaine IB englobe les roches des plutons de Holmes et de Kiask. Sur sa bordure, ce domaine présente des foliations abruptes qui suivent le contour des plutons. Les foliations ont une attitude globale ESE-WNW (moyenne de $276^\circ/45^\circ$; figure 6c), mais on distingue plusieurs pôles en dehors du champ principal de concentration. Cette dispersion est associée à l'effet du dôme du Pluton de Holmes et aux plis intrafoliaux isoclinaux.

Les linéations minérales sont souvent observées. Leur attitude est assez variable, mais on note une dominance de la direction NW, avec une plongée relativement faible ($295^\circ/12^\circ$; figure 6d).

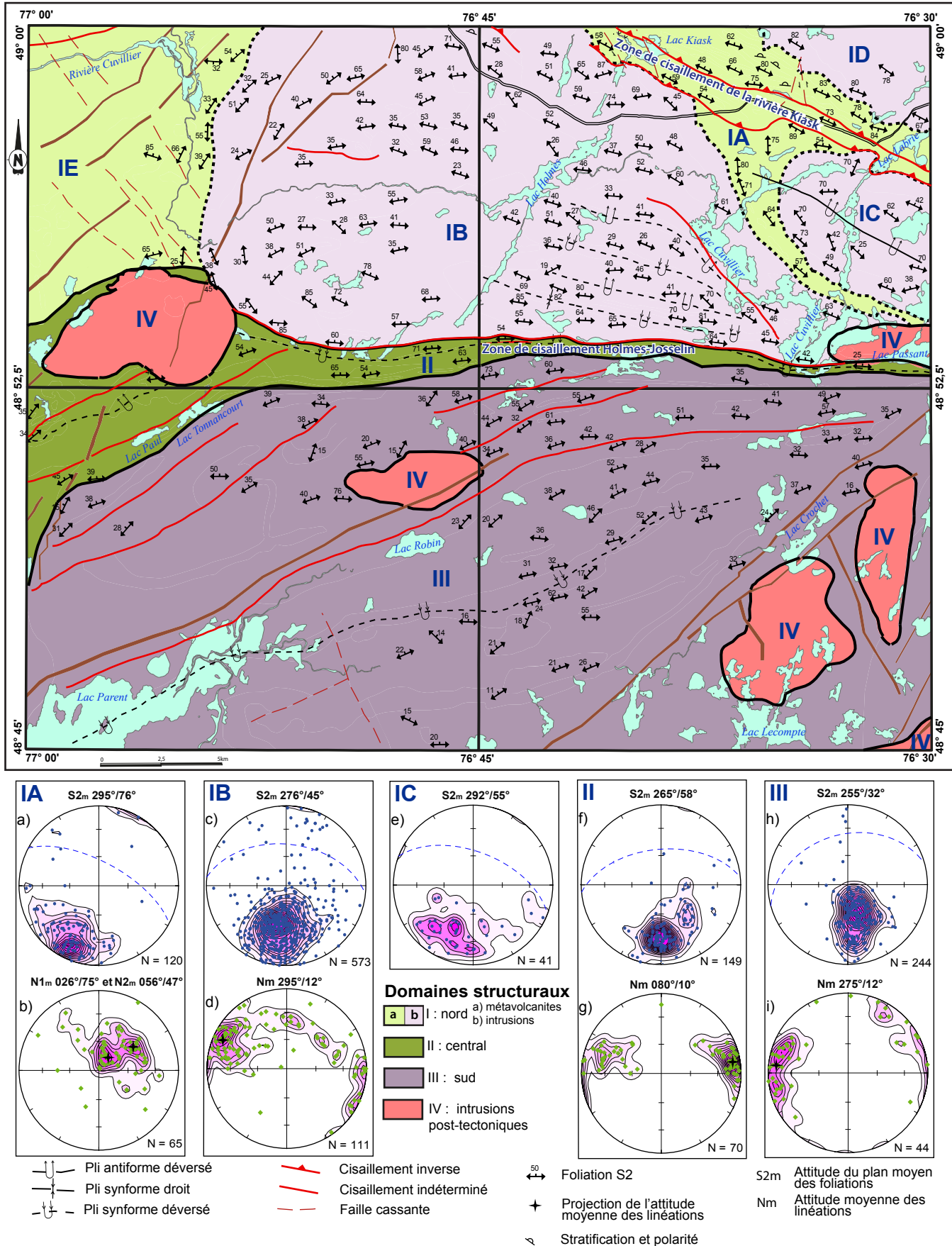


FIGURE 6 - Carte des domaines structuraux et stéréogrammes des mesures structurales.

Le Pluton de Holmes s'apparente ainsi à une structure en dôme déversée vers le SSW. La présence d'une série de plis antiformes et synformes déversés vers le sud semble indiquer une compression asymétrique.

Le sous-domaine IC comprend les roches du Pluton de Cuvillier. Les foliations ont une orientation moyenne de $292^\circ/55^\circ$ (figure 6e), qui s'apparentent à celles du sous-domaine IA. Toutefois, les roches de ce domaine sont moins déformées et présentent très peu de linéations.

Le sous-domaine ID englobe les roches du Pluton de Wilson. Tout comme le sous-domaine IC, il a été individualisé par la faible déformation des roches et l'absence de linéations minérales. Les quelques mesures de foliations disponibles montrent une attitude NW-SE avec un pendage très abrupt, autour de 80° .

Le sous-domaine IE comprend les volcanites situées immédiatement à l'ouest du Pluton de Holmes et au nord du Pluton de Tonnancourt. La faible quantité de mesures dans ce secteur ne nous permet pas d'établir l'attitude de fabriques planaires ou linéaires. Les quelques mesures relevées montrent la foliation qui suit le contact du Pluton et s'oriente vers le NE à NNE, avec un pendage modéré vers le NW à WNW. En s'éloignant de ce contact, l'orientation de la foliation change progressivement, adoptant une attitude sublatitudinale avec un pendage vers le nord. Les linéations sont abruptes et plongent vers le NE, une attitude similaire notée dans le sous-domaine IA.

Le domaine central (II) correspond à la bande sud du Groupe de Quévillon, coïncée entre le Pluton de Holmes et le Batholite de Josselin. Les foliations sont orientées E-W, avec un pendage vers le nord. Le plan moyen de foliation est de $265^\circ/58^\circ$ (figure 6f). Ce sous-domaine se distingue nettement par l'attitude des linéations minérales observées. Elles sont pour la plupart à faible pendage à subhorizontales, orientées vers l'est ou vers l'ouest. Une moyenne des linéations orientées vers l'est, dominantes dans ce sous-domaine, donne une direction de $80^\circ/10^\circ$ (figure 6g).

Le domaine sud (III) occupe le sud du terrain d'étude et comprend principalement les roches du Batholite de Josselin. La déformation des roches est intense dans ce domaine et les foliations sont orientées NE-SW. La distribution des pôles est homogène et donne un plan moyen des foliations de $255^\circ/32^\circ$ (figure 6h). Les linéations minérales sont bien définies par l'étirement et l'alignement de minéraux mafiques. Elles sont généralement à faible plongée (moyenne $275^\circ/12^\circ$; figure 6i).

Zones de cisaillement

Deux principales zones de cisaillement affectent les séquences de roches volcaniques et partiellement les bordures des grandes intrusions (figure 6) : la Zone de cisaillement de la rivière Kiask et la Zone de cisaillement Holmes-Josselin.

La Zone de cisaillement de la rivière Kiask a été cartographiée par Simard (1997a et 1997b) au nord de notre carte, le long de la rivière Kiask. Celui-ci l'a observée à quelques endroits,

mais l'a interprétée à l'aide de données géophysiques. Dans le coin NE du terrain à l'étude, nos observations montrent que cette zone se poursuit en direction SE et affecte les volcanites du Groupe de Quévillon sur une largeur de 1 à 1,5 km. Les roches sont très déformées à l'intérieur de cette zone et souvent protomylonitiques à mylonitiques. Une forte linéation est observée sur les plans de foliation. Cette linéation est abrupte à moyenne et plonge vers le NE, ce qui indique que la composante pendage est prépondérante. Aucun indicateur cinématique n'a été observé en affleurement et le sens du mouvement n'a pu être déterminé.

La Zone de cisaillement Holmes-Josselin affecte la bande de volcanites rubanées coïncée entre les plutons de Holmes et de Josselin. Elle est orientée E-W et sa largeur varie de 1 à 3 km. Cette zone est caractérisée par un fort rubanement des roches et une schistosité très intense, localement mylonitique, plongeant vers le nord, en moyenne de 10° . Des linéations à faible plongée montrent que la zone possède une composante direction importante. On observe également la présence de rubans mafiques boudinés dans les volcanites. Les boudins sont symétriques ou montrent rarement un léger mouvement dextre apparent.

D'autres zones de cisaillement plus ou moins importantes ont été tracées et affectent le Batholite de Josselin et la partie sud-ouest du Groupe de Quévillon. Leur tracé est interprété à partir de leur signature magnétique, parfois appuyée par quelques rares affleurements. Ces zones sont orientées NE-SW; le sens du mouvement n'a pu être déterminé.

Failles cassantes

Quelques failles tardives cassantes senestres, majoritairement NW-SE, déplacent des unités lithologiques, particulièrement dans la partie nord du terrain. L'extension de ces failles atteint 5 km dans la partie nord-ouest, où elles soulignent le déplacement d'horizons présentant de fortes anomalies magnétiques positives, interprétées comme des gabbros. La composante horizontale de ces failles varie en amplitude de quelques dizaines à centaines de mètres.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le potentiel minéral de la région est principalement associé aux ceintures volcano-sédimentaires et aux roches ultramafiques. Trois principaux types de minéralisation ont été identifiés (tableaux 1 et 2, figure 2) :

- 1) les minéralisations aurifères associées aux zones de cisaillement dans les volcanites;
- 2) les minéralisations $\text{Cu} \pm \text{Zn} \pm \text{Ag}$, de type VMS, associées aux volcanites et aux volcanoclastites felsiques;
- 3) les minéralisations $\text{Cr} \pm \text{Ni}$, associées à des filons-couches ultramafiques.

Indices et gîtes connus

Avant nos travaux, deux indices et un gîte situés dans la région du lac Cuvillier étaient répertoriés dans la base de données des gisements métalliques du SIGÉOM (tableau 1) : l'indice Jules Labonté (Au \pm Cu), l'indice Alix (Mo) et le gîte Josselin-Tonnancourt (Greenland) (Cu-Zn-Ag-Au)

Indice Jules Labonté (Au \pm Cu)

Cet indice a été découvert par forage en 1966 (Bazinet, 1966) et est localisé dans la bande basaltique située dans le nord-est du terrain. Les descriptions mentionnent qu'il s'agit d'une minéralisation massive et disséminée associée à des fractures étroites dans un schiste à talc et chlorite, situé près d'un schiste à hornblende-quartz-biotite. La minéralisation consiste en or, chalcopryrite, pyrrhotite, magnétite et pyrite. L'encaissant contient du quartz, du talc, de la chlorite, de la hornblende et de la biotite. Des teneurs économiques de 7,54 g/t en Au et 0,16 % en Cu ont été obtenues sur une longueur de 0,34 m (Bazinet, 1966).

Indice Alix (Mo)

Cet indice a été découvert par prospection en 1961 (Latulippe, 1961), il est localisé dans la partie ouest du terrain immédiatement au nord du Pluton de Tonnancourt. L'indice n'a pu être retrouvé sur le terrain, en raison de la forte couverture végétale et des coordonnées imprécises. Il serait associé à un dyke de pegmatite d'une épaisseur de 0,25 m, d'orientation SW avec un pendage vers le SE, qui recoupe le granite du Pluton de Tonnancourt et une amphibolite. D'autres petits dykes atteignant jusqu'à 0,10 m de largeur longent le dyke principal. Quelques-uns d'entre eux contiennent de petites quantités de molybdénite et les autres semblent stériles. Les descriptions antérieures mentionnent une présence de molybdénite sous forme de rosettes atteignant 6 cm de diamètre et de pyrite disséminée dans une gangue à feldspath-quartz-biotite. Les teneurs, d'après une estimation visuelle, varient de 0,5 à 1 % en moyenne et atteignent 3 % localement (Latulippe, 1961). Aucune analyse n'est toutefois disponible.

Gîte Josselin-Tonnancourt (Greenland) (Cu-Zn-Ag-Au)

Ce gîte est situé près de la limite ouest du feuillet 32C15, à environ 20 km au sud de Lebel-sur-Quévillon. Il a été découvert en 1968 en prospectant une anomalie géophysique, et vérifié par forage (Bourgoin, 1968). Il s'agit de minéralisations stratiformes de type VMS. La lithologie hôte, identifiée dans les forages de 2011, est une andésite chloritisée du Groupe de Quévillon, moyennement grenue et cisailée à texture localement coussinée. Les coupes de forage montrent que la portion sous-jacente à la zone minéralisée est composée de lentilles d'argilites graphitiques schisteuses dispersées dans des tufs à grain fin du Groupe de Quévillon,

intercalés de larges filons-couches de gabbro, sur une épaisseur totale de 185 m. L'environnement est bréchifié, silicifié et comporte de nombreuses veines et veinules de quartz et des veinules de sulfures. La zone minéralisée identifiée la plus intéressante est l'indice Greenland. La minéralisation se retrouve dans une argilite silicifiée, localement graphitique, à l'intérieur des unités volcaniques intermédiaires. Le gîte est reconnu sur 153 m avec une épaisseur moyenne de 2,3 m. Les meilleurs résultats obtenus en forage sont ceux de 2011 (Coté, 2013) : 1) 5,23 % Cu, 13,12 % Zn, 41 g/t Ag et 0,72 g/t Au sur 4,55 m; 2) 5,02 % Cu, 4,96 % Zn, 35,7 g/t Ag et 0,75 g/t Au sur 4,5 m; et 3) 4,11 % Cu, 1,92 % Zn, 22,8 g/t Ag et 0,77 g/t Au sur 5,0 m. En surface, un rééchantillonnage d'anciennes tranchées réalisé en 2007 a donné les meilleures teneurs (Zalnierunas et Lamothe, 2008) : 1) 17,6 % Cu, 5,05 % Zn, 1,71 g/t Au et 130,4 g/t Ag sur 0,25 m (rainure); 2) 13 % Cu, 3,5 % Zn, 3,15 g/t Au et 94,5 g/t Ag sur 0,15 m (rainure); et 3) 20 % Cu, 6,9 % Zn, 1,58 g/t Au et 121,8 g/t Ag (échantillon choisi). Les ressources indiquées de l'indice Greenland sont évaluées à 66 138 tonnes à 2,02 % Cu, 3,14 % Zn, 26,05 g/t Ag et 0,34 g/t Au (Northern Miner du 2 octobre 1989). Toutefois, ces ressources ne respectent pas la norme 43-101.

Lors de nos travaux, deux échantillons choisis dans une zone rouillée proche du gîte n'ont pas confirmé ces teneurs élevées en métaux. Les échantillons, qui contiennent de la pyrite, de la pyrrhotite et des traces de chalcopryrite, ont donné des teneurs de 0,13 et 0,14 % en Zn et 0,05 % en Cu.

Nouveaux indices

Nos travaux ont permis de mettre au jour deux indices, selon les seuils du ministère : l'indice de Kiask (Au) et l'indice NR-3156 (Cr \pm Ni) (tableau 1).

Indice de Kiask (Au)

Cet indice (tableau 1 et figure 2) est situé en bordure d'un chemin forestier qui se ramifie à partir du chemin non asphalté principal qui traverse la partie NE du feuillet 32C15 (figure 2). Il s'agit d'une zone rouillée diffuse encaissée dans un basalte du Groupe de Quévillon. La zone est visible sur environ 2 m et une largeur de 0,3 m, mais l'extension latérale est inconnue. Le basalte est à grain fin, très déformé à schisteux et la foliation est subverticale. L'indice se trouve sur la trajectoire d'une zone de cisaillement NW-SE, qui représente un segment de la Zone de cisaillement de la rivière Kiask. La zone rouillée se trouve près d'une veine de quartz, d'une épaisseur de 0,3 m, et d'un basalte altéré. L'altération est de couleur blanchâtre (albitisation?), mais n'a pu être définie de façon précise. Une teneur de 1,26 g/t en Au a été obtenue sur un échantillon choisi dans cette zone.

Indice NR-3156 (Cr ±Ni)

Cet indice (tableau 1 et figure 2) est associé à un corps ultramafique encaissé dans les basaltes du Groupe de Quévillon. Il est situé à 330 m au nord-ouest de l'indice Kiask, au pied d'une butte, sur le prolongement de la Zone de cisaillement de la rivière Kiask. La signature géophysique du corps ultramafique montre que celui-ci est de forme subarrondie à elliptique et s'étend sur près de 200 m x 100 m.

La roche encaissante est finement grenue, foliée et présente une forte linéation plongeante vers le nord. Il s'agit d'une clinopyroxénite à hornblende, fortement altérée en trémolite ± actinote ± talc. Elle contient de la hornblende, des reliques de clinopyroxène partiellement ouralitisé, et de rares grains de biotite. Une fine dissémination en magnétite et chromite représente environ 2 % de la roche. Un échantillon choisi a livré des teneurs de 1,02 % en Cr₂O₃ et 0,11 % en Ni.

Plusieurs autres échantillons ont donné des valeurs anormales en Ni-Cr, principalement sur des sills ultramafiques (tableau 2). On y trouve aussi quelques valeurs anormales en Cu, Zn et Au.

Finalement, quelques échantillons de rainure ont été pris dans des zones de sulfures semi-massifs, à pyrite-pyrrhotite ± chalcopryrite au sein des volcanites mafiques. Ils n'ont toutefois pas donné de teneurs significatives en métaux. Ces rainures, longues de 0,2 à 0,6 m, ont été effectuées sur les affleurements 14-HH-1032, 14-HH-1038, 14-AK-2014, 14-JM-5034 et 14-JM-5035.

CONCLUSION

Les travaux réalisés en 2014 dans la région du lac Holmes ont permis d'améliorer les connaissances géologiques et de produire de nouvelles cartes au 1/20 000, soit les feuillets 32C15-200-0201 et 32C15-200-0202. La cartographie dans la demi-sud du feuillet 32C15 a permis de produire une carte à l'échelle 1/50 000. Le nouveau levé aéromagnétique à haute résolution couvrant ce secteur a été d'une aide considérable lors de la réalisation de ces travaux, en particulier dans la portion sud du terrain et dans la bordure ouest, secteurs qui sont pauvres en affleurements et où l'accès est difficile.

Le secteur cartographié appartient à la Sous-province de l'Abitibi, dans sa portion nord.

Il est principalement constitué de roches volcaniques et de roches intrusives felsiques d'âge néoarchéen. On retrouve, en moindre quantité, des métasédiments, principalement dans le nord du terrain, et des dykes mafiques d'âge protérozoïque. La région d'étude comprend les volcanites du Groupe de Quévillon, de composition basaltique tholéiitique. Nous n'avons pu établir la géochronologie de ces volcanites, mais des datations de roches de ce groupe sont connues dans le secteur plus au nord (2716 à 2718 Ma; Davis *et al.*, 2005 et 2007).

Le faciès coussiné est bien préservé à certains endroits, mais les basaltes de coulées massives semblent dominer. Ces volcanites sont caractérisées par un rubanement de plus en plus net en allant vers le sud, marquant une zone de déformation majeure. Le faciès andésitique est beaucoup moins observé, surtout interprété dans l'ouest du terrain à partir d'anciennes données d'exploration, principalement de forages. Près de 75 % du terrain est occupé par de grandes intrusions felsiques synvolcaniques ou syntectoniques : le Pluton de Holmes (2722 ±1 Ma; David, communication personnelle, 2015) et le Pluton de Cuvillier, au nord et le Batholite de Josselin, au sud. De nombreuses enclaves kilométriques d'amphibolite ont été mises au jour dans ce batholite. Elles sont étirées suivant la foliation des roches intrusives encaissantes. Il n'est pas clair si ces enclaves qui appartiennent au Groupe de Quévillon, sont des xénolites d'un autre épisode volcanique, ou même si elles dérivent de roches intrusives mafiques.

Le secteur renferme également des plutons tardi-tectoniques à post-tectoniques, relativement moins étendus, de composition granodioritique à granitique. Ce sont les intrusions de Wilson, de Kiask, de Tonnancourt (2686 ±5 Ma; David, communication personnelle, 2015) et de la Suite de Castonguay.

Les roches de la région sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Il contient des assemblages contenant plagioclase-hornblende et est caractérisé par une recristallisation prononcée. Dans les volcanites, des îlots préservés indiquent un faciès des schistes verts dans le nord, tandis que vers le sud, la migmatitisation indique une progression vers le sous-faciès supérieur des amphibolites.

Le schéma structural consiste en un agencement en dômes et bassins. La fabrique tectono-métamorphique planaire régionale se manifeste par des foliations pénétratives presque systématiquement inclinées vers le nord, perturbées par les grands plutons. La déformation principale est associée à l'Orogenèse kénoréenne (D2). Elle a façonné le grain tectonique, principalement orienté E-W. Cette déformation est très intense, particulièrement dans les roches volcaniques du Groupe de Quévillon et sur les bordures des grands plutons, et a généré une série de plis régionaux E-W et, à échelle plus locale, produit des plis intrafoliaux et isoclinaux. Une phase subséquente (D3) a plissé la foliation principale et se manifeste par la présence de petits plis ptygmatisés, de plis en chevrons et de structures de crénulation. Finalement, quelques épisodes en extension au Protérozoïque ont produit des cassures décamétriques avec mise en place de dykes de gabbro et de gabbro massif. Le terrain a été divisé en trois domaines structuraux (nord, central et sud), selon l'attitude moyenne de la foliation régionale.

Le potentiel minéral de la région consiste principalement en minéralisations aurifères associées à des zones de cisaillement dans les volcanites mafiques, en minéralisations de Cu ± Zn ± Ag ± Au, de type VMS, associées aux volcanites et volcanoclastites felsiques, et en minéralisations de Cr-Ni, associées à des filons-couches ultramafiques.

Nos travaux ont permis d'identifier deux indices. Le premier est une minéralisation aurifère associée à une zone rouillée encaissée dans un basalte cisailé. Plusieurs zones rouillées contenant des sulfures ont été échantillonnées dans les volcanites mafiques, sans donner de teneurs économiques.

Le second indice est une minéralisation de Cr-Ni, associée à une roche ultramafique, foliée et altérée, qui contient de la magnétite et de la chromite. Un échantillon choisi a donné des teneurs de 1,02 % en Cr_2O_3 et 0,11 % en Ni. Le secteur contient plusieurs sills de roches ultramafiques qui renferment des teneurs anormales en Cr-Ni, sans atteindre des teneurs présentant des seuils d'indice.

TABLEAU 1 - Description sommaire des indices minéralisés de la région du lac Cuiviller (32C15).

Indices – gîtes	Feuillet SNRC Estant Nordant (zone 18, NAD 83)	Substances principales (secondaires)	Roche encaissante et description	Morphologie, type de minéralisation	Minéralisation	Teneurs	Informations additionnelles
Indice Jules Labonté	32C15 380879 5428027	Au ± Cu	Métabasalte schisteux, altération en talc-chlorite	Fractures étroites remplies de sulfures	Chalcopyrrite, pyrrhotite, magnétite, pyrite	7,54 g/t Au et 0,16 % Cu sur 0,34 m (GM 17675)	Découvert en 1966, en forage
Indice Alix	32C15 358518 5419928	Mo	Dyke de pegmatite coupant un granite et une amphibolite	Minéralisation disséminée dans la pegmatite	Molybdénite, pyrite	0,5 à 1 % Mo en moyenne, atteint localement 3 % Mo (GM 11506)	Compilation COGITE. Découvert en 1961, aucune analyse disponible, les teneurs sont estimées visuellement
Gîte Josselin-Tonnancourt (Greenland)	32C15 353903 5414178	Cu-Zn-Ag-Au	Andésite chloritisée et argilite silicifiée, bréchifiées	Minéralisation en niveaux massifs, disséminée, en amas et en veinules. Le corps principal est lenticulaire, reconnu sur 153 m en extension, 2 m d'épaisseur	Pyrite, pyrrhotite, chalcopyrrite, sphalérite	Meilleurs résultats en forage (GM 67667) : 1) 5,23 % Cu, 13,12 % Zn, 41 g/t Ag et 0,72 g/t Au sur 4,55 m; 2) 5,02 % Cu, 4,96 % Zn, 35,7 g/t Ag et 0,75 g/t Au sur 4,5 m; 3) 4,11 % Cu, 1,92 % Zn, 22,8 g/t Ag et 0,77 g/t Au sur 5,0 m. Meilleurs résultats en surface (GM 63345) : 1) 17,6 % Cu, 5,05 % Zn, 1,71 g/t Au et 130,4 g/t Ag sur 0,25 m (rainure); 2) 13 % Cu, 3,5 % Zn, 3,15 g/t Au et 94,5 g/t Ag sur 0,15 m (rainure); 3) 20 % Cu, 6,9 % Zn, 1,58 g/t Au et 121,8 g/t Ag (éch. choisi).	Découvert en 1967. Les ressources sont évaluées à 66138 tonnes à 2,02 % Cu, 3,14 % Zn, 26,05 g/t Ag et 0,34 g/t Au (Northern Miner du 02-10-1989).
Indice Kiask	32C15 373113 5428437	Au	Zone rouillée dans un metabasalte très déformé. Veines de quartz et altération blanchâtre proximales	Minéralisation associée à des sulfures de fer oxydés, de morphologie inconnue	Oxydes de fer	1,26 g/t dans un échantillon choisi (présent rapport)	Mise au jour à l'été 2014 (travaux MERN)
Indice NR-3156	32C15 372850 5428639	Cr ± Ni	Roche ultramafique fortement altérée en trémolite-actinote-talc	Disséminée	Magnétite ± chromite	1,02 % Cr ₂ O ₃ et 0,11 % Ni dans un échantillon choisi (présent rapport)	Mise au jour à l'été 2014 (travaux MERN)

TABLEAU 2 - Description sommaire des zones d'intérêt dans la région du lac Cuivillier (32C15).

N° échantillon	SNRC	UTM	Estant	Nordant	Description	Teneurs
14-HH-1034 A	32C15	18	381478	5424433	Roche ultramafique amphibolitisée, à magnétite	0,32 % Cr ₂ O ₃ , 550 ppm Ni
14-HH-1034 B	32C15	18	381478	5424433	Roche ultramafique microporphyrrique amphibolitisée. Les microporphYROBLASTES de CX-OX-OV sont moulés dans une matrice complètement altérée en actinote-trémolite	0,31 % Cr ₂ O ₃ , 1410 ppm Ni
14-HH-1078 A	32C15	18	372800	5416894	Roche ultramafique probablement d'origine volcanique, altérée en actinote-trémolite-épidote, contient du clinopyroxène partiellement ouralitisé et des carbonates	0,49 % Cr ₂ O ₃ , 781 ppm Ni
14-HH-1138 F	32C15	18	371985	5416835	Ultramafite amphibolitisée, contient environ 3 % de pyrite	0,23 % Cr ₂ O ₃ , 494 ppm Ni, 389 ppm Cu
14-HH-1139 A	32C15	18	371875	5416852	Pyroxénite ouralitisée, à grain fin, foliée	0,64 % Cr ₂ O ₃ , 875 ppm Ni
14-HH-1207 A	32C15	18	381554	5425837	Roche ultramafique, rare clinopyroxène, altérée en actinote-trémolite-talc, contient des carbonates tardifs	0,36 % Cr ₂ O ₃ , 1030 ppm Ni
14-AK-2007A	32C15	18	380832	5425445	Roche ultramafique, complètement altérée en actinote-trémolite, contient des épidotes, des carbonates et quelques reliques de pyroxènes	0,33 % Cr ₂ O ₃ , 1450 ppm Ni, 153 ppb Au
14-AK-2031A	32C15	18	383892	5427556	Gabbro métamorphisé et plissé	460 ppm V, 1,67 % Ti
14-AK-2075 A	32C15	18	376410	5416424	Amphibolite très riche en grenat et épidote à dissémination de magnétite et de sulfures	406 ppm Cu
14-AK-2014 C	32C15	18	380229	5426960	Basalte métamorphisé riche en sulfures (10 %)	0,11 % Cu, 14 ppb Au
14-AK-2104 A	32C15	18	380951	5416490	Webstérite à olivine, pyroxènes ouralitisés, contient des carbonates	0,34 % Cr ₂ O ₃ , 1200 ppm Ni
14-AK-2152 B	32C15	18	372370	5416524	Basalte métamorphisé riche en sulfures (10 %)	0,12 % Cu
14-AK-2351 A	32C15	18	353476	5413881	Andésite à pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite disséminées	1420 ppm Zn, 463 ppm Cu, 41 ppb Au
14-AK-2352 B	32C15	18	353382	5413775	Amphibolite à pyrite et pyrrhotite disséminées	1260 ppm Zn, 483 ppm Cu, 32 ppb Au
14-NR-3141 A	32C15	18	360754	5419668	Roche felsique mylonitisée, fortement séricitisée, à sulfures	379 ppb Au
14-NR-3159 A	32C15	18	372493	5428832	Basalte altéré en actinote-trémolite-carbonates, folié	37ppb Au, 0,36 % Cr ₂ O ₃ , 578 ppm Ni
14-YD-4100 A	32C15	18	371694	5414265	Dyke d'ultramafite à reliques d'orthopyroxène ouralitisé, coupé par des veinules à quartz-épidote	0,23 % Cr ₂ O ₃ , 755 ppm Ni, 119 ppm Cu
14-YD-4107 A	32C15	18	378357	5409639	Pyroxénite massive à homblende, clinopyroxène ouralitisé, contient de l'épidote et de la magnétite	0,31 % Cr ₂ O ₃ , 1160 ppm Ni
14-MC-6019 D	32C15	18	367038	5424468	Roche ultramafique aphanitique, altérée en actinote-trémolite-serpentine, contient des reliques de pyroxène et d'olivine, de la magnétite et des carbonates tardifs	0,64 % Cr ₂ O ₃ , 1460 ppm Ni, 153 ppb Au
14-MC-6021 A	32C15	18	367216	5424188	Roche ultramafique microporphyrrique à pyroxènes, olivine, altérée en actinote-trémolite-serpentine	0,86 % Cr ₂ O ₃ , 1320 ppm Ni, 82 ppb Au

RÉFÉRENCES

- AUGER, P.E. – LONGLEY, W.W., 1939 – Région de la rivière Laflamme inférieure, territoire d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec; RG 002, 38 pages, 1 plan.
- AYER, J.A. – THURSTON, P.C. – BATEMAN, R. – DUBÉ, B. – GIBSON, H. L. – HAMILTON, M.A. – HATHWAY, B. – HOCKER, S.M. – HOULÉ, M. – HUDAK, G.J. – ISPOLATOV, V. – LAFRANCE, B. – LESHER, C.M. – MACDONALD, P.J. – PÉLOQUIN, A.S. – PIERCEY, S.J. – REED, L.E. – THOMPSON, P.H., 2005 – Overview of results from the Greenstone Architecture Project: Discover Abitibi Initiative: Ontario Geological Survey Open File Report 6154, 125 pages.
- BANDYAYERA, D. – DAIGNEAULT, R. – SHARMA, K.N.M., 2003 – Géologie de la région du lac de la Ligne (32F01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-12, 33 pages, 4 plans.
- BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – CADERON, S. – GIGUÈRE, E. – SHARMA, K.N.M., 2004 – Géologie de la région du lac Lagacé (32B/14). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RG 2004-02, 32 pages, 4 plans.
- BANNERMAN, H.M., 1936 – Région de Josselin-Delestre, Comté d'Abitibi, partie C. Ministère des Mines et des Pêcheries, Québec; RASM 1935-C1, 32 pages, 1 plan.
- BAZINET, E.W., 1966 – Report of diamond drilling with 2 logs. St. Lucie Exploration Company, rapport statuaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 17675, 15 pages, 1 plan.
- BOURGOIN, B., 1968 – Diamond drill core log. Inspiration Ltd, rapport statuaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 22443, 70 pages, 1 plan.
- BUCHAN, K.L. – HALLS, H.C. – MORTENSEN, J.K., 1996 – Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Marathon Dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances Swarm. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 33, pages 1583-1595.
- 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.
- BUCHER, K. – GRAPES, R., 2011 – Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 8th edition; edited by Springer-Verlag Berlin Heidelberg; 428 pages.
- CHAPPELL, B.W. – WHITE, A.J.R., 1974 – Two Contrasting Granite Types. Pacific Geology; volume 8, pages 173-174.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern volcanic zone, Abitibi belt, Québec: Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, pages 2211-2225.
- COTÉ, R., 2013 – Summary report, the 2011 diamond drilling exploration program on the Tonnancour VMS property. Globex Mining Entreprises, rapport statuaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 67667, 270 pages, 1 plan.
- DAVID, J. – DAVIS, D.W. – DION, C. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – ROY, P., 2007 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi en 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVIS, D.W. – DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – BANDYAYERA, D. – RHÉAUME, P. – ROY, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-02, 20 pages.
- DESCHÊNES, P.L. – ALLARD, G., 2014 – Révision de la géologie de la région de la rivière Octave (32D16 et 32E01). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-02, 14 pages.
- DESCHÊNES, P.L. – ALLARD, G. – GUEMACHE, M.A., 2015 – Révision de la géologie de la région de la rivière Wawagosis (parties des SNRC 32D15 et 32E02). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-04, 22 pages.
- DIMROTH, E. – IMREH, M. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part 1: Stratigraphy and paleogeographic model: Canadian Journal of Earth Sciences, volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. – IMREH, M. – GOULET, N. – ROCHELEAU, M., 1983 – Evolution of the south-central segment of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part III: Plutonic and metamorphic evolution and geotectonic model: Canadian Journal of Earth Sciences, volume 20, pages 1374-1388.
- FAIRBAIRN, H.W., 1946 – Région de la rivière Wetetnagami, cantons de Ralleau, d'Effiat et de Carpiquet, Comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec. RG 028, 24 pages, 1 plan.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 1986 – A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology; volume 42 pages 2033-2048.
- GIRARD, R. – MOORHEAD, J., 1994 – Géologie de la région de Press-Clova : phase 2 de 3 et 3 de 3. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-34, 39 pages, 1 carte.
- GOODWIN, A.M. – RIDLER, R., 1970 – The Abitibi orogenic belt: in Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, paper 70-40, pages 1-24.
- GOODWIN, A.M., 1979 – Archean volcanic studies in the Timmins-Kirkland Lake-Noranda region of Ontario and Quebec: Geological Survey of Canada Bulletin 278, 51 pages.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2010 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2010-04, 1 page, 2 plans.
- GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – MCNICOLL, V. – AYER, J., 2010 – The Abitibi Subprovince: its evolution and its VMS deposits - an overview. GSWA Record 2010/20, 5ias workshop, pages 37-41.
- GRAHAM, R.B., 1947 – Région du lac Wetetnagami, cantons de Squart, de Moquin et de Labrie, Comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec. RG 029, 33 pages, 1 plan.
- HEAMAN, L.M., 1997 – Global mafic magmatism at 2,45 Ga : remnants of an ancien large igneous province? Geology, volume 25, pages 299-302.

- HOCQ, M. – VERPAELST, P., 1994 – Les sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. *Dans* : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 21-37.
- JENSEN, L.S. – PYKE, D.R., 1982 – Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. *Dans* : Arndt, N.T. et Nisbet, E.G. (éditeurs). Komatiites. George Allen and Unwin, London, pages 147-157.
- KEATING, P. – D'AMOURS, I., 2010 – Réédition des données numériques en format Géosoft (profils) des levés aéroportés de l'Abitibi, au Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2010-09, 6 pages.
- LABBÉ, J.Y., – DION, D.-J., 1997 – Géologie de la région du lac Clément (32F02-200-0201). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-07, 14 pages, 1 plan.
- LATULIPPE, M., 1961 – Molybdenite prospect, Labonté property, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 11506, 4 pages.
- LONGLEY, W.W., 1940 – Rapport préliminaire sur la région de Tonnancour-Holmes, comté d'Abitibi. Ministère du travail, des Mines et des Pêcheries maritimes, Québec. RP 157, 7 pages, 1 plan.
- LONGLEY, W.W., 1946 – Région de Tonnancourt-Holmes, Comté d'Abitibi. Ministère des Mines, Québec. RG 024, 27 pages, 1 plan.
- LUDDEN, J. – HUBERT, C. – GARIÉPY, C., 1986 – The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada: Geological Magazine, volume 123, pages 153-166.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.-S., 1995 – The composition of the Earth. Chemical Geology, volume 120, pages 223-253.
- MCLEAN, W.H. – BARRETT, T.J., 1993 – Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration; volume 48, pages 109-133.
- PEARCE, J.A., 1983 – Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (editors C.J. Hawkesworth and M.J. Norry), Shiva, Nantwich, pages 230-249.
- 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.
- RHÉAUME, P. – MAURICE, C. – PARENT, M. – MCNICOLL, V., 2010 – Géologie de la région de la rivière Bigniba (parties des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; MB 2010-06, 47 pages, 1 carte.
- SAWYER, E.W. – BROWN, M., 2008 – Working with Migmatites. Mineralogical Association of Canada; Short course 38 chapter 5, pages 77-96.
- SHAND, S.J., 1974 – Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits. John Wiley and Sons, New York; 488 pages.
- SHARMA, K.N.M., 1996 – Légende générale de la carte géologique – édition revue et augmentée. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-28, 95 pages.
- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and planetary Science Letters; volume 57, pages 101-118.
- SIMARD, M., 1997a – Géologie de la région de la rivière Wilson (32F02-200-0102). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-09, 23 pages, 1 plan.
- SIMARD, M., 1997b – Géologie de la région de Lebel-sur-Quévillon (32F02-200-0101). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-10, 22 pages, 1 plan.
- SIMARD, M. – DION, C., 2013 – Cahier de géofiche. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2013-07, 8 pages.
- THURSTON, P.C. – AYER, J. – GOUTIER, J. – HAMILTON, M.A., 2008 – Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy: A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization. Economic Geology, v. 103, pages 1097-1134.
- WEGRIA, H. – BERTOLUS, M., 1975 – Région du lac Maricourt. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG 173, 37 pages, 1 plan.
- WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPEL, B.W., 1987 – A-Types granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 95, pages 407-419.
- 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, 50, pages 11-30.
- ZALNIERIUNAS, R.V. – LAMOTHE, G., 2008 – Rapport de travaux d'exploration simplifié. Entreprise Globex, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63345, 23 pages, 8 plans.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Basalte fortement déformé et cisaillé, d'aspect schisteux, de l'unité Aqv1 (Groupe de Quévillon), affecté par la Zone de cisaillement de la rivière Kiask. La roche présente une forte foliation pénétrative avec une linéation abrupte, plongeant vers le nord (représenté par la flèche).



PHOTO 2 - Niveaux gloméroporphyriques dans les basaltes de l'unité Aqv1 (Groupe de Quévillon). Ce faciès présente de fortes ressemblances avec les roches de la Formation d'Obatogamau, décrites plus au nord-est dans la Ceinture de Currie-Le Sueur.



PHOTO 3 - Basalte coussiné, à coussins aplatis (sous-unité Aqv1a). Une forte chloritisation est observée entre les coussins.



PHOTO 4 - Basalte fortement mylonitisé, déformé et plissé de l'unité Aqv1, recoupé par une tonalite à phénocristaux de plagioclase, moins déformée (à droite).

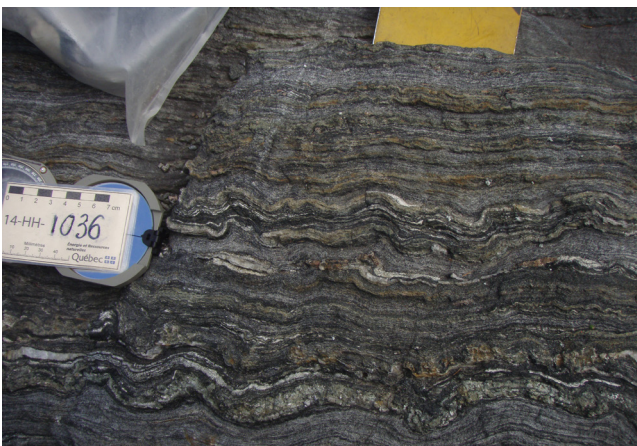


PHOTO 5 - Aspect typique de l'unité Aqv1b montrant une texture mylonitique et correspondant à une zone de déformation intense.



PHOTO 6 - Amphibolite basaltique rubanée de l'unité Aqv1b. Les lamines claires sont fines, millimétriques, et le rubanement devient diffus. Des reliques de texture coussinée sont visibles avec un cœur riche en épidote et grenat. Zone de déformation intense.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Rubans boudinés à hornblende-épidote-grenat ± plagioclase ± quartz ± clinopyroxène. Zone de déformation intense (unité Aqv1b).



PHOTO 8 - Amphibolite andésitique rubanée, fortement déformée de l'unité Aqv2a. Les secteurs les mieux exposés au sud montrent des niveaux décimétriques surmontant les basaltes de l'unité Aqv1b.

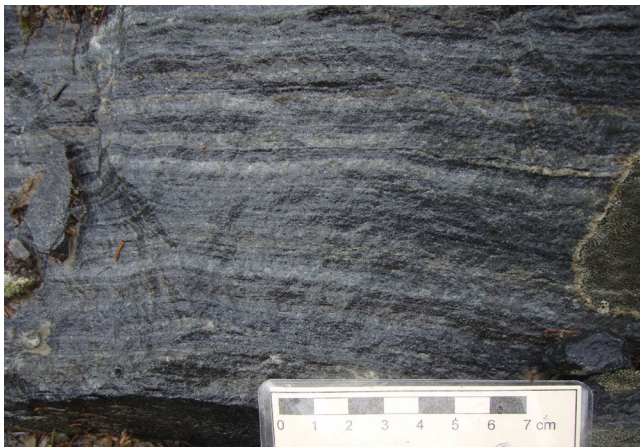


PHOTO 9 - Laminations parallèles et granoclasement dans un métasédiment de l'unité Aqv4. La lentille est intercalée dans les metabasites de l'unité Aqv1.



PHOTO 10 - Niveau métasédimentaire mylonitisé, intercalé dans les amphibolites de l'unité Aqv1b. Les rubans centimétriques à décimétriques fortement rouillés contiennent des sulfures.



PHOTO 11 - Gneiss tonalitique rubané de l'unité Ajos1 (Batholite de Josselin). La roche est foliée et mylonitisée.

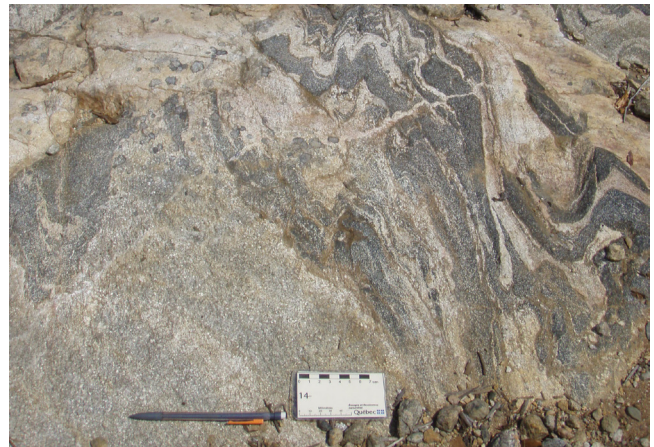


PHOTO 12 - Aspect hétérogène de l'unité Ajos2 (Batholite de Josselin) : tonalite foliée (à gauche) contenant des enclaves d'amphibolite plissées. Le tout est recoupé par une tonalite massive et un granite localement pegmatitique.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 13 - Localement au sud, présence d'une zone de transition entre la bande de volcanites (Aqv1b) et le Pluton de Holmes (Ahol3) : l'amphibolite (1) et la tonalite (2) sont interdigitées et affectées par des plis serrés.



PHOTO 14 - Granodiorite déformée, à grain moyen à grossier, de l'unité Ahol2 (Pluton de Holmes). Ce faciès occupe notamment la majeure partie nord du pluton.

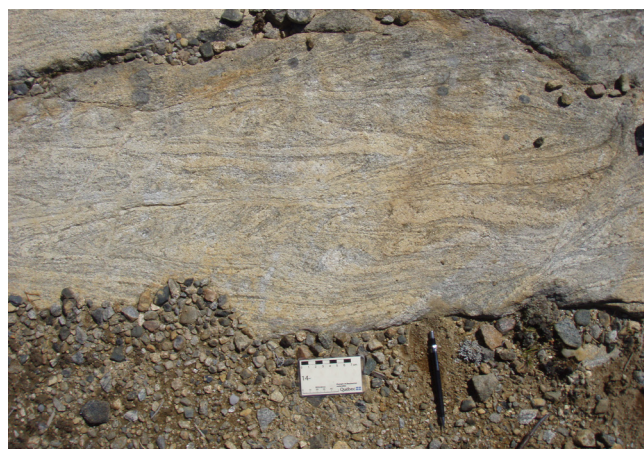


PHOTO 15 - Bordure sud du Pluton de Holmes près du contact avec les volcanites. La granodiorite (Ahol2) est migmatisée et affectée par des textures plissées serrées.



PHOTO 16 - Tonalite à grain moyen de l'unité Ahol3 (partie centrale du Pluton de Holmes), d'aspect gneissique, à rubanement fin et diffus. Sur la photo, on note la présence de plis et d'un dyke granitique tardif coupant le pluton.



PHOTO 17 - Granodiorite foliée à grain moyen de l'unité Acv1 (Pluton de Cuvillier).



PHOTO 18 - Granite massif à grain moyen, à biotite et hornblende, de l'unité Aton1 (Pluton de Tonnancourt).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 19 - Plis dans les basaltes du Groupe de Quévillon. Ces plis sont à axes très obliques par rapport à la foliation régionale. La pointe du crayon indique le nord.



PHOTO 20 - Plis en chevrons et crénulation dans les volcanites du Groupe de Quévillon, à proximité du contact avec le Pluton de Holmes..

Résumé

Un levé géologique a été réalisé au cours de l'été 2014 dans la région du lac Cuvillier (SNRC 32C15), située au sud de Lebel-sur-Quévillon. Ces travaux ont couvert la demi-nord du feuillet au 1/20 000, et la partie sud à l'échelle 1/50 000.

Le terrain cartographié est situé dans la Zone Volcanique Nord de la Sous-province de l'Abitibi. Il est composé de roches archéennes, recoupées par quelques dykes d'âge méso- à paléoproତோzoïque. Le secteur renferme plusieurs intrusions felsiques foliées, ceinturées par des roches volcaniques appartenant au Groupe de Quévillon. Celui-ci est formé principalement de basalte tholéiitique, localement à faciès coussiné et rubané au sud. Ce groupe comprend également une unité andésitique caractérisée par un rubanement métamorphique dans la partie sud. Quelques unités volcaniques felsiques et sédimentaires forment des lentilles éparses peu étendues. Plusieurs filons-couches de gabbro métamorphisé et de roches ultramafiques s'intercalent dans les volcanites mafiques et intermédiaires du Groupe de Quévillon.

Le Pluton de Holmes, le Batholite de Josselin et le Pluton de Cuvillier représentent les intrusions les plus importantes de la région. Elles sont constituées d'un assemblage de granodiorite et de tonalite foliées à gneissiques. Ces intrusions sont probablement synvolcaniques ou syntectoniques. Des intrusions moins déformées (plutons de Kiask et de Wilson) s'injectent dans les volcanites et dans les grandes intrusions citées plus haut. Elles se composent principalement de granodiorite et sont probablement tardi-tectoniques, moins affectées par le métamorphisme et la déformation. D'autres intrusions de composition granitique sont nettement post-tectoniques et non déformées. Il s'agit du Pluton de Tonnancourt et des intrusions de la Suite de Castonguay.

Les roches de la région sont métamorphisées au faciès des amphibolites. Le métamorphisme atteint le degré supérieur des amphibolites et localement celui des granulites, et est souligné par endroits par une migmatitisation partielle. Toutefois, quelques îlots de roches indiquent le faciès des schistes verts dans la partie nord du terrain.

L'arrangement structural régional s'apparente au style en dômes et bassins. La déformation principale dans la région est liée à l'Orogenèse kénoréenne (D2). Celle-ci a façonné le grain tectonique, principalement orienté E-W. La fabrique planaire régionale est inclinée vers le nord, soulignant un déversement des unités vers le sud, résultant d'une compression asymétrique. Elle a produit également une série de plis antiformes et synformes déversées vers le sud. De nombreuses zones de cisaillement affectent les roches et montrent de très fortes linéations minérales et d'étirement. Les plus importantes déformations sont les zones de cisaillement de la rivière Kiask et Holmes-Josselin. Elles sont caractérisées par une composante de mouvement dominante en pendage pour la Zone de cisaillement de la rivière Kiask et en direction pour la Zone de cisaillement Holmes-Josselin. Une phase D3, à contraintes opposées à la phase précédente, a produit des plis pygmiques, des plis en chevrons, et des structures de crénulation. Trois domaines structuraux ont été définis selon l'attitude moyenne de la foliation régionale, soit les domaines nord, central et sud.

Nos travaux ont permis de mettre au jour deux nouveaux indices : 1) l'indice aurifère de Kiask, associé à une zone rouillée encaissée dans un basalte déformé et cisailé; un échantillon choisi a donné 1,2 g/t Au; et 2) l'indice NR-3156, minéralisation de Cr-Ni dans une roche ultramafique altérée en trémolite-actinote-talc; un échantillon choisi a donné 1,02 % Cr_2O_3 et 0,11 % Ni.

