

MB 2009-10

EXCURSIONS GEOLOGIQUES, CONGRES ABITIBI CUIVRE 2009

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

CONGRÈS ABITIBI 2009

du 28 septembre au 2 octobre 2009
au Centre des congrès de Rouyn-Noranda

ABITIBI CUIVRE - EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

GM 64196



Ressources naturelles
et Faune

Québec



 Ontario



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

CONGRÈS ABITIBI 2009

du 28 septembre au 2 octobre 2009
au Centre des congrès de Rouyn-Noranda

ABITIBI CUIVRE - EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

Ressources naturelles
et Faune

Québec 

 Ontario



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada

Coordonnateurs du Congrès Abitibi Cuivre 2009 et du programme de conférences

- Sylvain Lacroix, directeur du Bureau de l'exploration géologique du Québec
- Benoît Dubé, chef de projet IGC-3 Abitibi, Commission géologique du Canada
- Jack Parker, chef de la Section Géologie du Précambrien, Commission géologique de l'Ontario

Coordonnateurs du programme d'excursion et des excursions sur le terrain

- Jean Goutier (MRNF)
- Patrick Mercier-Langevin (CGC)
- Thomas Monecke (CSM)
- Michel Houlié (CGO)
- Pierre Pilote (MRNF)

Révision des textes

- Claude Dion
- Charles Gosselin
- Jean Goutier
- Denis L. Lefebvre
- Joanne Nadeau

Graphisme, montage et supervision technique

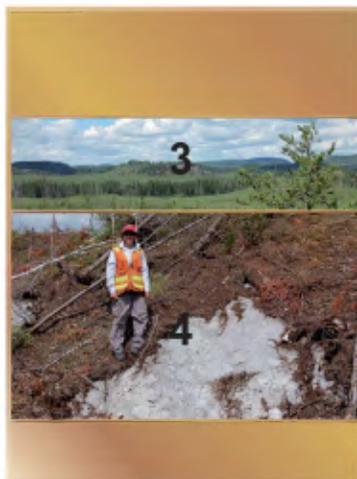
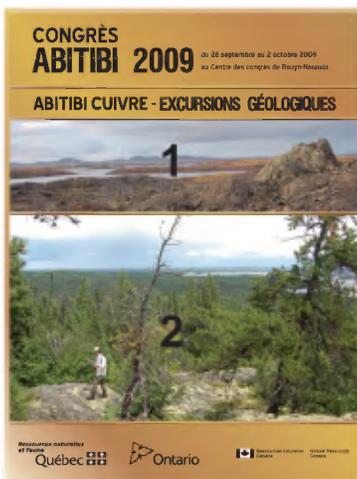
- Charlotte Grenier
- André Tremblay

Inscription et finances

- Pierrette Jacob
- Luc Charbonneau

AVERTISSEMENT

Les données utilisées pour rédiger ce rapport proviennent de sources diverses. Les textes présentés ont seulement fait l'objet d'une révision sommaire. L'exactitude et la fiabilité des données dépendent entièrement de ces sources.



Crédits photos

- 1 Lac Dufault et collines Waite en arrière-plan, projet Blake River
- 2 Région du lac Duparquet, projet Blake River
- 3 Paysage de la région du lac Delmas, projet Blake River
- 4 Roches volcanoclastiques, région du lac Monsabrais, projet Blake River
(photos de Jean Goutier)

Table des matières et résumés

INTRODUCTION

p. 5

Contexte géologique et métallogénique du Groupe de Blake River, de l'Assemblage Kidd-Munro et des groupes de Malartic et de Kinjovés, Sous-province de l'Abitibi, Ontario et Québec

J. Goutier (MRNF), P. Mercier-Langevin (CGC), T. Monecke (CSM), M. Houllé (CGO), P. Pilote (MRNF)

EXCURSION 1A - 30 septembre 2009

p. 9

(excursion en français)

Portrait des grandes unités du Groupe de Blake River et leur relation avec les sulfures massifs volcanogènes

J. Goutier (MRNF), V. McNicoll (CGC), C. Dion (MRNF), P.-S. Ross (INRS-ETE), P. Mercier-Langevin (CGC)

Résumé

Cette journée d'excursion met l'accent sur les faciès volcaniques très bien préservés et les assemblages volcaniques composant les grandes unités du Groupe de Blake River au Québec. La série d'affleurements visités permettra d'observer des faciès sous-marins mafiques à felsiques de coulées de laves et de roches volcanoclastiques. Certains affleurements typiques présentant des minéralisations volcanogènes archéennes seront aussi visités. Grâce aux nombreuses nouvelles datations U-Pb, nous présenterons l'évolution temporelle de ces grandes unités.

Abstract

This day-long excursion will focus on the well preserved volcanic facies and the volcanic assemblages of the major units of the Blake River Group in Quebec. We will visit outcrops that showcase submarine lavas and volcanoclastic deposits ranging in composition from mafic to felsic. We will also observe typical examples of Archean volcanogenic mineralization. A wealth of recent U-Pb geochronological data will allow us to present the temporal evolution of these major volcanic units. The tour will be given mostly in French.

EXCURSION 1B – 30 septembre 2009

p. 29

(excursion du secteur LaRonde Penna en français et du secteur Horne en anglais)

Les sulfures massifs volcanogènes géants du Groupe de Blake River : l'état des connaissances et les implications pour l'exploration

Partie I - LaRonde Penna

P. Mercier-Langevin (CGC), T. Monecke (CSM), B. Dubé (CGC), H. Gibson (LU), M. Hannington (UO), V. McNicoll (CGC), J. Goutier (MRNF), G. Gosselin (MAE)

Giant volcanogenic massive sulphide deposits of the Blake River Group: Current knowledge and implications for exploration

Part II - Horne

T. Monecke (CSM), H. Gibson (LU), F. Huthmann (TU Bergakademie Freiberg), B. Dubé (CGC), M. Hannington (UO), V. McNicoll, P. Mercier-Langevin (CGC)

Résumé

Cette journée d'excursion sera entièrement consacrée à la métallogénie des minéralisations de sulfures massifs volcanogènes (SMV) du Groupe de Blake River. Les gisements géants de Horne (camp de Noranda) et de LaRonde Penna (camp Doyon-Bousquet-LaRonde) seront visités afin de discuter de leur environnement de formation. Les arrêts sur le terrain permettront aussi d'aborder certaines des caractéristiques géologiques importantes dans la formation des SMV aurifères du Groupe de Blake River et de présenter des aspects clés pour l'exploration de ce type de gisement en Abitibi et ailleurs. L'accent sera mis, entre autres, sur l'architecture volcanique des séquences encaissant les SMV géants.

Abstract

This day of excursion will be entirely dedicated to the metallogeny of volcanogenic massive sulphide deposits (VMS) of the Blake River Group (BRG). The giant deposits at Horne (Rouyn-Noranda camp) and LaRonde Penna (Doyon-Bousquet-LaRonde camp) will be visited to discuss their environment of formation. The field stops will illustrate some of the critical geological aspects in the formation of Au-rich VMS deposits of the BRG and allow discussion of key features to consider in exploration for these types of deposits in the Abitibi and elsewhere. Emphasis will be paid, among others, to the volcanic facies architecture of the volcanic centres hosting the giant VMS deposits as it is a key element in the genesis of VMS deposits.

Note : Des guides bilingues seront présents lors des excursions afin de répondre aux questions des participants dans les deux langues.

Note: Bilingual guides will be present during the field trips to answer questions in both french and english.

New insights on the stratigraphy of the eastern part of the Kidd-Munro Assemblage, Ontario

M.G. Houlié, B.R. Berger (OGS), S. Préfontaine (OGS, MERC-Laurentian U.), J.A. Ayer (OGS)

Résumé

Cette journée d'excursion sera consacrée à la stratigraphie de l'Assemblage Kidd-Munro (AKM) et ses implications sur l'exploration des métaux usuels. Le gisement de Cu-Zn Potter est encaissé dans une unité volcanoclastique mafique comprise dans une succession komatiitique. Au cours de la visite de ce gisement, on présentera l'environnement et les caractéristiques uniques de la minéralisation afin de les comparer avec les gisements de SMV typiques du Groupe de Blake River. Les arrêts sur le terrain permettront d'illustrer aussi les aspects essentiels des roches volcaniques felsiques, mafiques et ultramafiques du canton de Munro. Ces roches sont l'équivalent latéral des unités contenant, par exemple, la mine Kidd-Creek et le gisement Ni-Cu d'Alexo, associé à des komatiites. Les caractéristiques essentielles à considérer pour l'exploration des gisements de SMV (Cu-Zn) et des gisements liés aux komatiites (Ni-Cu) dans l'AKM et ailleurs en Abitibi seront mises de l'avant. L'accent sera placé sur la stratigraphie de l'AKM et sur l'architecture volcanique et sous-volcanique des séquences contenant la minéralisation.

Abstract

This day-long excursion will focus on the stratigraphy of the Kidd-Munro assemblage (KMA) and its implications for base metal exploration. We will visit the Potter Cu-Zn VMS deposit, hosted in a mafic volcanoclastic unit within a komatiitic volcanic succession to observe its unique setting and characteristics and to contrast them with more typical VMS deposits occurring in the Blake River assemblage. We will stop in the field to illustrate critical aspects of the felsic, mafic and ultramafic volcanic rocks in Munro Township associated along strike with KMA base metal deposits such as the Kidd-Creek mine and the Alexo komatiite-associated Ni-Cu deposit. Discussions will focus on the key features to consider when exploring for Cu-Zn VMS and Ni-Cu mineralization in the KMA and elsewhere in the Abitibi. Emphasis will be placed on the KMA stratigraphy and subvolcanic-volcanic architecture of the successions hosting mineralization.

Géologie et nouvelles corrélations dans la partie Ouest du Groupe de Malartic et dans le Groupe de Kinojévis, Québec

P. Pilote (MRNF), V. McNicoll (CGC-Ottawa), R. Daigneault (UQAC), J. Moorhead (MRNF)

Résumé

Cette journée d'excursion a pour but d'examiner la géologie et le potentiel minéral de ces unités volcaniques de composition ultramafique à felsique. Des nouvelles datations U-Pb ont permis d'y identifier des épisodes volcaniques felsiques ponctuels âgés de 2719 à 2716 Ma, contemporains de l'Assemblage Kidd Munro en Ontario, ainsi que différentes familles d'intrusions. Les grandes failles régionales de type La Pause, Manneville et Aiguebelle, orientées E-O et NO-SE, jouent un rôle important (i) en contrôlant la continuité de ces groupes; (ii) en soulignant la bordure des unités sédimentaires plus jeunes; (iii) en régissant les incréments successifs de la déformation régionale; et (iv) en montrant un potentiel minéral élevé. Des affleurements représentatifs des phénomènes volcaniques et structuraux ainsi que des différents contextes de minéralisations seront visités et discutés.

Abstract

This day-long excursion will examine the geology and mineral potential of the Malartic and Kinojévis groups, of ultramafic to felsic composition. New U-Pb geochronology has enabled felsic volcanic rocks aged between 2719 and 2716 Ma to be identified, i.e. contemporaneous with the Kidd-Munro Assemblage in Ontario. Several intrusive episodes have also been discriminated. Major regional faults such as La Pause, Manneville, and Aiguebelle, oriented E-W and NW-SE, play an important role (i) by controlling continuity of the stratigraphic units; (ii) by marking the margins of the younger sedimentary units; (iii) by controlling successive increments of regional deformation; and (iv) by displaying a high mineral potential. Representative outcrops of volcanic and structural phenomena, together with the various mineralization contexts, will be visited and discussed.

INTRODUCTION

Contexte géologique et métallogénique du Groupe de Blake River, de l'Assemblage Kidd-Munro et des groupes de Malartic et de Kinojévis, Sous-province de l'Abitibi, Ontario et Québec

J. Goutier (MRNF), P. Mercier-Langevin (CGC), T. Monecke (CSM), M. Houlié (CGO), P. Pilote (MRNF)

La Sous-province de l'Abitibi (SPA) constitue la plus grande ceinture archéenne de roches volcaniques au monde (losange de 310 km par 720 km) et l'une des régions du monde les plus fertiles en métaux usuels et précieux. La Sous-province de l'Abitibi fait partie de la Province du Supérieur (figure 1). Elle est connue, entre autres, pour ses gisements de sulfures massifs volcanogènes (Cu-Zn-Au-Ag-Pb), de Ni-Cu-EGP magmatiques, filoniens à Cu-Au et d'or orogénique dont plusieurs sont de classe mondiale.

Les programmes Plan cuivre du MRNF et Initiative géoscientifique ciblée 3- Abitibi (IGC-3) de la CGC représentent un apport important à la compréhension de la géologie de la Sous-province de l'Abitibi, grâce à l'acquisition et à l'analyse de nouvelles données géoscientifiques (géologie, géochimie, géochronologie et géophysique). Ces données et leur mise en commun avec celles de l'Ontario (Ayer *et al.*, 2009) permettent de mieux définir les unités géologiques, leur géométrie, leur évolution et leur potentiel minéral, principalement en ce qui concerne les ressources en métaux usuels. Le programme de conférences et les journées d'excursion d'Abitibi Cuivre 2009 sont l'occasion de présenter les derniers résultats de plusieurs années de recherche effectuées par le MRNF, la CGO et la CGC.

Une centaine de gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) se trouvent dans la SPA, totalisant plus de 760 millions de tonnes de minerai (Franklin *et al.*, 2005; Galley *et al.*, 2007). Le Groupe de Blake River et l'Assemblage Kidd-Munro, en Ontario, représentent les ensembles de volcanites sous-marines les plus riches en métaux usuels de la Province du Supérieur. Dans le cadre des programmes Plan cuivre et IGC-3 Abitibi, des efforts importants ont été consacrés à l'étude de ces unités afin de mieux comprendre leur évolution spatiale et temporelle et ainsi définir de nouvelles cibles et de nouveaux guides d'exploration. Au Québec, les groupes de Malartic et de Kinojévis représentent des équivalents temporels de l'Assemblage Kidd-Munro, en Ontario; d'où l'intérêt d'étudier ces unités et de tenter de mettre en valeur leur potentiel minéral. En effet,

l'Assemblage Kidd-Munro est l'hôte du gisement super-géant de SMV de Kidd Creek (figure 2) et de nombreux gisements de nickel associés aux komatiites (Alexo, Redstone).

Les SMV polymétalliques contenant une quantité significative d'or représentent une cible d'exploration de premier ordre puisqu'ils sont, entre autres, moins sensibles aux variations du cours des métaux (Poulsen *et al.*, 2000). La Sous-province de l'Abitibi et le Groupe de Blake River en particulier représentent l'un des secteurs les plus favorables à la découverte de SMV aurifères (figure 1). Les travaux entrepris par la Commission géologique du Canada, le ministère des Ressources naturelles et de la Faune, les universités et l'industrie dans le cadre de l'Initiative géoscientifique ciblée 3 (IGC-3) et du Plan cuivre, s'attardent aux SMV en général, mais aussi aux SMV enrichis en or, un type de gisement représentant une ressource majeure de métaux usuels et précieux. Le renouvellement des ressources dans la SPA repose, entre autres, sur l'amélioration des connaissances géologiques. Ceci s'applique particulièrement bien aux gisements profonds où la connaissance du contexte géologique et des principaux vecteurs hydrothermaux sont des éléments importants permettant de mieux guider l'exploration.

Trois jours d'excursions sur le terrain (figure 2) suivront le programme de conférences. La première journée se divise en deux volets (1a et 1b). Le premier volet présente un portrait des grandes unités volcaniques du Groupe de Blake River et leurs relations avec les minéralisations de sulfures massifs volcanogènes (Goutier *et al.*). Le second volet est axé sur l'état des connaissances des gisements géants de SMV du Groupe de Blake River (Horne et LaRonde Penna) et les implications pour l'exploration (Mercier-Langevin *et al.*; Monecke *et al.*). La seconde journée est consacrée à la stratigraphie de la partie est de l'Assemblage Kidd-Munro et de ses minéralisations de SMV et de nickel dans le canton de Munro, en Ontario (Houlié *et al.*). La dernière journée sera consacrée à la géologie et aux nouvelles corrélations dans la partie ouest du Groupe de Malartic et à l'intérieur du Groupe de Kinojévis, au Québec (Pilote *et al.*).

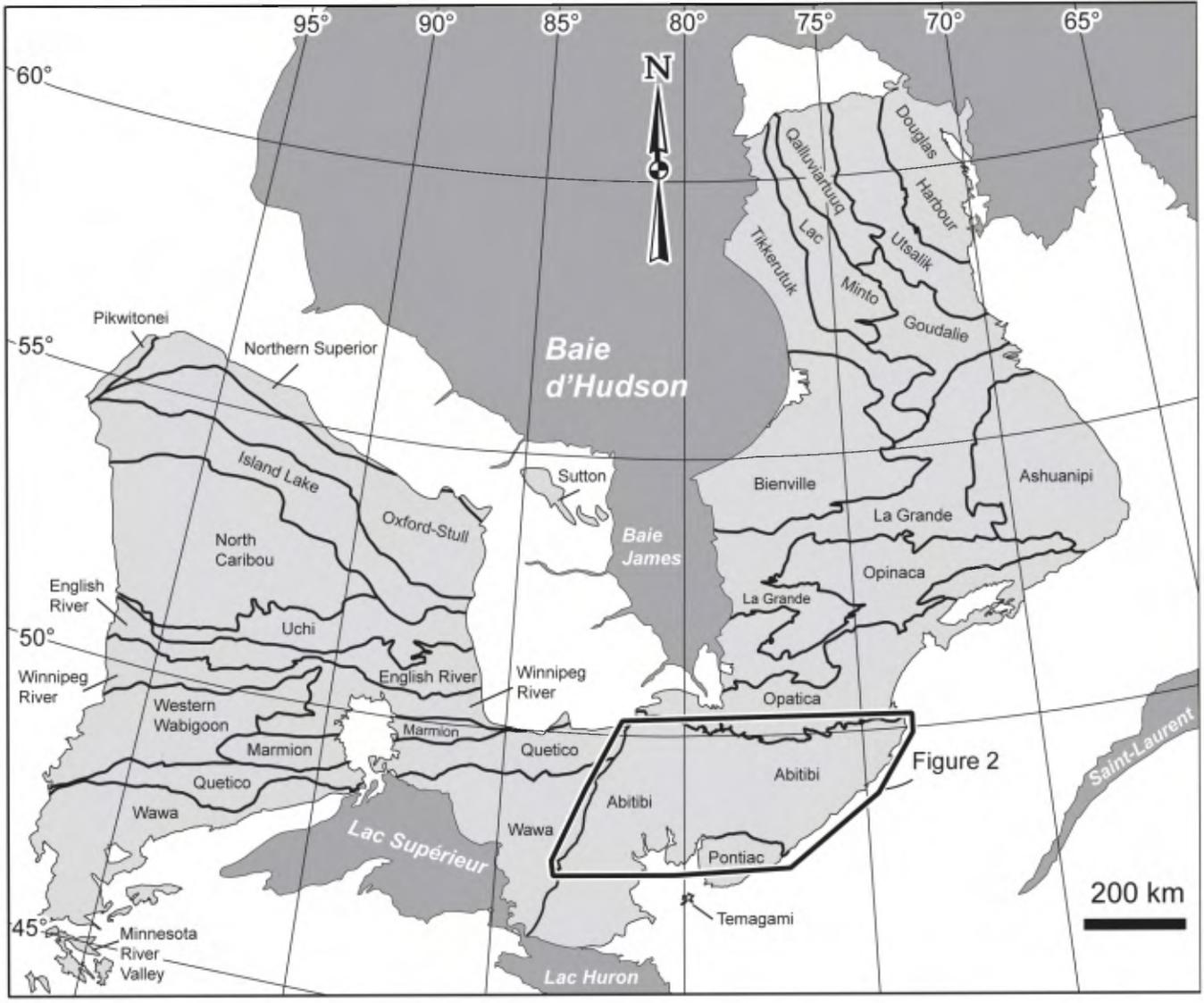


FIGURE 1 – Localisation de la Sous-province de l’Abitibi dans la Province géologique du Supérieur (tirée de Thurston *et al.*, 2008).

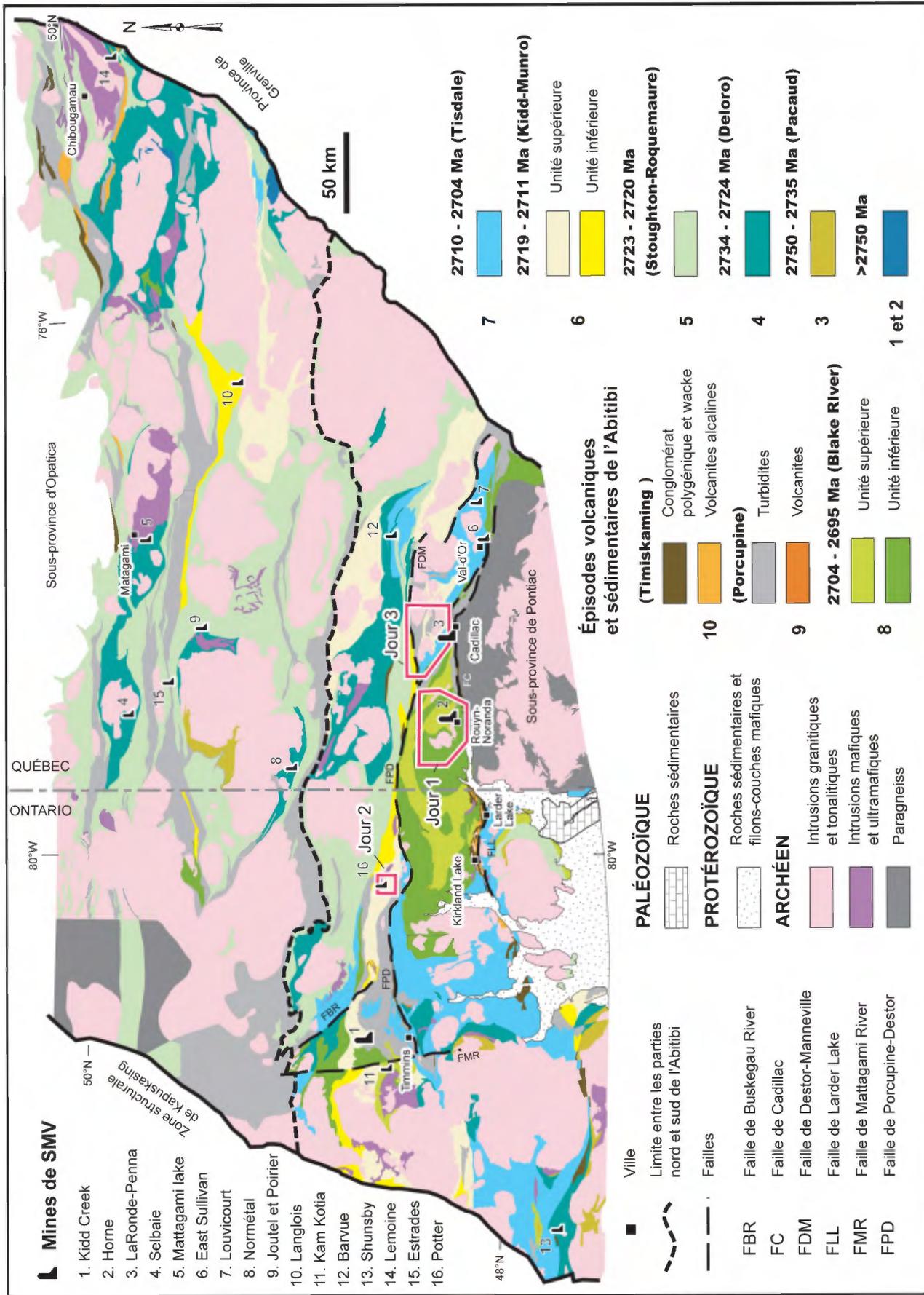


FIGURE 2 – Carte géologique de la Sous-province de l'Abitibi en fonction des épisodes volcaniques et sédimentaires de l'Abitibi et localisation des principaux gisements de sulfures massifs volcanogènes (modifiée de Thurston *et al.*, 2008 et de Ayer *et al.*, 2009). Les secteurs visités durant les excursions sont également présentés. L'excursion 1B du jour 1 se concentre sur les gisements de LaRonde Penna et de Horne. La numérotation des mines de SMV suit l'ordre décroissant du tonnage de minéral produit..

1A

Portrait des grandes unités du Groupe de Blake River et leur relation avec les sulfures massifs volcanogènes

J. Goutier (MRNF), V. McNicoll (CGC), C. Dion (MRNF), P.-S. Ross (INRS-ETE), P. Mercier-Langevin (CGC)

Résumé

Cette excursion touche principalement les faciès volcaniques très bien préservés et les assemblages volcaniques composant les grandes unités du Groupe de Blake River. La série d'affleurements visités permettra d'observer des faciès sous-marins de coulées de laves mafiques et felsiques et de roches volcanoclastiques intermédiaires à mafiques. Certains affleurements typiques de minéralisations volcanogènes archéennes seront aussi visités. Grâce aux nouvelles datations U-Pb, nous présenterons l'évolution de ces grandes unités.

Contexte géologique régional

Le Groupe de Blake River (GBR) représente l'un des ensembles de volcanites sous-marines les plus riches en métaux usuels de la Province du Supérieur avec près de 190 Mt de minerai, en excluant les 150 Mt de la zone 5 de Horne (tableau 1). Il est situé dans la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi (voir la figure 2 de l'introduction du livret-guide), entre les failles de Porcupine-Destor, de Larder Lake et de Cadillac (figure 1). Ce groupe est connu pour ses nombreux gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) dont certains sont de classe mondiale (Horne et LaRonde-Penna; voir Mercier-Langevin *et al.*, 2009 et Monecke *et al.*, 2009, ce volume), ainsi que pour sa grande variété de faciès volcaniques qui sont souvent bien exposés, peu déformés et peu métamorphisés (sous-faciès des schistes verts à la transition schistes verts – amphibolites (Powell *et al.*, 1995). L'âge du GBR est compris entre 2704 et 2695 Ma (figure 1; McNicoll *et al.*, en préparation). Son contact inférieur n'est pas exposé au Québec mais en Ontario, il repose, en partie, sur les roches de l'Assemblage Tisdale (Ayer *et al.*, 2005). En quelques endroits, le GBR est recouvert en paraconcordance par des turbidites appartenant au Groupe de Cadillac ou encore, au Groupe de Kewagama, tous deux plus jeunes que 2687 et 2689 Ma (Davis, 2002; Lafrance *et al.*, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007). Localement, le Blake River est recouvert en discordance par des conglomérats polygéniques et des volcanites alcalines du Groupe de Timiskaming (~2680 à 2669 Ma, Goutier *et al.*, 2009) et le conglomérat protérozoïque du Groupe de Cobalt (figure 1).

Le Groupe de Blake River (GBR) est associé au dernier épisode de mise en place des grands ensembles de volcanites sous-marines de l'Abitibi (épisode 8, figure 2 de l'introduction du livret-guide). La structure du Blake River peut être

représentée par l'image simplifiée d'un sombrero écrasé N-S où les unités anciennes affleurent à l'extérieur et au centre alors que les unités plus jeunes se trouvent entre les deux.

Les roches volcanoclastiques intermédiaires à mafiques ont fait l'objet d'une caractérisation volcanologique et géochimique dans le cadre du projet IGC-3 Abitibi de la Commission géologique du Canada, mené conjointement avec le Plan cuivre du MRNF. Ces roches sont localement associées et/ou constituent l'unité encaissante de SMV importants tels que LaRonde Penna et Bouchard-Hébert, et peuvent contribuer à une meilleure compréhension de l'architecture volcanique du GBR. Une des questions clés abordées dans cette étude est de déterminer l'origine des principales unités volcanoclastiques du GBR et d'établir leur relation stratigraphique. Le lecteur est référé à Ross *et al.* (2009) ainsi que Goutier *et al.* (2007), Ross *et al.* (2007, 2008a, 2008b, sous presse), et Mercier-Langevin *et al.* (2008) pour une vue d'ensemble des roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires du GBR. Les principales unités investiguées pour la partie québécoise du GBR sont : le tuf de D'Alembert, le tuf scoriacé de Bousquet, l'unité de Stadacona, ainsi que les roches volcanoclastiques des secteurs de Monsabrais, du lac Duparquet et du lac Labyrinthe. En Ontario, les roches volcanoclastiques du canton de Tannahill ont notamment été touchées (Ross *et al.*, sous presse). Durant cette excursion, nous visiterons seulement l'unité volcanoclastique de Stadacona (arrêt 2).

Historiquement, le GBR a été divisé en cycles, en sous-groupes, en unités stratigraphiques ou en épisodes de caldera (Monecke *et al.*, 2009, ce volume). La figure 1 présente le GBR selon quatre épisodes : les deux premiers sont rattachés au Blake River inférieur (2704 à 2699,3 Ma), tandis que les deux épisodes suivants appartiennent au Blake River supérieur (2699,3 à 2695 Ma). Ces divisions se base sur une quarantaine de datations isotopiques U-Pb de haute précision (McNicoll *et al.*, en préparation) qui ont permis d'établir l'âge des principales unités du GBR et de ses SMV (figure 2).

Le premier épisode (2704 à 2701,8 Ma) est associé à la mise en place d'une unité basale tholéiitique de basalte et de rhyolite, interprétée comme une plaine de laves sous-marines sur laquelle les autres unités vont se développer. Les basaltes tholéiitiques de cet épisode se trouvent en grande partie au pourtour du GBR (formations de Rouyn-Pelletier, arrêt 1 et d'Hébecourt, arrêt 8; *Lower Blake River* en Ontario). La Formation de Horne contenant le gisement géant de sulfures massifs aurifères Horne est contemporaine à cet

épisode (arrêt 14). Elle est caractérisée par un empilement de volcanoclastites felsiques et de faciès proximaux associés à des événements volcaniques (Monecke *et al.*, 2009, ce volume). Une datation récente d'une rhyolite localisée au sud des gisements de SMV de Magusi et de Fabie a permis d'identifier une nouvelle bande felsique du même âge (figure 1).

Le second épisode (2701,8 à 2699,3 Ma) est caractérisé par un important volcanisme bimodal dans la partie centrale du GBR (Formation de Duprat-Montbray, arrêts 5 et 6) et par la mise en place de grands plutons synvolcaniques (Pluton de Flavrian, arrêt 4; Pluton de Powell; Tonalite porphyrique de Fabie). Cet ensemble peut être interprété comme un grand volcan bouclier avec plusieurs centres felsiques contemporains (arrêt 13). Cet épisode marque aussi vraisemblablement le début du volcanisme d'affinité transitionnelle de la Formation de Renault-Dufresnoy dans la région de Monsabrais. Ce dernier est caractérisé par une abondance de laves porphyriques à phénocristaux de plagioclase, de volcanoclastites de diverses origines et de volcanites très vésiculaires. Au sud de Rouyn-Noranda, le volcanisme tholéitique associé à la plaine de laves de l'épisode 1, se poursuit (arrêt 3). Sur ces laves, se dépose également une importante séquence de volcanoclastites mafiques sous-marines, en partie d'origine pyroclastique (unité de Stadacona, arrêt 2). Les gisements de SMV de Quemont et d'Aldermac sont associés à cet épisode (McNicoll *et al.*, en préparation).

Le troisième épisode (2699,3 à 2696,7 Ma) constitue la période la plus prolifique pour la formation des gisements de SMV du Groupe de Blake River. Elle comprend les SMV de la séquence des mines de la Formation de Noranda (Amulet, Millenbach, Norbec, Waite, etc.; arrêts 9, 10, 11 et 12). Cette unité représente un environnement de volcanisme bimodal, coïncé dans une structure d'effondrement bordée par les failles NE, de Hunter Creek et de Beauchastel (figure 1; Gibson et Watkinson, 1990). Cette période comprend aussi les SMV aurifères du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL; Bousquet 1, Bousquet 2-Dumagami, Westwood et LaRonde Penna) encaissés dans la Formation de Bousquet qui est caractérisée par des laves et des volcanoclastites intermédiaires à felsiques (Mercier-Langevin *et al.*, 2009, ce volume). Une partie importante de la Formation de Renault-Dufresnoy s'est formée durant cet épisode dans la région de Cléricky, tout comme les volcanites du canton de Ben Nevis en Ontario (voir Pélouquin *et al.*, 2008), ainsi que le Pluton de Mooshla dans le camp minier de DBL et les gabbros de Montbray, de Dufresnoy (arrêt 12) et de Dufault (McNicoll, inédit).

Les volcanites felsiques du quatrième épisode (2696,7 à 2695 Ma) sont abondantes dans la demi-est du Groupe de Blake River. Elles comprennent plusieurs unités de rhyolite sphérolitique d'affinité tholéitique au sommet des formations de Noranda et de Renault-Dufresnoy (membre supérieur de Fish-roe; rhyolite de Cyprus; rhyolites des collines de Cléricky; rhyolite supérieure de Mobrùn, arrêt 7) et plusieurs plutons felsiques (Pluton de Monsabrais; Pluton

tonalitique de Cléricky). Cette activité tholéitique s'exprime dans la partie ouest de la région par la mise en place du pluton gabbroïque de R.M. Nickel (McNicoll, inédit). Les résultats préliminaires d'une datation isotopique de la rhyolite intercalée à la base du tuf de D'Alembert indiquent que cette unité s'est formée durant cet épisode (McNicoll, inédit). Sur une base stratigraphique, géochimique et géochronologique, on ne peut donc corréler les unités de Stadacona et de D'Alembert (voir aussi Ross *et al.*, 2007 et 2008b). Finalement, les deux gisements SMV de la mine Bouchard-Hébert, ainsi que celui de Canagau en Ontario, se sont également formés pendant cet épisode (Pélouquin *et al.*, 2008; McNicoll, en préparation).

Le Groupe de Blake River résulte d'une succession de séquences volcaniques sous-marines, certaines étant parfois fort similaires et d'autres très différentes (faciès et affinité géochimique). Ceci démontre que dans une même région, plusieurs sources magmatiques peuvent cohabiter et ne suivent pas nécessairement une simple évolution d'affinité tholéitique à calco-alcaline. Les quatre épisodes du GBR contiennent au moins un gisement important de SMV. Ceux-ci sont distribués selon un intervalle d'environ 2 Ma. Les SMV aurifères ne sont pas restreints à un seul épisode. Plusieurs secteurs ont été peu étudiés ou explorés, en raison du manque d'affleurements ou d'un accès difficile. L'ensemble de ces caractéristiques fait en sorte que le Groupe de Blake River demeure l'une des unités géologiques les plus favorables pour la découverte de gisements de SMV et de SMV aurifères.

Arrêt 1 - Laves basaltiques sous-marines du parc Lapointe (UTM, NAD 83, zone 17, 648180 m E, 5343080 m N)

Les affleurements situés près du parc Lapointe dans la ville de Rouyn-Noranda sont composés d'une succession de coulées de laves basaltiques sous-marines, peu déformées et peu métamorphosées (figure 3). Ces affleurements, ainsi que ceux plus à l'ouest, ont permis à Dimroth *et al.* (1976 et 1978) de documenter les changements de faciès des coulées mafiques. Les coulées de ce secteur sont orientées WNW, avec un pendage abrupt et avec une polarité stratigraphique vers le nord. Elles sont constituées de faciès massif, coussiné et bréchiq ue où il est possible d'observer des changements verticaux et latéraux entre les faciès. Le relief des affleurements permet de voir l'attitude de ces faciès en trois dimensions. Des filons-couches de gabbro sont intercalés dans cette séquence volcanique.

Ces roches sont typiques des unités tholéitiques constituant la base du Groupe de Blake River (premier et second épisode). Une analyse géochimique de cet affleurement reflète très bien la signature tholéitique (46,7 % SiO₂; 9,1 % MgO; Zr/Y, 33/14,3 = 2,3; La/Yb, 1,74/1,49 = 1,16, Mercier-Langevin, inédit). Cette séquence volcanique est interprétée comme une plaine de laves sous-marines (Dimroth *et al.*, 1976 et 1982).

Arrêt 2 - Unité volcanoclastique de Stadacona (UTM, NAD 83, zone 17, 649092 m E, 5342135 m N)

L'unité de Stadacona (Ross *et al.*, 2007 et 2008b) est située au centre de la Formation de Rouyn-Pelletier (figure 2). Elle est stratigraphiquement au-dessus d'une séquence de basalte tholéïitique et du Membre inférieur de Fish-roe qui a été daté à $2700,6 \pm 1,6$ (Lafrance *et al.*, 2005). Elle s'est donc formée durant le deuxième épisode volcanique du Groupe de Blake River ($2701,8$ à $2699,3$ Ma).

Les roches de ce secteur possèdent généralement des pendages modérés à abrupts vers le nord avec une polarité stratigraphique normale. L'unité de Stadacona s'étend sur près de 10 km latéralement (E-W) et sur environ 1 km dans une direction N-S. L'épaisseur vraie est moindre puisque localement le pendage des strates atteint 20° (ex. lac Pelletier; Gilbert, 1986). Une schistosité est souvent développée. Les roches volcaniques mafiques situées au sud et au nord de l'unité volcanoclastique sont typiquement coussinées (Wilson, 1941; Goodwin *et al.*, 1972; Dimroth *et al.*, 1975; Ross *et al.*, 2008b) confirmant une mise en place sous l'eau.

L'unité de Stadacona se compose de roches volcanoclastiques de composition mafique, d'affinité tholéïitique et mal triées (granulométrie variant de cendres fines à celle du bloc). Les cristaux de plagioclase sont abondants dans la fraction fine ainsi que dans les blocs. Ces derniers sont constitués principalement de fragments de roches volcaniques de composition mafique à intermédiaire, typiquement subarrondis à subanguleux et dont le plus gros fait 82 cm de diamètre. La vésicularité de certains fragments peut atteindre $\sim 30\%$. La chlorite, le carbonate et plus rarement l'épidote remplissent les amygdales et envahissent en partie la matrice entre les blocs. Dans la matrice la concentration de pyrite disséminée peut atteindre quelques pour cent. Près du sommet de l'unité, on trouve également des fragments felsiques ainsi que des cristaux de quartz, probablement dérivés de la désagrégation de ces fragments.

L'épaisseur des lits varie de quelques centimètres à plus de 10 m. Plusieurs montrent un granoclassement normal bien que du granoclassement inverse peut être observé à la base de certains bancs épais. Les lits plus minces sont généralement laminés (laminations parallèles) et l'un d'eux, situé dans la partie supérieure de la séquence, montre des laminations obliques.

L'unité de Stadacona semble avoir été mise en place par des courants de densité, en milieu marin profond. Compte tenu de sa grande épaisseur et de sa composition à dominance mafique, riche en cristaux de feldspath, nous présumons que ces courants furent alimentés par des éruptions explosives sous-marines reliées à un magma porphyrique mafique. Comme il n'existe pas d'évidence de rétention de chaleur, nous suggérons que l'eau était le fluide interstitiel entre les fragments pendant le transport dans les courants de densité. Certains courants sont devenus suffisamment dilués pour former des turbidites classiques.

Immédiatement au nord de l'unité de Stadacona, on remarque une mince unité felsique à phénocristaux de quartz,

massive à bréchique. La proportion de matériel felsique dans l'unité de Stadacona augmente à l'approche du contact, suggérant un volcanisme felsique et mafique plus ou moins contemporain vers la fin des éruptions.

Le grand affleurement visité, décrit par Ross *et al.* (2008b), expose une section de 118 m dans la partie inférieure de l'unité de Stadacona, en comptant un niveau de lave intercalé et la dilution par des intrusions mafiques (figure 4). Dimroth et Rocheleau (1979) avaient présenté moins de 20 m de la séquence à leur arrêt III-9. La polarité vers le nord peut être confirmée par la forme des coussins dans les laves et les granoclassements normaux dans les tufs. Les pendages sont d'environ 80° vers le nord.

L'intervalle 14-33,5 m de la section principale étant mal exposé, une section secondaire vers l'ouest est utilisée pour montrer une intercalation lenticulaire de lave coussinée et de brèche de coussins dans les roches volcanoclastiques. Dans ces brèches, les fragments montrent une bordure figée, ce qui n'est pas le cas des autres dépôts fragmentaires de cet affleurement. Nous n'envisageons pas de relation génétique entre cette lave lenticulaire et les volcanoclastes; il s'agit plutôt d'un exemple d'interruption de l'activité volcanique explosive. La séquence volcanique est diluée par 34 m d'intrusions gabbroïques à dioritiques, d'affinité transitionnelle. Il s'agit principalement de filons-couches ou de dykes à faible angle, mis en place en plusieurs générations.

Arrêt 3 - Coulées mafiques et intermédiaires variolitiques (UTM, NAD 83, zone 17, 648756 m E, 5340425 m N)

L'arrêt 3 se situe dans la partie sud de la Formation de Rouyn-Pelletier (figure 2). L'affleurement visité est stratigraphiquement en dessous du Membre inférieur de Fish-roe daté à $2700,6 \pm 1,6$ Ma (Lafrance *et al.*, 2005). Ces laves tholéïitiques se sont formées durant le second épisode et sont contemporaines au volcanisme bimodal de la partie centrale du Groupe de Blake River datée en plusieurs endroits à 2701 Ma (McNicoll *et al.*, en préparation).

La texture variolitique est commune dans les roches volcaniques de la Sous-province de l'Abitibi. Dans la région de Rouyn-Noranda, les unités variolitiques se trouvent à l'intérieur des grandes séquences tholéïitiques périphériques (Hébécourt, Rouyn-Pelletier et *Lower Blake River* en Ontario) permettant de définir des unités repères (Gélinas *et al.*, 1977a; Dimroth *et al.*, 1982; Goutier, 1997). Ces roches ont des âges similaires (2703 à 2701 Ma) et peuvent être corrélées entre elles. Dans la région de Cléricky, on en trouve aussi localement dans la partie supérieure du Groupe de Blake River, reflétant une activité volcanique d'affinité tholéïitique.

La texture variolitique est caractérisée par la présence de petites sphérolites blanches en relief positif (varioles), d'un diamètre variant de 1 mm à 5 cm et typiquement de 4 à 10 mm. Dans les coulées coussinées, les varioles sont bien développées dans la bordure des coussins et deviennent coalescentes vers le cœur. Plus les coussins sont gros et les bordures épaisses, plus les varioles sont grosses et bien développées. Elles sont rares dans les laves massives. L'arrêt 3

permet d'observer une lave coussinée avec une texture variolitique très bien développée, et de grands coussins avec une bordure épaisse (figure 5).

La texture variolitique, observée aux arrêts 3 et 8, est interprétée comme le produit d'un refroidissement très rapide associé à un phénomène de trempe. La différence importante entre une lave coussinée ordinaire et une autre à texture variolitique est que les textures dendritiques sont présentes jusqu'au cœur même des coussins. Il est commun d'observer des cristaux aciculaires de pyroxène en bordure des grandes varioles (figures 3 de Gélinas *et al.*, 1977b et de Fowler *et al.*, 1987). Ceci pourrait résulter d'une cristallisation fractionnée partielle avec pour résultat un cœur plus felsique et des bordures plus mafiques et expliquer la chloritisation plus prononcée de la bordure des coussins par l'abondance de minéraux mafiques métastables. Le métamorphisme plus prononcé de la partie sud du Groupe de Blake River (et de l'arrêt 3 notamment), au faciès des schistes verts, accentue le contraste de couleur entre la matrice et les varioles.

Plusieurs phénomènes peuvent être responsables de la formation de la texture variolitique : altération, dévitrification, cristallisation sphérolitique. Comme le résultat des divers processus possibles est similaire à l'échelle mégascopique, il est très difficile de distinguer sur le terrain si les varioles sont d'origine primaire ou secondaire. Dans plusieurs cas, les varioles représentent simplement un changement de couleur superposé à la texture primaire, à la suite soit de la dévitrification, soit de l'altération. Les varioles peuvent également résulter d'une chloritisation hétérogène de la bordure des coussins; dans ce cas, les varioles représentent les portions moins altérées de la roche. Ceci explique l'effet de « coalescence » observé dans le cœur des coussins.

Dans les secteurs où la déformation est faible, les varioles sont sphériques. Leur forme et leur diamètre moyen en font d'excellents objets pour quantifier la déformation. En déterminant les ratios des axes X/Y et Y/Z des varioles, il est possible de déterminer les secteurs où domine l'aplatissement versus l'étirement. Les travaux de Côté (inédit, 1975) indiquent une augmentation substantielle de l'étirement des varioles vers le sud, en s'approchant de la Faille de Cadillac. Les mesures de la forme des varioles dans la partie nord du Groupe de Blake River indiquent aussi un étirement important vers la Faille de Porcupine-Destor (Goutier, inédit).

Arrêt 4 - Trondhjémite du Pluton de Flavrian (UTM, NAD 83, zone 17, 636513 m E, 5348252 m N)

Le Pluton de Flavrian, synvolcanique au Groupe de Blake River, est la plus grande intrusion (7 km sur 12 km) de la région (figure 1). Elle se présente en partie sous la forme d'un filon-couche, moyennement incliné vers l'ENE. Les trondhjémites et les tonalites constituent les lithologies dominantes du pluton avec, à la périphérie, une faible proportion de gabbro quartzifère et de phases hybrides qui sont un mélange hétérogène de gabbro quartzifère, de tonalite

et de trondhjémite (Goldie, 1976 et 1978; Perreault *et al.*, 1987; Paradis *et al.*, 1988). Ces trondhjémites et les phases gabbroïques et dioritiques ont une composition similaire aux roches volcaniques adjacentes, suggérant que ce pluton est comagmatique avec les laves (Paradis *et al.*, 1988).

La trondhjémite constitue l'unité la plus répandue du Pluton de Flavrian. Son aspect et sa granulométrie (1 à 7 mm) sont variables. Elle est composée de plagioclase (albite ou oligoclase), de 20 % ou plus de quartz, 10 % ou moins de feldspath potassique et 10 % ou moins de minéraux ferromagnésiens (rares clinopyroxènes primaires et actinote-hornblende métamorphique; Allen et Goldie, 1978). L'arrêt 4 permet de voir un exemple de cette trondhjémite. Cet affleurement représente probablement le site d'échantillonnage du Pluton de Flavrian daté à 2700,8 ± 2,6/-1,0 Ma par Mortensen (1993). Cette datation permet d'associer cette phase avec le second épisode volcanique du Blake River (2701,8 à 2699,3 Ma). Goldie (1976) et Gibson (1989) ont observé une relation de recoupement entre la partie est du pluton et les volcanites de la séquence des mines, indiquant ainsi qu'il y a une phase plus jeune ou contemporaine aux volcanites du troisième épisode (2699,3 à 2696,7 Ma).

Arrêt 5 - Cheminée d'altération volcanogène de la Zone 3 d'Inmont (Robb-Montbray) (UTM, NAD 83, zone 17, 624014 m E, 5351930 m N)

Le gîte Inmont, connu également sous le nom de Robb-Montbray, présente l'un des meilleurs exemples de minéralisation Cu-Au de type SMV dans la partie ouest du Groupe de Blake River. Ce gîte d'accès facile est bien exposé sur une série de décapages localisés en bordure du chemin forestier reliant Évain à Arntfield (figure 6). Il consiste en deux corridors rouillés d'orientation NW-SE encaissés dans une rhyolite. Au nord, la Zone 2 a été reconnue sur une longueur de 460 m et une épaisseur de 180 à 315 m. De 90 à 300 m plus au sud, les zones 1 et 3 forment un autre corridor d'environ 760 m de long et de 90 à 150 m de large. Ces deux dernières zones sont séparées par un dyke de gabbro-diorite. La Zone 3 représente le secteur le plus intéressant du point de vue économique et sera l'objet de cette visite. Cette zone est exposée sur un affleurement à l'ouest de la route, près du chantier ouvert et maintenant sécurisé par une clôture. Le puits n'est plus visible, mais était localisé à l'est de la route où sont maintenant entassés les débris minéralisés.

Le gîte Inmont a été découvert en 1925 par J. M. Robb pour le compte de la compagnie Quebec Prospector. Entre 1926 et 1928, la Nipissing Mining poursuit les travaux d'exploration et entreprend le fonçage d'un puits de 165 m et le développement de cinq niveaux afin d'évaluer le potentiel économique de la Zone 3. À cette occasion, un amas d'environ 5 kg riche en or natif (2,3 kg) et en tellurures est mis au jour dans une monterie reliant le premier (125 pieds, 38 m) et le second niveau (225 pieds, 69 m) de la mine. Cet amas forme une masse aplatie d'environ 1,8 m de long sur 0,9 m à 1,2 m de large et sur 2,5 m à 5 cm d'épaisseur le long

d'un plan de glissement subvertical (Peacock et Thompson, 1946). La minéralogie de cet amas est complexe avec la présence de plusieurs espèces de tellurure, notamment la montbrayite ((Au, Sb)₂Te₃) et la frobergite (FeTe₂) dont la localité type est précisément le gîte Inmont.

Les résultats s'avérant plutôt décourageants, les travaux de développement se terminent en 1929. La propriété est reprise en 1934 par la Robb Montbray Mine qui dénoie la mine et extrait 1360 t de minerai à une teneur de 6,5 % Cu, 8,23 g/t Au et 17,14 g/t Ag (Tremblay, 1982 et 1987). Ce minerai provient essentiellement d'une lentille minéralisée en chalcopryrite d'environ 9 m de long par 0,9 m d'épaisseur s'étendant de la surface jusqu'au niveau 125 pieds (38 m). Une partie de cette lentille est encore visible sur l'affleurement exposant la Zone 3 près du chantier ouvert et délimité par une clôture. La propriété est abandonnée par la suite. Entre 1951 et 1962, la Inmont Copper Mines effectue divers travaux de forage et de géophysique. La mine est de nouveau dénoyée en 1960 afin de permettre une campagne de forages souterrains. De 1978 à 1980, Newmont Exploration et Goldfield réalisent des travaux de cartographie géologique, de géophysique au sol et en forage et des sondages. Les derniers travaux dans le secteur (principalement des sondages et des levés géophysiques au sol et en forages) ont été faits par la co-entreprise SEM Mazarin-SEM Dufresnoy-Corporation Teck, entre 1987 et 1991. Les travaux effectués comprennent de la cartographie géologique, des sondages et de la géophysique au sol et en forage. Un calcul de réserves effectué à la suite de ces travaux par Roche Groupe Conseil a estimé des ressources de 124 231 t à une teneur de 1,65 % Cu et 4,57 g/t Au pour la Zone 3 (Nantel et Du Tremblay, 1988).

Les zones minéralisées du gîte Inmont sont encaissées dans la rhyolite de Montbray, une unité lenticulaire de rhyolites principalement bréchiques (faciès de lobes et brèches et coulées de masse), généralement aphyriques, accompagnées de rares coulées de rhyolites massives. Cette unité fait au plus 1500 m d'épaisseur et représente un centre felsique important dans la partie ouest du Groupe de Blake River. Ces laves d'affinité transitionnelle sont interstratifiées avec des andésites et quelques niveaux d'exhalites formant une séquence volcanique bimodale N-S à pendage variable (25 à 90°) vers l'est. Cette séquence coupée au sud par la Faille du Ruisseau Chasseur, une structure ENE d'importance régionale qui présente un mouvement apparent senestre d'ordre hectométrique. La rhyolite de Montbray est traversée par un couloir d'altération discordant NE-SW reconnu sur une épaisseur de 150 m et une distance d'au moins un kilomètre. Cette zone englobe les zones 1, 2 et 3 et se matérialise par un lessivage en sodium et un gain en magnésium typiques des systèmes volcanogènes (Bernier, 1990).

Arrêt 6 - Sulfures massifs de l'indice Yvanex (UTM, NAD 83, zone 17, 622488 m E, 5352814 m N)

L'indice Yvanex représente une autre minéralisation de type SMV associée à la rhyolite de Montbray. Contrairement à Inmont toutefois, cette zone est formée d'un niveau

d'exhalite localisé au contact de la rhyolite et de l'unité d'andésite sus-jacente. De plus, cette exhalite présente toutes les évidences d'un remaniement par une coulée de débris.

L'indice Yvanex a été découvert en 1973 à la suite d'un forage effectué par Yvanex Developments pour tester une anomalie INPUT identifiée sur le levé régional du MRN. Le dépôt mis au jour à la suite d'une campagne de 30 sondages s'avère toutefois trop petit et trop pauvre pour être économique. La propriété est reprise par Newmont Exploration en 1978-1980 qui effectue des travaux de cartographie géologique, de la géophysique et des forages (Stewart et Baldwin, 1982). Deux petites lentilles minéralisées subéconomiques sont délimitées avec des ressources d'environ 218 600 t à une teneur de 0,5 % Cu, 1,54 % Zn, 0,34 g/t Au et 10,97 g/t Ag. La zone est retracée en surface et décapée au printemps 1979. C. J. Meleskie réalise également un projet de fin d'études sur la géologie de ce décapage (Meleskie, 1980). En 1986-1987, Getty Ressources effectue quelques forages sur l'indice (Titano, 1987).

Le niveau d'exhalite exposé sur l'affleurement visité repose sur une brèche et des tufs à blocs rhyolitiques faiblement altérés et minéralisés en pyrite (figure 7). Les fragments sont anguleux et présentent souvent une auréole lessivée. La rhyolite est traversée de dykes felsiques ENE, centimétriques à métriques, et chloritisés.

L'exhalite mesure de 2 à 3 m d'épaisseur et est orientée NNE avec un pendage modéré vers l'est. Elle consiste principalement en lits décimétriques de mudrocks et de mudrocks laminés riches en pyrite. Des lits de conglomérat et de brèche à fragments isolés et de conglomérat à fragments jointifs sont interstratifiés dans les mudrocks. Les fragments de mudrock, de chert, de sulfures et de roches volcaniques felsiques sont alignés selon la fabrique principale. Les gros fragments arrondis du conglomérat à fragments jointifs montrent une faible imbrication. Les fragments felsiques sont généralement arrondis et parfois ponceux. Les lits de mudrock présentent plusieurs évidences de déformation synsédimentaire, tels des plissements, des lits convolutés ou disloqués et des structures de boudinage (*pinch and swell*). La déformation régionale, matérialisée par le plissement isoclinal et le développement d'un clivage, se superpose à ces structures primaires. Parmi les sulfures, la pyrite domine avec des quantités mineures de chalcopryrite et de sphalérite.

L'exhalite est surmontée d'un mince niveau de tuf andésitique et d'une coulée massive d'andésite amygdalaire et faiblement porphyrique à phénocristaux de plagioclase. Le contact entre l'exhalite et l'andésite est coupé et déplacé par une faille fragile ENE à mouvement normal dextre.

Ce niveau sulfuré est interprété comme une coulée de débris chenalisée ayant remobilisé un niveau d'exhalite en position instable le long de la pente de l'édifice volcanique. Ce dépôt est toutefois très local, l'exhalite présentant latéralement et en profondeur un aspect lité non remanié. Elle est suivie en forage le long du contact rhyolite-andésite sur quelques kilomètres vers le nord jusqu'à l'indice Piché et au-delà, et est recoupée au sud par une faille ENE.

Arrêt 7 - Rhyolite supérieure de Mobrún (UTM, NAD83, zone 17, 655840 m E, 5361503 m N)

Les SMV de la mine Bouchard-Hébert (lentille principale, anciennement la mine Mobrún et lentille 1100) sont situés dans la partie est du Groupe de Blake River, à 18 km au NE de Rouyn-Noranda (figure 1). Ces gisements étaient considérés comme les plus jeunes du Groupe de Blake River (Spence et de Rosen-Spence, 1975; Riopel *et al.*, 1995; Gibson et Galley, 2007) sur une base stratigraphique, mais sans datation pour le confirmer. La séquence encaissante de ces gisements est située au sommet de la Formation de Reneault-Dufresnoy. Elle est recouverte en paraconcordance par les turbidites de la Formation de la Rivière Dufresnoy appartenant au Groupe de Kewagama (Goutier, 1997; Ross *et al.*, 2007).

L'arrêt 7 correspond à un affleurement qui est le site d'une nouvelle datation permettant d'établir l'âge des gisements du secteur (McNicoll *et al.*, en préparation). L'affleurement est situé à 630 m à l'ESE de l'ancien chevalement de la mine Bouchard-Hébert (figure 8). C'est un petit affleurement de 7 m sur 16 m, composé d'une rhyolite à grains fins avec de rares phénocristaux de quartz (0,5 à 1 mm de diamètre), à faciès massif et bréchiq. La rhyolite est affectée par une bonne foliation et par une altération en séricite, en quartz et en carbonate. Cette rhyolite est nommée, de façon informelle, la rhyolite supérieure de Mobrún. Elle représente l'extension latérale du mur de la lentille principale (à 500 m du centre du gisement) et est située stratigraphiquement à 300 m au-dessus de la lentille 1100. C'est un équivalent de l'unité 14 de Caumartin et Caillé (1990) ou de la lentille massive de l'unité 6 de Riopel *et al.* (1995).

Cette rhyolite a été datée à 2696 Ma (McNicoll *et al.*, en préparation). Ceci confirme que les lentilles principale et 1100 sont les plus jeunes gisements de SMV du Groupe de Blake River et elles sont issues du quatrième épisode volcanique.

Arrêt 8 - Laves variolitiques d'Hébecourt (UTM, NAD 83, zone 17, 654635 m E, 5363940 m N)

Cet arrêt permet d'observer une texture variolitique dans une lave coussinée de la Formation d'Hébecourt et de discuter des corrélations entre les unités formées durant les deux premiers épisodes, à la base du Groupe de Blake River. Les affleurements de ce secteur ont été cartographiés durant les années 1990 à 1995. Cette cartographie a révélé que les unités variolitiques s'étendaient de la frontière de l'Ontario jusqu'au SE de Cléricky et que les niveaux de lave et de gabbro glomérophyriques à plagioclase s'étendaient du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde jusque dans la région de Destor et de Duparquet. Ces roches sont localement observées dans le canton de Marriott en Ontario (Jensen, 1978). Ceci permet de tracer la Formation d'Hébecourt sur une grande distance (Goutier, 1997; Lafrance *et al.*, 2005; Rogers *et al.*, soumis). Les roches de la Formation d'Hébecourt font partie de la coupe originale le long de la rivière Blake définissant le Groupe de Blake River (Gunning, 1937; Gunning et Ambrose, 1940). La Formation d'Hébecourt se

prolonge du côté ontarien où elle est connue sous le nom de *Lower Blake River* (Ayer *et al.*, 2005). Son épaisseur relative augmente à la suite d'imbrications structurales à vergence vers le nord. Ceci permet d'expliquer le maintien du faible métamorphisme régional, malgré une grande épaisseur, et la présence de volcanites datées à 2701 Ma, sous-jacentes aux rhyolites d'Hébecourt datées récemment à 2703 Ma et 2702 Ma (McNicoll *et al.*, en préparation).

L'arrêt 8 est situé sur une série d'affleurements situés du côté est de la route. C'est un ensemble de coulées massives et coussinées, orientées ESE, à pendage abrupt et à polarité stratigraphique vers le sud (figure 9). La texture variolitique est présente dans la bordure des coussins. Localement, il est possible d'observer des cristaux aciculaires de pyroxène de 2 cm de long. L'analyse de la partie centrale des laves coussinées a rendu une composition andésitique (figure 9c) et située dans le champ des tholéiites riches en magnésium (figure 9d). Les varioles montrent au microscope une très belle texture dendritique composée d'une intercroissance radiale et feutrée de plagioclase et de pyroxène.

L'affleurement 91-JG-1014 (UTM, NAD 83, zone 17, 618074 m E, 5375297 m N), situé à l'ouest de Duparquet et en bordure de la route, est un très bel exemple d'une lave coussinée, variolitique, à bordures épaisses, riche en hyaloclastites, peu déformée et peu métamorphisée. Cet affleurement permet de bien voir la forme allongée des tubes en trois dimensions.

Arrêt 9 - Sulfures massifs volcanogènes de Moosehead (UTM, NAD 83, zone 17, 642033 m E, 5352774 m N)

Les arrêts 9 à 12 sont situés au nord de Rouyn-Noranda où se trouve le plus grand nombre de SMV du Groupe de Blake River (figure 10; tableau 1). Cette région a fait l'objet de nombreuses études géologiques (p. ex. Spence et de Rosen-Spence, 1975; Gibson et Watkinson, 1990; Gibson et Galley, 2007) et de nombreux livrets-guides à cause de la qualité de l'exposition des affleurements et de l'importance économique liée aux gisements de SMV de ce secteur. Elle est caractérisée par des pendages à 30° vers l'Est et le NE. Dans la partie nord, les SMV sont situés en bordure de dômes rhyolitiques (ex. Waite, Old Waite, Norbec), tandis qu'au sud plusieurs SMV se trouvent entre les coulées andésitiques (ex. Amulet A, Amulet C, Bluff). Les SMV de cette région se trouvent le long de plusieurs niveaux repères caractérisés par la présence d'exhalites, d'épaisseur centimétrique, marquant une pose dans l'épanchement des volcanites.

L'arrêt 9 se situe sur l'indice Moosehead, découvert en 1925 par prospection. Il présente les principales caractéristiques d'un système volcanogène de type Noranda en un seul affleurement de 80 m (voir la figure 10 de Watkinson, 1990). Du nord au sud, cet affleurement expose, de la base au sommet de la séquence : 1) le membre supérieur d'Amulet; 2) le niveau exhalatif « Contact C »; et 3) l'Andésite de Millenbach. À cet endroit, l'andésite du membre supérieur d'Amulet a été complètement altérée par les fluides volcanogènes proximaux et sous-jacents au niveau exhalatif. Elle

a été affectée par le métamorphisme de contact du Pluton du lac Dufault qui a transformé la roche en « dalmatianite » qui est composée de cristaux d'anthophyllite et de porphyroblastes de cordiérite, remplacés par de la séricite, de la biotite et de la chlorite (Spence, 1976). L'exhalite du Contact C se trouve à la base de l'affleurement et consiste en un niveau centimétrique de lamines de chert et de pyrite et d'un petit amas décimétrique de sphalérite, de magnétite et de chalcopyrite. Ce niveau se poursuit sur 8 km où il contient les gisements de SMV d'Amulet C et F. Cet ensemble est recouvert par une coulée massive à sommet coussiné, nettement moins altérée (épidote, quartz et biotite), de l'Andésite de Millenbach. Un dyke felsique et des dykes mafiques recourent le tout.

Arrêt 10 - Exhalite d'Amulet A inférieur
(UTM, NAD 83, zone 17, 642886 m E, 5352578 m N)

Cet arrêt est l'occasion d'observer l'une des très belles expositions d'exhalite, celle d'Amulet A inférieur, aussi connue comme *the Main Contact* ou *the Mine Contact*. C'est un niveau centimétrique de chert avec de fines lamines de pyrite, moulant la surface de la lave coussinée de l'Andésite de Millenbach. Cette exhalite rejoint en profondeur celle du Contact C au gisement de SMV de Millenbach (figure 10).

Arrêt 11 - Dacite porphyrique du lac Turcotte
(UTM, NAD 83, zone 17, 642727 m E, 5351861 m N)

Les roches volcaniques felsiques du Groupe de Blake River sont difficiles à dater par la méthode U-Pb à cause de la petite taille des zircons et de leur faible teneur en U. Plusieurs tentatives pour dater les volcanites de la séquence des mines ont échoué (Mortensen, 1987, 1993; Machado, communication personnelle, 1990; Vaillancourt, 1996; McNicoll *et al.*, en préparation). Ceci inclut trois récents échantillons : deux échantillons de la Rhyolite de Waite (262 et 282 ppm Zr) et un échantillon de la Rhyolite de Northwest (256 ppm Zr).

La dacite porphyrique du lac Turcotte est une petite lentille felsique située au-dessus de l'exhalite d'Amulet A inférieur, entre les andésites de Millenbach et d'Amulet (figure 10). C'est une coulée massive à phénocristaux de quartz et de feldspath (7 %, 1 mm), avec un peu de brèche et quelques laminations d'écoulement. Elle représenterait un équivalent stratigraphique de la Rhyolite porphyrique de Millenbach (Knuckey *et al.*, 1982). Cet affleurement avait fait l'objet d'une datation isotopique U-Pb par Vaillancourt (1996), sans résultat concluant, mais contenait des zircons. Un second échantillon a été prélevé et daté à 2698,5 ± 2,0 Ma (David *et al.*, 2006). Une réanalyse en 2008 par J. David des zircons restants du second échantillon a confirmé un âge de 2698,3 Ma avec plus grande précision (McNicoll *et al.*, en préparation). Les SMV de la séquence des mines se sont formés durant le troisième épisode et sont contemporains à ceux de la Formation de Bousquet.

Arrêt 12 - Gabbro de Dufresnoy (UTM, NAD 83, zone 17, 644544 m E, 5351905 m N)

Les roches du Groupe de Blake River sont coupées par de nombreux dykes et filons-couches, de composition mafique à intermédiaire. Certains sont d'épaisseur métrique et d'autres d'épaisseur kilométrique. Wilson (1941) avait décrit les intrusions de la région au nord de Rouyn-Noranda comme des diorites quartzifères, un nom qui est resté sur de nombreuses cartes par la suite. Il s'agit en fait de vrais gabbros métamorphisés avec un peu de quartz interstitiel (Thurston *et al.*, 2008). Certaines intrusions comprennent aussi des phases dioritiques et granophyriques (Kuiper *et al.*, 2008). Une série de datations par V. McNicoll (inédit) a été effectuée sur ces dykes pour pouvoir comparer leur mise en place par rapport à celle des volcanites. Trois datations indiquent que les gabbros de Montbray, de Dufresnoy et de Dufault se sont mis en place durant le troisième épisode (2699,3 à 2696,7 Ma).

L'arrêt 12 se situe au site de l'échantillon de datation isotopique U-Pb du Gabbro de Dufresnoy. Le gabbro est à grains moyens à grossiers. Il contient des amas centimétriques de phase mafique pegmatitique. C'est une intrusion à multiples injections mafiques (Thurston *et al.*, travaux en cours). Ce gabbro coupe à faible angle la séquence des mines et les unités encaissantes des SMV de cette région (figure 10). La nouvelle datation à 2698 Ma de ce gabbro indique un laps de temps relativement court entre la mise en place des volcanites et des gabbros. Cet arrêt permet aussi d'avoir une vue sur la partie nord de la séquence des mines, sur l'attitude des strates et des filons-couches et sur le secteur du lac Dufault.

Arrêt 13 - Rhyolites et volcanoclastites felsiques de Quemont (UTM, NAD 83, zone 17, 647237 m E, 5347355 m N)

Si le temps le permet, nous visiterons le grand affleurement de la colline de Quemont faisant partie du plus grand édifice felsique du Groupe de Blake River (figure 1). Cet édifice est composé d'une succession de coulées rhyolitiques (aphyriques et porphyriques), de volcanoclastites felsiques, de nombreux dykes felsiques nourriciers et de coulées mafiques (Dimroth et Rocheleau, 1979; Gélinas, carte inédite; Monecke *et al.*, 2009, ce volume). On trouve à la base de cet édifice, le Pluton de Powell qui représente l'ancienne chambre magmatique. Cet édifice est plissé en un grand synclinal, plongeant fortement vers l'ENE et bordé par les failles ENE de Beauchastel et de Horne Creek. La faille de Horne Creek a joué en premier en chevauchement avec une vergence vers le sud. Les strates et cette faille ont été redressées par la suite, puis les failles de Beauchastel et de Horne Creek ont accommodé un mouvement de rotation lors du basculement du grand synclinal vers l'ENE.

Deux nouvelles datations de McNicoll *et al.* (en préparation) permettent d'établir l'âge de cet édifice : la rhyolite de la Pump House, à 2700,3 Ma et le Pluton de Powell, à

2700,1 Ma. Ces roches se sont formées durant le deuxième épisode volcanique. La géochronologie et la géochimie (travaux en cours) montrent que les séquences Horne et Quemont sont différentes, ce qui pourrait suggérer que les gisements de SMV riches en or Horne et Quemont résultent d'événements hydrothermaux distincts.

Arrêt 14 - Volcanoclastites felsiques de Horne (UTM, NAD 83, zone 17, 646513 m E, 5346323 m N)

Si le temps le permet, le sommet de l'unité West Zone de la Formation de Horne sera visité (figure 11). Plusieurs portions de cette grande zone d'affleurements ont été nettoyées au jet de sable en 2008 pour enlever la croûte d'altération formée depuis le décapage de 1985 et permettant ainsi de cartographier les faciès en détail. Une description et une carte de cet affleurement sont fournies dans Monecke *et al.* (2008; 2009, ce volume). Bien que la roche semble peu déformée et peu métamorphisée, du grenat est présent dans cet affleurement.

Références

- ALLEN, J.M. – GOLDIE, R., 1978 – Coexisting amphiboles from Noranda area, Quebec: extension of the actinolite-hornblende miscibility gap to iron-rich bulk compositions. *American Mineralogist*; volume 63, pages 205-209.
- 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.
- BANCROFT, W.L., 1987 – Banky's books. Noranda Exploration Compagny Ltd.
- BARRETT, T.J. – MACLEAN, W.H., 1991 – Chemical, mass, and oxygen isotope changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 86, pages 406-414.
- BERNIER, C., 1990 – Travaux d'exploration, cartographie autonome 1990, propriété Inmont. Société d'Exploration Minière Mazarin : Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 50549, 59 pages et 8 plans.
- BERTRAND, P., 1990 – Central Mine Sequence stratigraphy Field Trip. *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: Excursion Guidebook*, Rouyn-Noranda, Sullivan, J. R., Côté, R., *et al.*, editors. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; pages 27-39.
- BOLDY, J., 1968 – Geological observations on the Delbridge massive sulphide deposit. *Canadian Mining and Metallurgical Bulletin*; volume 61, pages 1045-1054.
- BOUDREAULT, A., 1981 – Rapport de la campagne d'exploration 1980, projet Halliwell. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 36876, 164 pages, 24 plans.
- CATTALANI, S. – BARRETT, T.J. – MACLEAN, W.H. – HOY, L. – HUBERT, C. – FOX, J.S., 1993 – Métallogénèse des gisements Horne et Quemont (région de Rouyn-Noranda). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 90-07, 121 pages.
- CATTALANI, S. – MACLEAN, W.H. – SHRIVER, N. – BARRETT, T.J. – HOY, L., 1994 – Géologie et géochimie du gisement Norbec, Région de Rouyn-Noranda. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 92-01, 47 pages.
- CATTALANI, S. – BARRETT, T.J. – CHARTRAND, F., 1995 – Géologie et géochimie du gisement d'Aldermac (région de Rouyn-Noranda). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 90-13, 85 pages.
- CAUMARTIN C., – CAILLÉ, M.-F., 1990 – Volcanic stratigraphy and structure of the Mobern mine. The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration, Rive, M., Verpaelst, P., Gagnon, Y., Lulin, L.M., Riverin, G., and Simard, A., eds. Canadian Institute of Mining Metallurgy; Special Volume 43, page 133-142.
- DAVID, J. – DION, C. – GOUTIER, J. – ROY, P. – BANDYAYERA, D. – LEGAULT, M. – RHÉAUME, P., 2006 – Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; rapport RP-2006-04, 22 pages.
- DAVIS, D.W., 2002 – U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec: Constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*; volume 115, pages 97-117.
- DIMROTH, E. – ROCHELEAU, M., 1979 – Volcanologie et sédimentologie dans la région de Rouyn-Noranda, Québec. Rencontre conjointe de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada (Québec 1979), livret-guide de l'excursion A1, 205 pages.
- DIMROTH, E. – CÔTÉ, R. – PROVOST, G. – ROCHELEAU, M. – TASSÉ, N. – TRUDEL, P., 1975. Third progress report on the stratigraphy, volcanology, sedimentology and structure of Rouyn-Noranda area, counties of Rouyn-Noranda, Abitibi-west and Temiskamingue. Ministère des Richesses naturelles; DP 300, 64 pages.
- DIMROTH, E. – LAROUCHE, C. – TRUDEL, P., 1976 – Fifth progress report on volcanological and sedimentological work in Rouyn-Noranda area. Ministère des Richesses naturelles; DP-500, 38 pages et une figure hors-texte.
- DIMROTH, E. – COUSINEAU, P. – LEDUC, M. – SANSCHAGRIN, Y., 1978 – Structure and organisation of Archean basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of the Earth Sciences*; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*; volume 19, pages 1729-1758.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – 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.
- DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – HANNINGTON, M. – LAFRANCE, B. – GOSSELIN, G. – GOSSELIN, P., 2007 – The LaRonde Penna World-Class Au-Rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Abitibi, Québec: Mineralogy and Geochemistry of Alteration and Implications for Genesis and Exploration. *Economic Geology*; volume 102, pages 633-666.
- FOWLER, A.D. – JENSEN, L.S. – PÉLOQUIN, A.S., 1987 – Varioles in Archean basalts: Products of spherulitic crystallisation. *Canadian Mineralogist*; volume 25, pages 275-289.

- GÉLINAS, L. – BROOKS, C. – PERREAULT, G. – CARIGNAN, J. – TRUDEL, P. – GRASSO, P., 1977a – Chemo-stratigraphic divisions within the Abitibi volcanic belt, Rouyn-Noranda district, Quebec. *In: Volcanic Regimes in Canada*. Edited by W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall. The Geological Association of Canada; special paper number 16, pages 210-230.
- GÉLINAS, L. – BROOKS, C. – TRZCIENSKI, W.E., 1977b – Archean variolites and the hypothesis of quench immiscible liquids reexamined: a reply to criticisms. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 14, pages 2945-2958.
- GIBSON, H.L., 1989 – The Mine Sequence of the Central Noranda volcanic complex: geology, alteration, massive sulphide deposits, and volcanological reconstruction. Carleton University, Ottawa; thèse de doctorat, 715 pages.
- GIBSON, H.L. – GALLEY, A.G., 2007 – Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of the Archean, Noranda district, Quebec. *In: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, Goodfellow, W. D., editor. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication No. 5, pages 533-552.
- GIBSON, H.L., – WATKINSON, D.H., 1990 – Volcanogenic massive sulfide deposits of the Noranda Cauldron and shield Volcano, Quebec. *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt: A summary of 60 years of mining exploration*, Rive, M., Verpaest, P., Gagnon, Y., Lulin, J.-M., Riverin, G., and Simard, A., eds. Canadian Institute of Mining and Metallurgy; Special Volume 43, pages 119-132.
- GILBERT, M., 1986 – Géologie du groupe volcanique de Blake River dans la région du lac Pelletier, ceinture de l'Abitibi. Université de Montréal / École Polytechnique de Montréal; mémoire de maîtrise, 94 pages.
- GOLDIE, R., 1976 – The Flaurian and Powell Plutons, Noranda area, Quebec. Queen's University, Kingston, Ontario; thèse de doctorat, 356 pages.
- GOLDIE, R., 1978 – Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 132-144.
- GOODWIN, A.M. – RIDLER, R.H. – ANNELLS, R.N. – BRIGGS, D.N. – NALDRETT, A.J. – SPENCE, A., – SPENCE, C.D., 1972 – Volcanisme précambrien des régions de Noranda-Kirkland Lake-Timmins-Michipocoten et Mamainse Point, provinces de Québec et d'Ontario; XXI^{vi}ème Congrès géologique international, excursion A40-C40, Montréal, Québec.
- GOUTIER, J., 1997 – Géologie de la région de Destor. Ministère des Ressources naturelles du Québec; rapport RG 96-13, 37 pages.
- GOUTIER, J. – MONECKE, T. – ROSS, P.-S. – DION, C., 2007 – Volcanoclastites du Groupe de Blake River et implications pour les SMV, Excursion conjointe Plan Cuivre (MRNF) – Initiative Géoscientifique Ciblée-3 Abitibi (CGC), Rouyn-Noranda, 18 septembre 2007, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, GM 63072, 22 pages.
- GOUTIER, J. – MCNICOLL, V. – DION, C. – LAFRANCE, B. – LEGAULT, M. – ROSS, P.-S. – MERCIER-LANGEVIN, P. – CHENG, L.-Z. – KEMP, E. – AYER, J., 2009 – L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-3 sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River. Abitibi cuivre 2009, résumé de conférence.
- GUNNING, H.-C., 1937 – Région de Cadillac (Québec). Ministère des Mines et des Ressources, Commission géologique, Canada; mémoire 206, 86 pages.
- GUNNING, H.-C. – AMBROSE, J.W., 1940 – Malartic area, Quebec. Department of Mines and Resources, Geological Survey Canada; memoir 222, 142 pages.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural Resources, Division of Mines, Ontario; Miscellaneous paper 66, 22 pages.
- JENSEN, L.S., 1978 – Geology of Stoughton and Marriott Townships, District of Cochrane. Ontario Geological Survey; Report 173, 72 pages, une carte et une figure hors-texte.
- JOLLY, W.T., 1978 – Metamorphic history of the Archean Abitibi belt. *In: Metamorphism in the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada; Paper 78-10, pages 63-77.
- KNUCKEY, M.J. – COMBA, C.D.A. – RIVERIN, G., 1982 – Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. *In: Precambrian Sulphide Deposits*, H. S. Robinson Memorial Volume, R. W. Hutchinson, C. D. Spence and J. M. Franklin, eds. Geological Survey of Canada; Special paper 25, pages 255-295.
- KUIPER, D. – GOUTIER, J. – THURSTON, P.C. – MCNICOLL, V. – LEGAULT, M., 2008 – Three major differentiated intrusions cutting the Blake River Group, Abitibi Subprovince: Dufault, Séguin and Horseshoe gabbros. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; Résumés des conférences et des photoprésentations, abstracts of oral presentations and posters, DV 2008-06, page 103.
- LAMARCHE, R.Y. – DUQUETTE, G. – GOBEIL, A. – LATULIPPE, M. – MACINTOSH, J.A., 1978 – Rapport d'activités des géologues résidents pour l'année 1977. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV 578, 131 pages.
- LAFRANCE, B. – DAVIS, D.W. – GOUTIER, J. – MOORHEAD, J. – PILOTE, P. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – GALLEY, A. – MUELLER, W.U., 2005 – Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec; RP 2005-01, 15 pages.
- MCNICOLL, V. – GOUTIER, J. – DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DAVID, J. – ROSS, P.-S. – DION, C. – MONECKE, T. – PERCIVAL, J. – LEGAULT, M. – GIBSON H., en préparation. – New U-Pb geochronology from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Québec: implications for geological interpretations and base metal exploration.
- MELESKIE, C.J., 1980 – Geology of the Yvanex showing Montbray Township, Quebec. Carleton University, Ottawa, Ontario; projet de fin d'études, 77 pages.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M.D. – DAVIS, D.W. – LAFRANCE, B. – GOSSELIN, G., 2007 – The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geology and geochemistry: *Economic Geology*; volume 102, pages 585-609.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – ROSS, P.-S. – LAFRANCE, B. – DUBÉ, B., 2008 – Volcaniclastic rocks of the Bousquet scoriaceous tuff units north of the LaRonde Penna mine, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. Commission Géologique du Canada; Recherches en cours 2008-11, pages 1-19.
- MONECKE, T. – GIBSON, H. – DUBÉ, B. – LAURIN, J. – HANNINGTON, M.D. – MARTIN, L., 2008 – Geology and volcanic setting of the Horne deposit, Rouyn-Noranda, Quebec: Initial results of a new research project. Geological Survey of Canada; Current Research 2008-9, 16 pages.
- MORTENSEN, J.K., 1987 – Preliminary U-Pb zircon ages for volcanic and plutonic rocks of the Noranda-Lac Abitibi area,

- Abitibi Subprovince, Quebec. Geological Survey of Canada; Current research Part A, Paper 87-1a; pages 581-589.
- MORTENSEN, J.K., 1993 – U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 29-41.
- NANTEL, S. – DU TREMBLAY, G., 1988 – Étude d'avant-projet, projet Inmont Copper. Société d'Exploration Minière Mazarin: Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 47703, 73 pages et 7 plans.
- PARADIS, S. – LUDDEN, J. – GÉLINAS, L., 1988 – Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 25, pages 134-144.
- PEACOCK, M.A. – THOMPSON, R.M., 1946 – Montbrayite, a new gold telluride: American Mineralogist, volume 31, pages 515-526.
- PÉLOQUIN, A.S. – VERPAELST, P. – GOUTIER, J., 1996 – Le volcanisme du Groupe de Blake River. In: Métallogénie et évolution tectonique de la région de Rouyn-Noranda, édité par J.-F. Couture et J. Goutier. Ministère des Ressources naturelles; MB 96-06, pages 23-32.
- PÉLOQUIN, A.S. – PIERCEY, S.J. – HAMILTON, M.A., 2008 – The Ben Nevis volcanic complex, Ontario, Canada: part of the late volcanic phase of the Blake River Group, Abitibi Subprovince. Economic Geology; volume 103, pages 1219-1241.
- PERRAULT, G. – SABOURIN, L. – TRUDEL, P., 1987 – La teneur en or du Batholite de Flavrian, Rouyn-Noranda, Québec. Canadian Mineralogist; volume 25, pages 545-554.
- POWELL, W.G. – CARMICHAEL, D.M. – HODGSON, C.J., 1995 – Conditions and timing of metamorphism in the southern Abitibi greenstone belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 32, pages 787-805.
- RIOPEL, J. – HUBERT, C. – CATTALANI, S. – BARRETT, T.J. – HOY, L.D., 1995 – Gîtologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs Mobrùn, (district de Rouyn-Noranda). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 92-02, 142 pages.
- ROGERS, R. – ROSS, P.-S. – GOUTIER, J., LAFRANCE, B. – MERCIER-LANGEVIN, P., soumis – Étude volcanologique et métallogénique d'un segment de la Formation d'Hébécourt, Sous-province de l'Abitibi : résultats préliminaires. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; série RP.
- ROSEN-SPENCE, A.F., 1969 – Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 6, pages 1339-1345.
- ROSS, P.-S. – PERCIVAL, J.A. – MERCIER-LANGEVIN, P. – GOUTIER, J. – MCNICOLL, V.J., – DUBÉ, B., 2007- Intermediate to mafic volcanoclastic units in the peripheral Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: origin and implications for volcanogenic massive sulphide exploration. Commission Géologique du Canada; Recherches en cours, 2007-C3, pages 1-25.
- ROSS, P.-S. – GOUTIER, J. – MCNICOLL, V.J. – DUBÉ, B., 2008a – Volcanology and geochemistry of the Monsabrais area, Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: implications for volcanogenic massive sulphide exploration. Commission Géologique du Canada; Recherches en cours, 2008-1, pages 1-18.
- ROSS, P.-S. – GOUTIER, J. – PERCIVAL, J.A. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B., 2008b – New volcanological and geochemical observations from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: the D'Alembert tuff, the Stadacona unit, and surrounding lavas. Commission Géologique du Canada; Recherches en cours, 2008-17, pages 1-27.
- ROSS, P.-S. – GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – PERCIVAL, J. – LEGAULT, M. – GRUNSKY, E. – DUBÉ, B. – DION, C., 2009 – Roches volcanoclastiques mafiques à intermédiaires du Groupe de Blake River : implications pour l'architecture volcanique et l'exploration des SMV. Abitibi cuivre 2009; résumé de conférence.
- ROSS, P.-S. – GOUTIER, J. – LEGAULT, M. – GRUNSKY, E. – DUBÉ, B., sous presse – New volcanological and geochemical observations from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Ontario and Quebec: Tannahill Township and Lake Labyrinth. Commission Géologique du Canada, Recherches en cours.
- SPENCE, A. F., 1976 – Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Quebec. University of Toronto, Toronto, Ontario; Ph.D. thesis, 166 pages.
- SPENCE, C.D. – DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 – The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec. Economic Geology; volume 70, pages 90-101.
- STEWART, R.D. – BALDWIN, L.A., 1982 – Yvanex project summary report. Newmont Exploration of Canada Ltd. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 39386, 63 pages et 14 plans.
- THURSTON, P.C. – GOUTIER, J. – MCNICOLL, V. – LEGAULT, M., 2008 – Mafic dykes cutting the Blake River Group, Abitibi Subprovince. Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists, Society for Geology Applied to Mineral Deposits; abstract.
- TITARO, D., 1987 – Summary report on past work, exploration potential and the 1986/1987 exploration program on the Noranda property (NTS 32D/6) for Getty Resources Ltd. Getty Resources Ltd. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 46688, 401 pages et 5 plans.
- TREMBLAY, J.H., 1982 – Summary report on the Montbray Inmont Project conducted by Newmont Exploration of Canada Ltd. 1978-1980. Newmont Exploration of Canada. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 38586, 534 pages et 35 plans.
- TREMBLAY, J.H., 1987 – Report on the Inmont Property for La Société d'Exploration Minière Mazarin Inc. Société d'Exploration Minière Mazarin. Rapport statutaire déposé au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 47702, 51 pages et 4 plans.
- VAILLANCOURT, D., 1996 – Âges U-Pb des minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes dans le Groupe de Blake River des la Sous-province de l'Abitibi, Québec : Les sites d'Aldermac, Hébécourt et Millenbach. Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec; mémoire de maîtrise, 32 pages.
- WATKINSON, D.H., 1990 – Minerals deposits of Noranda, Quebec and Cobalt, Ontario [Field trip 4]. 8th IAGOD Symposium Field trip guidebook. Geological Survey of Canada; open file 2159, 52 pages.
- WILSON, M.E., 1941. Noranda district, Quebec. Department of Mines and Resources, Canada; Geological Survey, Memoir 229, 162 pages.

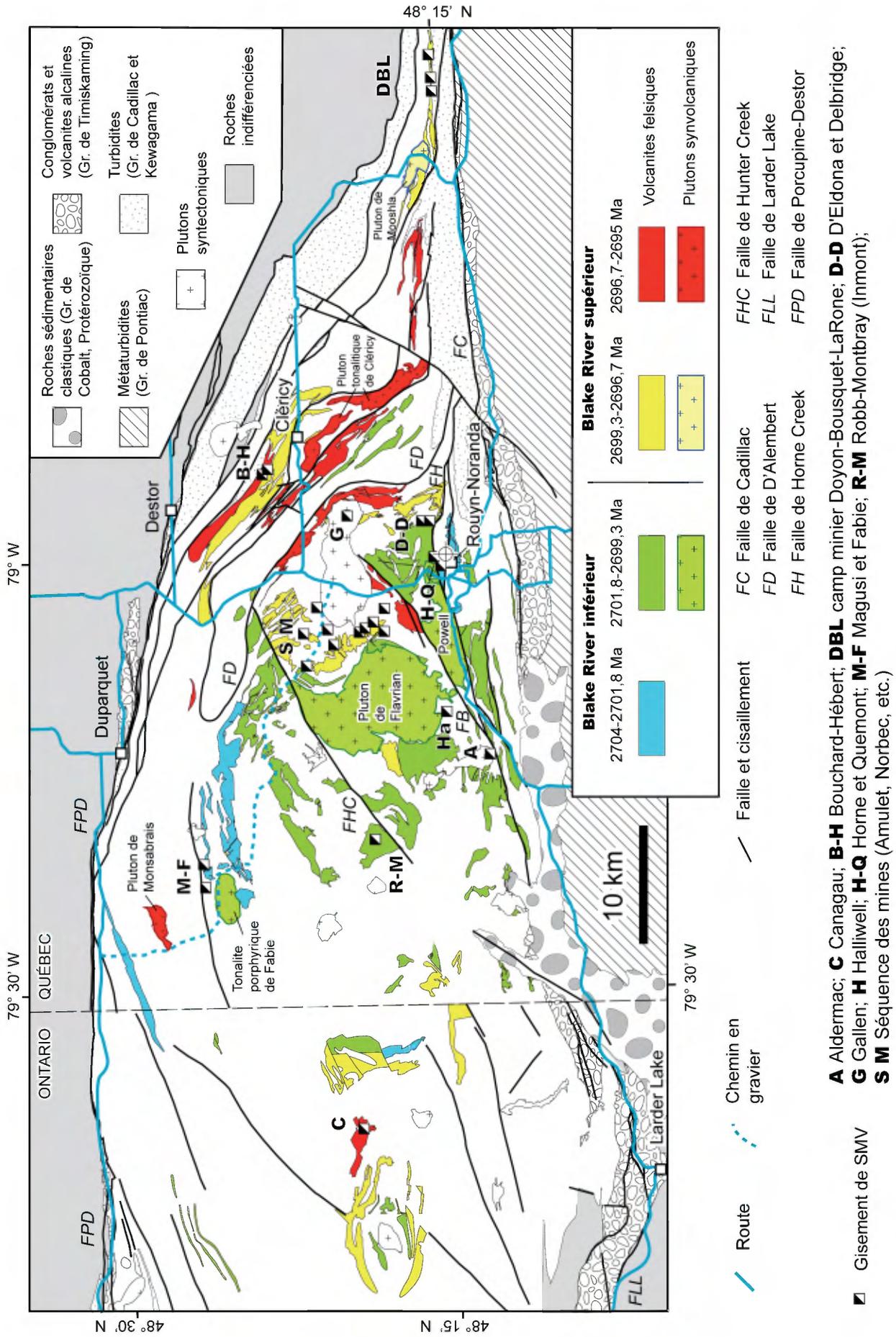


FIGURE 1 – Carte des roches volcaniques felsiques du Groupe de Blake River et des plutons synvolcaniques, divisés en quatre groupes d'âge sur la base des datations isotopiques U-Pb de McNicoll *et al.* (en préparation) et des travaux antérieurs. Localisation des grands secteurs de sulfures massifs volcanogènes du Groupe de Blake River présentés dans la tableau 1.

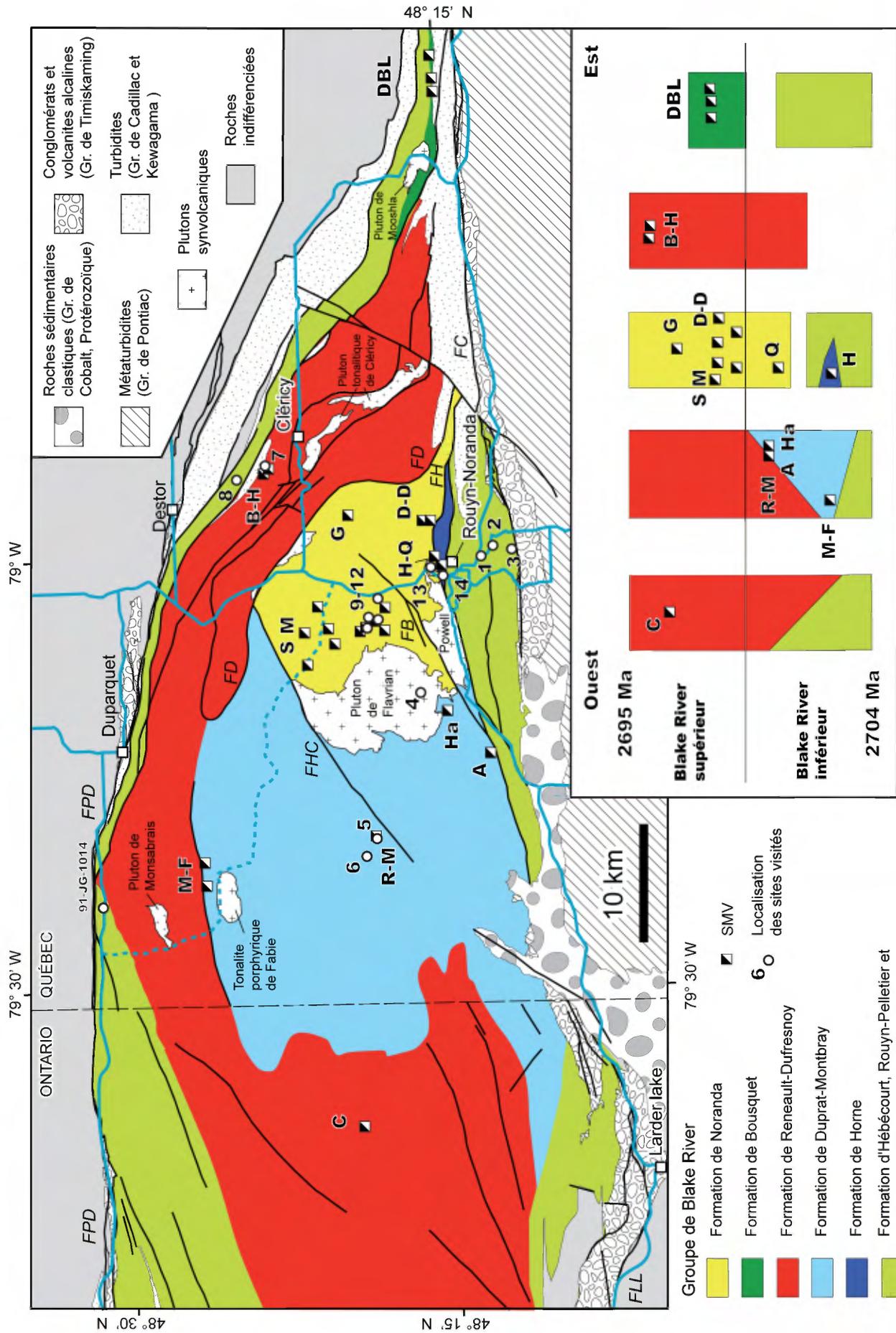


FIGURE 2 – Carte des formations du Groupe de Blake River, localisation des arrêts de l'excursion (cercle avec un chiffre) et colonnes stratigraphiques schématisant la distribution des SMV à travers le temps. Ces colonnes sont distribuées d'ouest en est et centrées sur les grands secteurs minéralisés (tableau 1). Voir la légende de la figure 1 pour les abréviations des noms des SMV et les symboles. La Formation d'Hébécourt forme la bande nord et la Formation de Rouyn-Pelletier se situe au sud de Rouyn-Noranda. Le Lower Blake River est l'équivalent indifférencié de ces deux unités du côté ontarien.

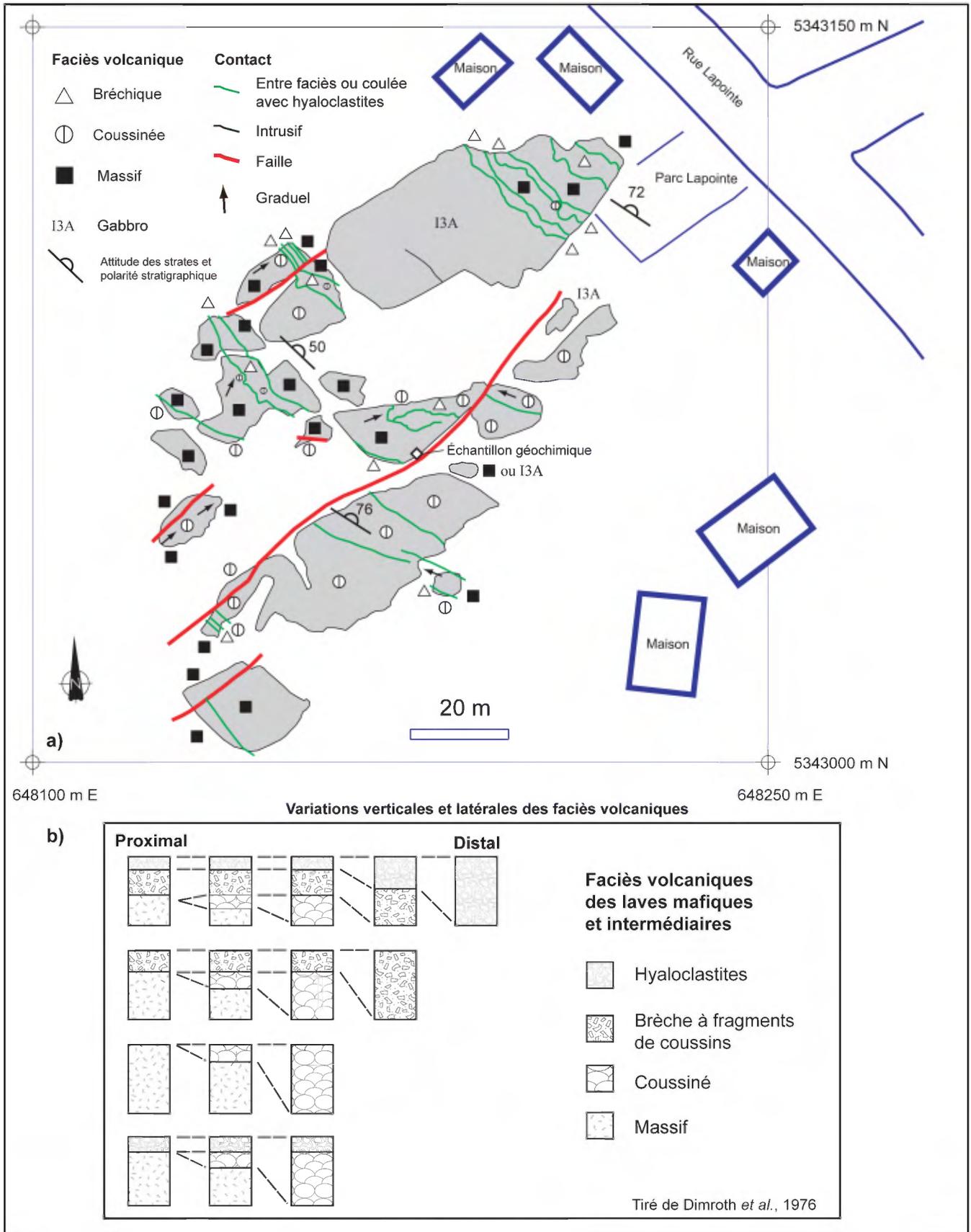


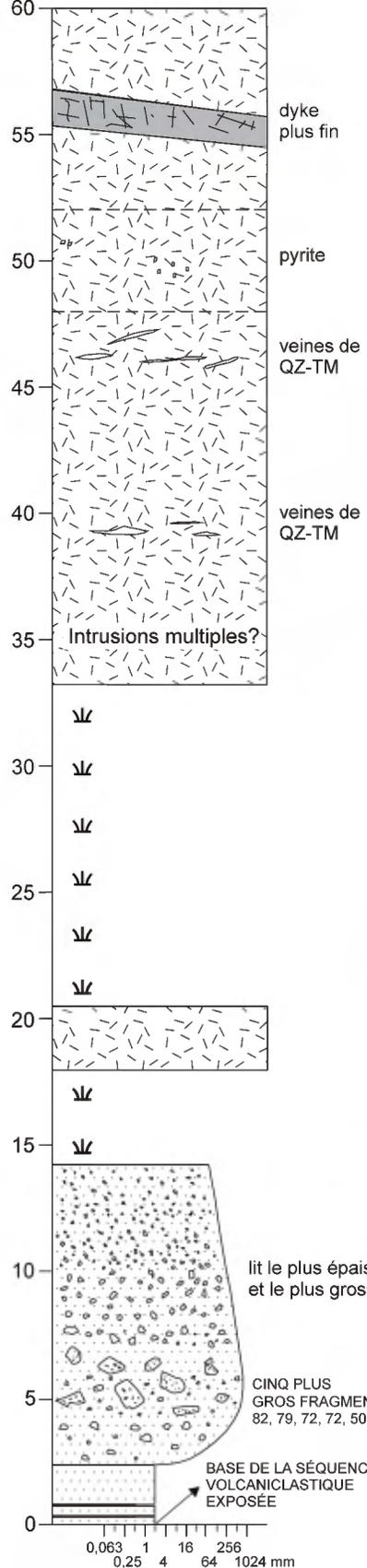
FIGURE 3 – Carte des faciès volcaniques des laves tholéitiques du parc Lapointe à Rouyn-Noranda (arrêt 1) et schéma illustrant les variations de faciès volcaniques des laves mafiques et intermédiaires. Coordonnées en UTM, NAD 83, zone 17.

UNITE
VOLCANOCLASTIQUE
DE STADACONA

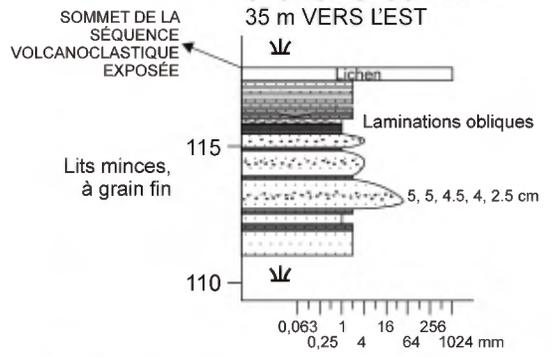
SECTION
STRATIGRAPHIQUE
PAR P.-S. ROSS



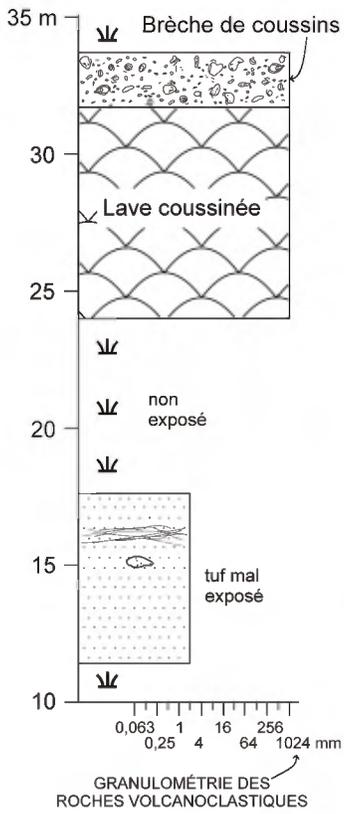
SECTION PRINCIPALE
(SUITE A DROITE)



SECTION SECONDAIRE
35 m VERS L'EST



SECTION SECONDAIRE
18,7 m VERS L'OUEST



SECTION PRINCIPALE
(SUITE)

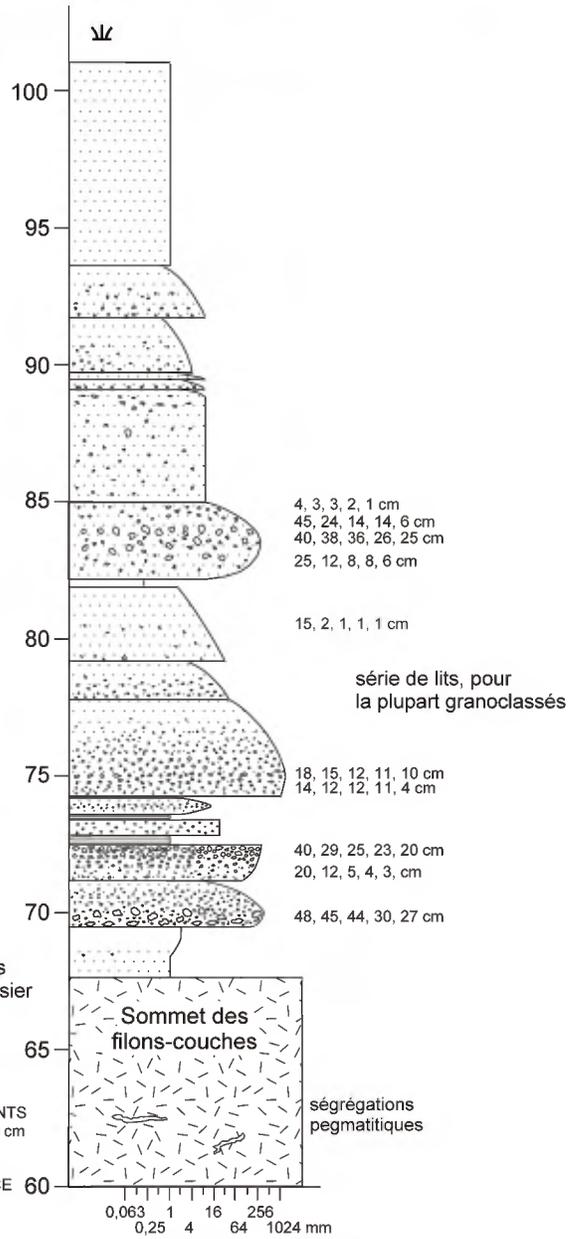


FIGURE 4 – Section stratigraphique de l’affleurement visité dans l’unité volcanoclastique de Stadacona (arrêt 2).

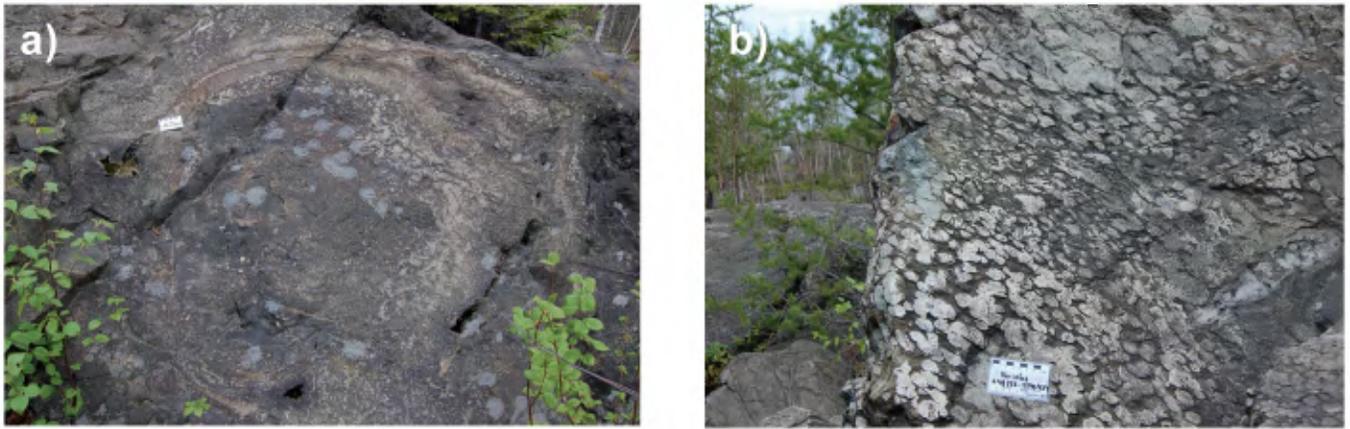


FIGURE 5 – a) Photo d'un grand coussin à bordure épaisse et à texture variolitique, commun dans certains niveaux de la Formation de Rouyn-Pelletier (arrêt 3) ; b) Vue rapprochée d'une bordure de coussin avec des grandes varioles, en partie coalescente (arrêt 3).

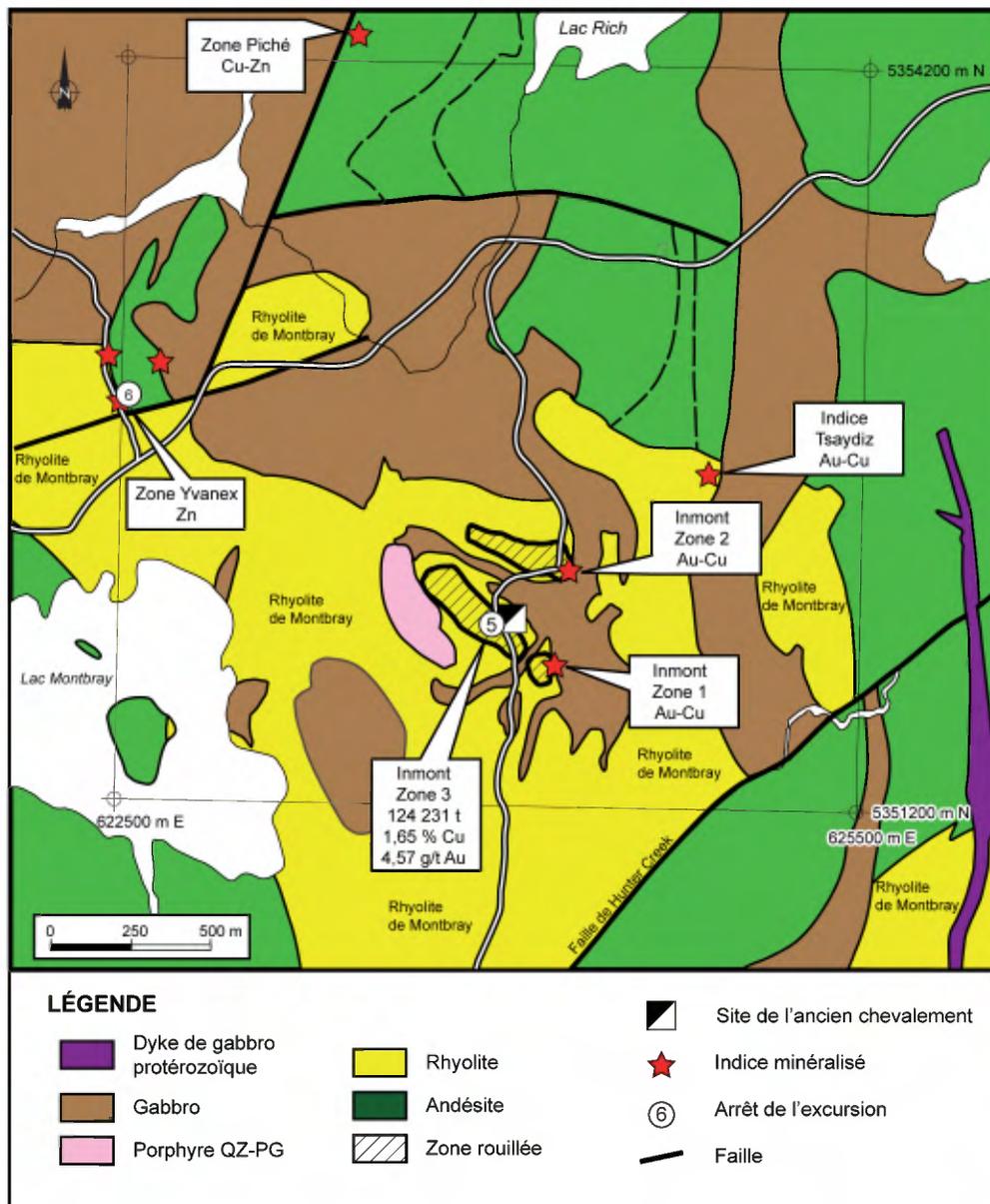


FIGURE 6 – Carte géologique de la région du lac Montbray illustrant la localisation des zones minéralisées du gîte Inmont (arrêt 5), également connu sous le nom de Ross-Montbray et de l'indice Yvanex (arrêt 6).

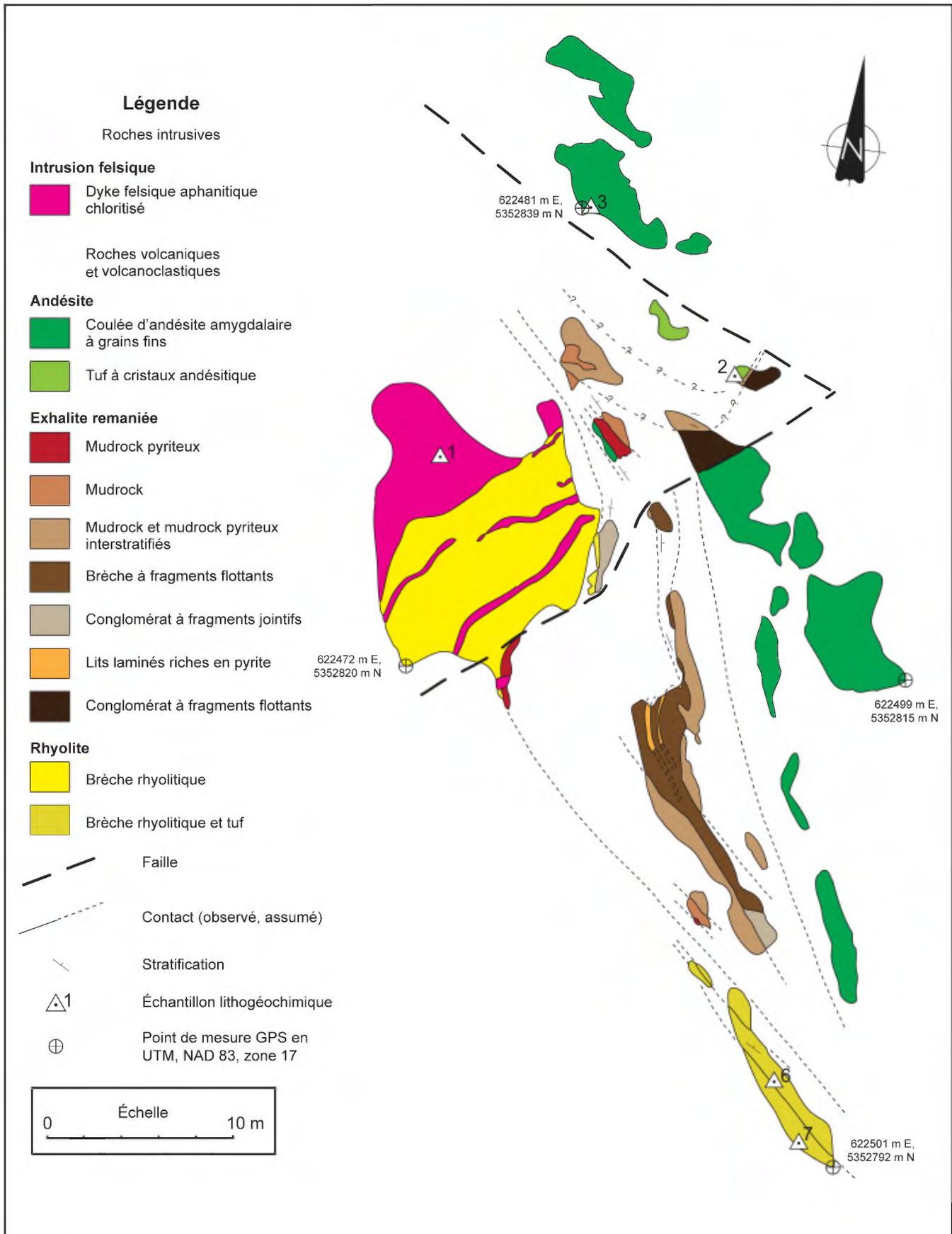


FIGURE 7 – Carte géologique détaillée de l'indice Yvanex (arrêt 6), tirée de Stewart et Baldwin (1982) et de Meleskie (1980).

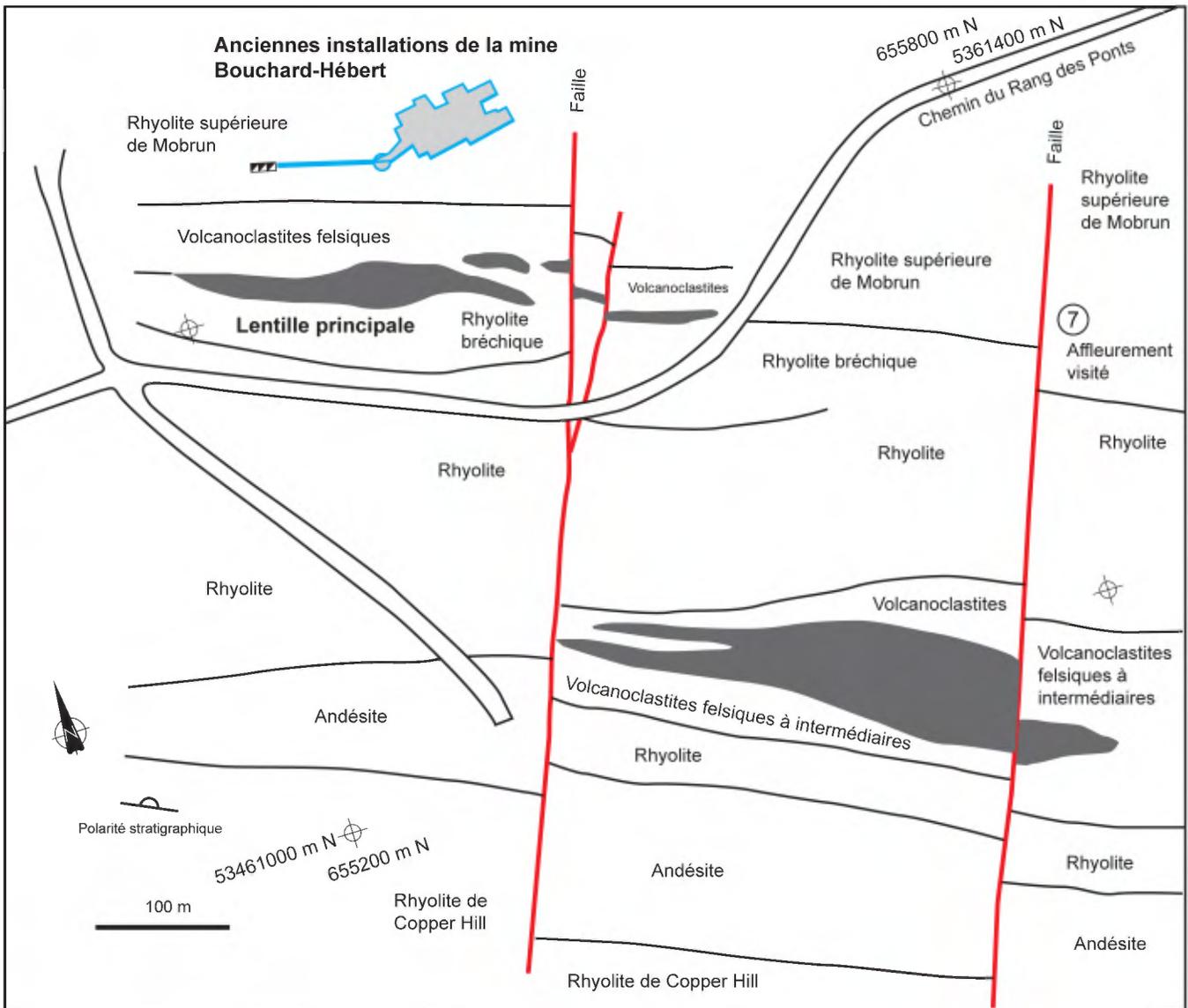


FIGURE 8 – Carte géologique illustrant la localisation de l’affleurement de la rhyolite supérieure de Mobrun (arrêt 7) en comparaison avec celle des lentilles principale et 1100 de la mine Bouchar-Hébert. Tirée de Riopel *et al.* (1995).

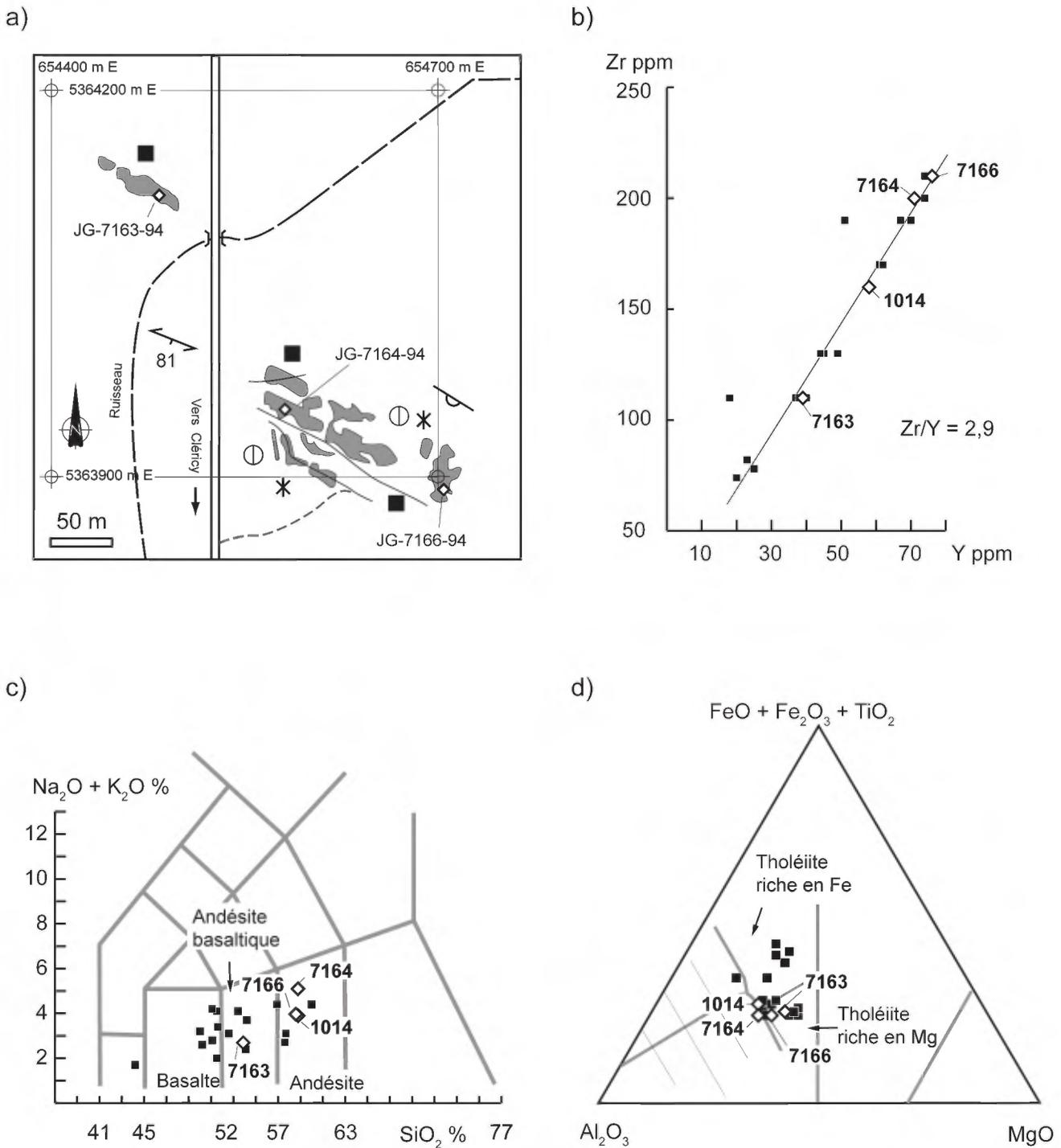


FIGURE 9 – a) Carte des affleurements, des faciès volcaniques et des échantillons de géochimie de l'arrêt 8; b) Diagramme du Zr versus l'Y des échantillons de volcanites mafiques et intermédiaires de la partie nord de la Formation d'Hébécourt, entre la frontière de l'Ontario et Cléry (données du SIGÉOM). Les carrés blancs représentent les échantillons associés à l'arrêt 8 ou à l'affleurement 91-JG-1014 plus à l'ouest; c) Diagramme de la somme des alcalis versus le SiO_2 illustrant la composition des laves de la Formation d'Hébécourt; d) Diagramme de Jensen (1976) illustrant l'affinité tholéiitique des laves de la Formation d'Hébécourt et l'affinité de tholéiite riche en magnésium pour les échantillons à texture variolitique du secteur de l'arrêt 8 et de l'affleurement 91-JG-1014.

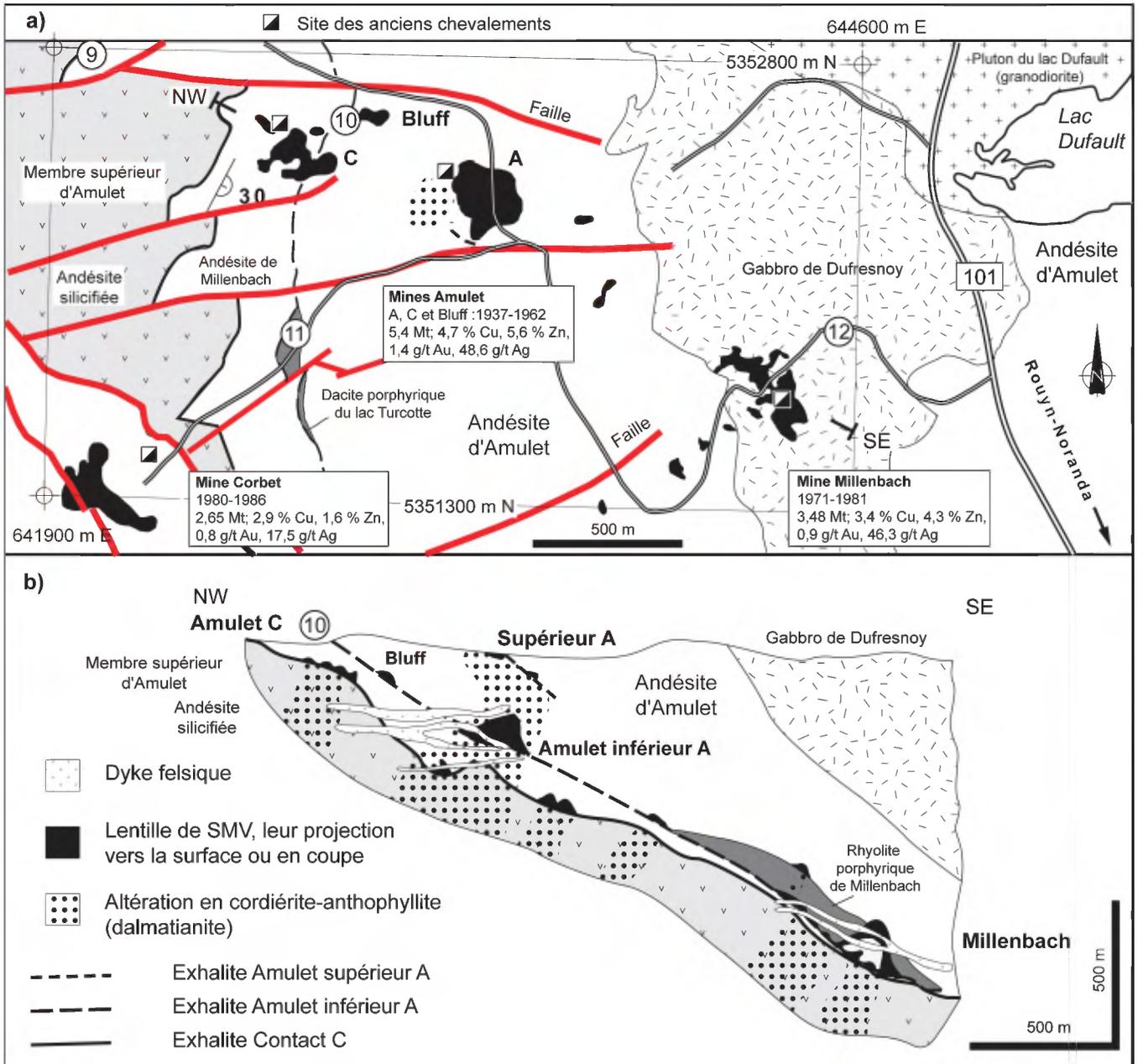


FIGURE 10 – a) Carte géologique de la région des mines Amulet, Millenbach et Corbet avec la localisation des arrêts 9, 10, 11 et 12 et de la coupe NW-SE. **b)** Coupe NW-SE à travers les roches encaissantes des gisements de SMV Amulet et Millenbach. Modifié de Knuckey *et al.* (1982), Gibson (1989), Bertrand (1990) et Péloquin *et al.* 1996.



FIGURE 11 – Photo d'une partie de la séquence de volcanoclastiques felsiques de Horne : lits granoclassés, laminations parallèles, banc contenant des fragments de SMV à pyrite. Partie nord de l'affleurement de la zone West (arrêt 14).

Tableau 1 - Production et teneurs des gisements de sulfures massifs volcanogènes du Groupe de Blake River.

	Gisement	tonnage million t métrique	Cu %	Zn %	Au g/t	Ag g/t	
M-F	Magusi	0,45	0,4	8,6	2,74	45,0	Ressources indiquées, site internet de First Metals, 2009
M-F	Magusi	0,83	3,1	0,5	0,38	42,3	Ressources indiquées, site internet de First Metals, 2009
M-F	Magusi	0,40	3,3	0,4	0,26	24,3	Ressources inférées, site internet de First Metals, 2009
M-F	Fabie	0,46	2,5		0,02	1,23	Production 2008, DV 2009-01
M-F	New Inesco	0,09	2,8				Production 1976-1977, Lamarche <i>et al.</i> , 1978
<hr/>							
A	Aldermac	1,87	1,7		0,2	6,5	Prod. 1933-1943, Cattalani <i>et al.</i> , 1995, ET 90-13
H	Halliwell	0,002			14,6		Prod. 1937-1938, Industrie min. et stat. du Québec 1938
H	Halliwell	0,035	1,7		11,1		Ressources, Boudreault, A. P., 1981, GM 36876
R-M	Inmont (Robb-Montbray)	0,001	6,5		8,2	17,1	Tremblay, 1982, 1987
<hr/>							
SM	Ansil	1,60	7,1	1,8	2,2	26,3	Prod. 1989-1993, DV 91-01 à DV 94-01
SM	Vauze*	0,36	3,1	2,2	0,7	30,8	Prod. 1961-1965, MRN, Opérations minières et dév.
SM	Norbec	4,60	2,6	3,9	0,7	43,8	Prod. 1964-1976, Cattalani <i>et al.</i> , 1994, ET 92-01
SM	East Waite	1,50	4,1	3,3	1,8	31,0	Prod. 1952-1961, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Old Waite	1,12	4,7	3,0	1,1	22,0	Prod. 1928-1930; 1937-1948, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Amulet F	0,27	3,4	8,6	0,3	46,3	Prod. 1930-1937; 1944-1962, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Amulet C	0,56	2,2	8,5	0,6	86,7	Prod. 1930-1953, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Amulet A	4,69	5,1	5,2	1,4	44,1	Prod. 1937-1962, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Upper A	0,18	2,3	6,1	2,0	46,0	Prod. 1937-1962, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Amulet A-11	0,44	3,6	2,4	0,7	22,0	Prod. 1956-1962, Gibson et Watkinson, 1990
SM	Millenbach	3,48	3,4	4,3	0,9	46,3	Prod. 1971-1981, Rapports des géologues résidents
SM	Corbet	2,65	2,9	1,6	0,8	17,5	Prod. 1979-1986, Rapports des géologues résidents
<hr/>							
Q-H	Quemont	13,82	1,3	2,4	5,5	30,9	Prod. 1949-1971, Bancroft, 1987
Q-H	Quemont	0,09	0,3	9,3	4,4	46,3	Prod. 2001, Projet Verglas, DV 2002-02
Q-H	Horne	53,70	2,2	0,2	6,1	13,0	Prod. 1927-1976, Cattalani <i>et al.</i> , 1993, ET 90-07
Q-H	Zones tunnel et H	0,04	1,1		3,4		Prod. 1994; DV 95-01
<hr/>							
D-D	D'Eldona	0,08	0,2	5,3	5,3	27,4	Prod. 1951-1952, The mining industry of the Province of QC
D-D	D'Eldona	0,08		7,7	5,3	62,4	Prod. 1950-1952, Boldy, 1968
D-D	Delbridge	0,37	0,6	9,7	2,8	109,5	Prod. 1969-1971, Rapport du géologue résident de R-N
<hr/>							
G	West MacDonald	0,94	0,0	3,0	0,05	1,4	Prod. 1955-1959, The mining industry of the Province of QC
G	Gallen	0,73	0,0	5,4	1,1	27,5	Prod. 1981-1985, Rapports des géologues résidents
G	Gallen	1,86	0,2	4,8	1,1	36,0	Prod. 1997-2000, DV 98-01, DV 99-01, DV 2000-01
<hr/>							
B-H	Bouchard-Hébert	9,58	0,8	4,9	1,4	43,4	Prod. 1995-2005, DV 2006-01
B-H	Mobrun	1,63	0,8	2,5	2,4	27,4	Prod. 1986-1992, DV 87-01 à DV 93-01
<hr/>							
camp DBL*		* production+réserves+ressources					
D-B-L	LaRonde Penna	67,04	0,3	0,2	3,98	45,3	Mercier-Langevin <i>et al.</i> , 2009, ce volume
D-B-L	Bousquet 2	8,22	0,7		8,6		Mercier-Langevin <i>et al.</i> , 2009, ce volume
D-B-L	Dumagami	7,33	0,7	0,1	6,8	19,5	Mercier-Langevin <i>et al.</i> , 2009, ce volume
D-B-L	Warrenmac	0,31	0,2	4,5	6,9	5,5	Mercier-Langevin <i>et al.</i> , 2009, ce volume

* Les données pour un même gisement peuvent différer d'une source à l'autre.
 Dans plusieurs cas, les données anciennes sont en tonne courte et en once par tonne courte.
 Dans quelques cas, les données anciennes correspondent à la teneur récupérée (post usinage).
 Mine Vauze, données incomplètes pour Zn, Au et Ag pour 1964 et 1965

1B

Les sulfures massifs volcanogènes géants du Groupe de Blake River : l'état des connaissances et les implications pour l'exploration Partie I - LaRonde Penna

P. Mercier-Langevin (CGC), T. Monecke (CSM), B. Dubé (CGC), H. Gibson (LU), M. Hannington (UO), V. McNicoll (CGC), J. Goutier (MRNF), G. Gosselin (MAE)

Introduction

La Sous-province de l'Abitibi (SPA) est caractérisée par une concentration importante de gisements de SMV de tailles et de styles de minéralisation et d'altération variables (ex. Chartrand et Cattalani, 1990). Six des dix épisodes volcaniques de la SPA sont associés à des gisements de SMV, indiquant une période favorable pour ce type de minéralisations qui s'étend sur environ 50 millions d'années (Mercier-Langevin *et al.*, 2008; 2009a).

Des 102 gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) se retrouvant dans la SPA : 1) deux peuvent être considérés comme super-géants (>150 Mt), soit Horne H&G + Zone 5 avec ~198 Mt et Kidd Creek avec ~183 Mt; 2) un peut être vu comme très grand (50-100 Mt) soit LaRonde Penna avec ~67 Mt; et 3) deux peuvent être jugés comme grands (25-50 Mt), Selbaie avec ~47 Mt et Mattagami Lake avec ~26 Mt. Également, neuf des gisements de SMV de la SPA sont riches en or. De ces neuf, sept se retrouvent dans le Groupe de Blake River (BRG), dont quatre représentent des gisements d'or de classe mondiale (>100 tonnes ou 3,2 millions d'onces d'or; Singer, 1995). Trois de ces gisements riches en or sont localisés dans le camp minier de Rouyn-Noranda (Horne, Quemont et Delbridge; figure 1) alors que les quatre autres font partie du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL)(LaRonde Penna, Bousquet 2-Dumagami, Bousquet 1 et Westwood-Warrenmac; figure 1). Horne (~330 t Au) et LaRonde Penna (~268 t Au) forment les deux plus importants gisements de SMV riches en or découverts dans le monde.

L'épisode volcanique 2704-2695 Ma auquel est associé le Groupe de Blake River est le huitième, et le plus fertile des épisodes en terme d'accumulation totale de métaux avec environ 365 Mt de minerai et 33 dépôts, dont les gisements Horne et LaRonde Penna. Les gisements de SMV associés à cet épisode sont concentrés dans les camps miniers de Rouyn-Noranda, de Doyon-Bousquet-LaRonde et de Kamiskotia, et ont été formés au cours de quatre épisodes volcaniques secondaires (Goutier *et al.*, 2009).

Les gisements de SMV du district de Rouyn-Noranda, spécialement ceux du camp central, définissent le modèle classique de SMV de type « Noranda » qui est caractérisé par des lentilles ou amas de sulfures formés à proximité de centres effusifs tholéitiques à transitionnels, au-dessus d'une zone discordante de filonnets de sulfures (ex. Franklin *et al.*,

1980). Ces filonnets sont associés à de minces zones discordantes de chlorite ferrifère bordées de chlorite magnésienne et de halos à séricite. L'altération est développée à proximité de dômes felsiques et le long de failles synvolcaniques dans des niveaux mafiques à intermédiaires dominés par des faciès de coulées (Gibson, 1990). Les gisements localisés à l'extérieur du camp central (ex. Horne; Gibson *et al.*, 2000 et Bouchard-Hébert; Riopel *et al.*, 1995) sont de forme tabulaire et résultent, du moins en partie, du remplacement de niveaux volcanoclastiques felsiques (Monecke *et al.*, 2008; 2009). Ils sont associés à des zones d'altération en séricite et quartz (enveloppe distale) et en chlorite ± carbonates proximales, très étendues, concordantes à discordantes et d'intensité variable.

Le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde se caractérise par des minéralisations volcanogènes riches en Au formant des lentilles de sulfures disséminés, semi-massifs à massifs localement riches en métaux usuels. Ces lentilles sont associées à d'importantes zones d'altération semi-concordantes à discordantes en grenat-biotite et séricite et/ou à des zones proximales alumineuses (aluminosilicates, quartz, séricite, sulfures), développées dans des unités felsiques, principalement volcanoclastiques, d'affinité transitionnelle à calco-alkaline (Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a, b).

De façon générale, les dépôts les plus anciens dans la SPA sont légèrement plus riches en Zn et en Ag que les gisements plus jeunes, lesquels sont clairement enrichis en Au (par ex. SMV du GBR à 2704-2695 Ma; Mercier-Langevin *et al.*, 2009a), ce qui suggère un lien entre l'évolution géodynamique de la SPA et la nature des dépôts volcanogènes y étant associés (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a, b; Hannington *et al.*, 2008). Même si des exemples riches en or sont observés dans la majorité des épisodes volcaniques, les deux principaux gisements de ce type dans le monde (Horne et LaRonde Penna) sont encaissés dans le Groupe de Blake River. Ces deux gisements illustrent la grande complexité des systèmes de SMV aurifères qui sont communément associés à des types d'altération et de minéralisation variables d'un gisement à l'autre, d'une lentille à l'autre et également le long d'une même lentille tel que démontré et discuté au cours de cette excursion. La nature synvolcanique de l'or dans les SMV du GBR (ex. Kerr et Gibson, 1993; Dubé *et al.*, 2007), démontre le fait que la déformation n'est pas un élément obligatoire de la genèse d'un SMV riche en or,

bien que la déformation soit souvent accentuée dans les zones d'altération synvolcaniques.

Les connaissances métallogéniques tirées des secteurs connus et des études récentes constituent des outils applicables à l'exploration des régions dont le potentiel pourrait s'avérer déterminant dans le renouvellement des ressources en métaux usuels dans la SPA. Cette excursion, centrée sur les gisements LaRonde Penna et Horne et leur cadre géologique, vise à partager les nouvelles connaissances tirées de ces deux secteurs et leur application subséquente à l'exploration en Abitibi et ailleurs.

Le programme de cette journée d'excursion vise principalement à familiariser les participants à la géologie immédiate des gisements géants de Horne et de la LaRonde Penna et de discuter de l'importance du contexte géologique sur la nature et la localisation des SMV et des SMV aurifères.

Le gisement LaRonde Penna

Les zones minéralisées du gisement LaRonde Penna sont parmi les plus profondes actuellement connues dans le camp minier DBL (figure 2) ainsi que dans le BRG. La mine LaRonde Penna a été mise en production en 2000 et représente déjà le second dépôt d'or en importance dans le camp après la mine Doyon (voir tableau 1). Il s'agit du plus important producteur d'or, de zinc, de cuivre, d'argent et de plomb au Québec. Le gisement LaRonde constitue un des principaux gisements aurifères actuellement en production au Canada avec un budget métallique total de plus de 266 tonnes d'or (5,58 Moz) en plus d'une quantité majeure de métaux usuels (voir tableau 2), ce qui en fait également un des principaux gisements de SMV au Canada, avec un tonnage de 67 Mt (tableau 2) et le second SMV riche en or en terme de quantité totale d'or contenu.

Les minéralisations du gisement LaRonde Penna sont encaissées dans les unités volcaniques constituant le membre supérieur de la Formation de Bousquet (figure 3). Ce membre se compose, dans le secteur du gisement, de cinq unités : l'unité 5.1b (dacite-rhyodacite de LaRonde), l'unité 5.2b (rhyodacite-rhyolite de LaRonde), l'unité 5.3 (rhyolite à phénocristaux de feldspath et de quartz de LaRonde), l'unité 5.4 (andésite basaltique de LaRonde) et l'unité 5.5 (unité felsique supérieure). Cette nomenclature a été établie par Lafrance *et al.* (2003). Cependant, certaines sous-unités ont dû être définies afin de mieux caractériser la nature des lithologies encaissantes des lentilles minéralisées du gisement (Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a). Ainsi, quatre sous-unités informelles ont été définies à l'intérieur de l'unité 5.1b et une à l'intérieur de l'unité 5.2b (rhyodacite-rhyolite de LaRonde). Cette dernière a été appelée 5.2b-R (dôme rhyolitique de LaRonde). Elle est étroitement associée à l'unité 5.2b mais, comme il sera discuté plus loin, les différences pétrogénétiques et le lien entre les dômes/cryptodômes de rhyolite (5.2b-R) et la minéralisation justifient cette subdivision. Ainsi, ces subdivisions sont basées sur les différences notables dans la signature géochimique des sous-unités et, dans la mesure du possible, sur les différences pétrographiques générales.

L'épaisseur du membre supérieur de la Formation de Bousquet varie de 100 à plus de 400 mètres en surface (figure 4), dans le secteur du gisement LaRonde Penna, ce qui correspond à son épaisseur maximale à l'échelle du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (Lafrance *et al.*, 2003; Dubé *et al.*, 2004; Mercier-Langevin *et al.*, 2004; 2007a).

Arrêts 1 et 2 : Dôme/cryptodôme de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord (Unité 5.2b et sous-unité 5.2b-R), faciès massif (Arrêt 1) et faciès bréchiqque et lobé (Arrêt 2)

Ces deux premiers arrêts permettront d'observer en coupe l'architecture volcanique d'un dôme ou cryptodôme de rhyolite sous-marin mis en place dans l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord à la mine LaRonde Penna. Les arrêts 1 et 2 sont situés immédiatement au sud du puits Penna (figure 4). Divers faciès et structures exposés à ces deux endroits permettent de mieux comprendre l'environnement volcanique encaissant le gisement LaRonde Penna. Les principales caractéristiques de ce dôme/cryptodôme sont décrites brièvement ci-bas.

L'unité 5.2b (incluant la sous-unité 5.2b-R) affleure bien et elle forme l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord en profondeur. Cette unité est également reconnue à l'ouest dans le secteur de la mine Doyon (unité 5.2a; Lafrance *et al.*, 2003). Elle disparaît localement pour réapparaître plus à l'est et former une mince bande (unité 5.2b) à l'est de la mine Bousquet 2. Cette bande s'épaissit légèrement dans le secteur de la propriété LaRonde et s'étend plus loin vers l'est pour se terminer en contact avec les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac, à environ 1000 mètres à l'est du puits Penna (Mercier-Langevin, 2005). Son épaisseur maximale, dans la section du puits Penna, est de près de 230 mètres (figure 4) alors qu'en section (figure 5) son épaisseur varie peu. Le contact avec l'unité 5.1b sous-jacente est irrégulier, reflétant possiblement la surface irrégulière des lithologies sommitales de l'unité 5.1b (dômes de laves et brèches de coulées à blocs et lapillis). Ce contact est parfois très difficile à localiser en raison de la similarité dans les faciès volcaniques associés aux deux unités et des chevauchements dans la signature géochimique entre chaque unité.

L'unité 5.2b (rhyodacite-rhyolite de LaRonde) est caractérisée par une signature rhyodacitique à rhyolitique avec un peu plus de 70 % SiO₂, 0,65 % TiO₂ et 180 ppm Zr (Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). Les roches de l'unité 5.2b sont principalement d'origine volcanoclastique. Les fragments comme la matrice contiennent toujours entre 5 et 15 % de phénocristaux de feldspath, de 0,5 à 3 mm de diamètre et parfois quelques très fins phénocristaux de quartz grisâtre. Quelques fines amygdales sont localement reconnues (moins de 7 % et moins de 3 mm de diamètre). La mésostase est généralement microcristalline et semble résulter de la recristallisation de la matrice quartzofeldspathique hyalocristalline primaire.

Sous terre, les rhyodacites-rhyolites de l'unité 5.2b constituent l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord (figure 5) et sont l'hôte des zones d'altération à la base de la lentille minéralisée. Une partie de la minéralisation associée à la

lentille 20 Nord s'est mise en place, par remplacement, au sommet de la sous-unité 5.2b (Mercier-Langevin, 2005; Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a).

La sous-unité 5.2b-R (Dôme rhyolitique de LaRonde) est de composition rhyolitique et d'affinité calco-alcaline, avec près de 75 % SiO₂, moins de 0,4 % TiO₂ et environ 200 ppm Zr (Mercier-Langevin *et al.*, 2007b), ce qui la distingue légèrement de l'unité 5.2b. Péetrographiquement, les roches du dôme rhyolitique de LaRonde sont microporphyriques à feldspath et à quartz localement. Les phénocristaux de feldspath composent entre 5 et 25 % de la roche et ils ont entre 0,5 et 3 mm de diamètre. Les phénocristaux reposent dans une matrice quartzofeldspathique faiblement à fortement altérée contenant localement de fines échardes de verre relique et localement des amygdales de quartz (0 à 2 %, moins de 2 mm). La matrice, lorsqu'elle est faiblement altérée, montre une texture hyalocristalline à microcristalline dans laquelle des fractures perlitiques sont parfois reconnues. Des fractures perlitiques peuvent d'ailleurs être observées en surface en bordure de certains fragments.

Plusieurs faciès volcaniques communs aux dômes et cryptodômes felsiques caractérisent cette sous-unité. L'affleurement PL-2000-029 (Arrêt 1, figure 4) permet d'observer des roches volcaniques massives, microporphyriques, faiblement altérées, à l'exception de bandes d'épaisseur décimétrique complètement séricitisées dans lesquelles seuls les phénocristaux de plagioclase ont été préservés. Ces bandes séricitisées, concentrées au sommet de la partie massive du dôme/cryptodôme, sont en alternance avec des bandes faiblement altérées et sont à angle faible avec la schistosité principale. Ceci suggère une origine primaire pour ce rubanement. Une brèche *in situ* surmonte la partie massive du dôme (Arrêt 2, figures 4 et 6). Des lobes d'échelle métrique recoupent ces brèches (figures 6 et 7), ce qui suggère un apport soutenu de magma (McPhie *et al.*, 1993). Ces lobes montrent des fermetures tant vers l'est que vers l'ouest, les laves s'écoulant dans l'axe vertical (actuel), ou grossièrement parallèle à l'axe long des lentilles minéralisées (ex. : figure 3). Les terminaisons de lobes sont franches, ou encore bréchifiées *in situ* (figure 7). Des bandes d'écoulement laminaire d'épaisseur millimétrique sont présentes en bordure de certains des lobes observés en surface (figure 7). Ces bandes se terminent, dans le cas illustré à la figure 7, de façon abrupte en bordure du lobe, indiquant que le lobe a été brisé, probablement lors d'un effondrement local en bordure du dôme en croissance. La brèche est constituée de fragments de taille variable (quelques centimètres à quelques décimètres) anguleux, certains ayant des terminaisons curvilinéaires. Ces fragments peuvent être en contact les uns avec les autres ou encore séparés par une matrice fine (tuf à cristaux et tuf fin) généralement partiellement séricitisée. Les fragments, même s'ils sont séparés par une fine matrice, peuvent souvent être réassemblés (*jigsaw-puzzle breccia*). La brèche *in situ* évolue graduellement, vers le sud, vers une brèche de coulée, la matrice devenant de plus en plus abondante, les fragments un peu plus petits (tuf à

blocs et à lapillis) et les lobes moins fréquents (figure 6). Cette zonalité suppose un sommet stratigraphique vers le sud. Un niveau de brèche de carapace avec lobes surmonte ce tuf à blocs et à lapillis (figure 6), probablement à cause d'une nouvelle poussée magmatique et la mise en place de laves plus haut dans le dôme. Par la suite, plus au sud, la granulométrie des dépôts bréchiques diminue graduellement jusqu'au sommet du dôme/cryptodôme. Quelques-uns des fragments de la brèche contiennent des veines et des veinules de quartz qui sont tronquées en bordure des fragments, ce qui suggère une certaine activité hydrothermale avant la bréchification, donc lors de la mise en place même de la rhyolite (synvolcanique).

La figure 8 montre une section longitudinale composite du gisement LaRonde Penna où ont été illustrées les limites économiques des différentes lentilles minéralisées et où a été tracé le dôme/cryptodôme rhyolitique de la sous-unité 5.2b-R observé en surface (Arrêt 2). Les limites de ce dôme/cryptodôme ont été identifiées grâce à la cartographie de surface et sous-terre aux niveaux 86, 122 et 146 et grâce à l'étude des forages horizontaux effectués à ces niveaux. Ceci permet d'illustrer la distribution de ce dôme/cryptodôme, qui montre un allongement subvertical parallèle à celui caractérisant les lentilles minéralisées. Une large part de ce dôme/cryptodôme a de toute évidence été érodée. La figure 9 résume schématiquement la formation du dôme/cryptodôme rhyolitique (sous-unité 5.2b-R) observé en surface.

Un second dôme/cryptodôme rhyolitique associé à la sous-unité 5.2b-R a partiellement été délimité en profondeur, soit à partir d'un peu plus de 2000 mètres de la surface (figure 8). Ce dôme/cryptodôme a été reconnu grâce à l'étude d'une sélection de forages d'exploration et à l'analyse lithogéochimique systématique d'échantillons représentatifs des différentes roches observées le long de ces forages. Bien que les limites de ce dôme ont pu être établies, l'altération hydrothermale intense et la déformation superposée empêchent de clairement définir la distribution des faciès volcaniques associés à ce dôme, contrairement à ce qui a pu être fait en détail en surface (ex. : figure 6).

Les faciès volcaniques caractérisant ces deux dômes/cryptodômes, en particulier celui exposé en surface, sont caractéristiques des coulées/dômes rhyolitiques (Gibson *et al.*, 1999; McPhie *et al.*, 1993; de Rosen-Spence *et al.*, 1980) plutôt que de dépôts pyroclastiques (McPhie *et al.*, 1993). Ceci implique que le gisement LaRonde Penna se trouve à proximité d'un centre effusif important (environnement volcanique « proximal »). Ceci suppose également que le gisement se trouve dans un secteur caractérisé par des failles synvolcaniques ayant servi de conduits aux magmas et de toute évidence aux fluides minéralisateurs.

La position des deux dômes et/ou cryptodômes de rhyolite (sous-unité 5.2b-R) par rapport aux lentilles minéralisées, en particulier la lentille 20 Nord, est très importante, sinon critique, dans la compréhension de l'architecture volcanique et hydrothermale à LaRonde, ce dont il sera discuté sur le terrain lors de la visite.

Arrêt 3 : Rhyolite porphyrique de l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord

Cet arrêt permettra d'observer, en affleurement, l'unité 5.3 (rhyolite à phénocristaux de feldspath et de quartz de LaRonde). Cette rhyolite porphyrique est une des trois unités formant l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord à la mine LaRonde Penna et représente un marqueur stratigraphique à l'échelle du camp (par ex. Mercier-Langevin *et al.*, 2009b). Les principales caractéristiques de l'unité 5.3 sont résumés ci-bas.

Cette unité est très évoluée au point de vue pétrogénétique (rhyolite calco-alkaline) avec plus de 75 % de SiO₂, environ 0,2 % de TiO₂ et moins de 130 ppm Zr (Mercier-Langevin, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). La rhyolite à phénocristaux de feldspath et de quartz 5.3 n'est rencontrée que dans le secteur des gisements LaRonde et Bousquet 2 (Lafrance *et al.*, 2003; Mercier-Langevin *et al.*, 2004; 2007a) et surmonte l'unité 5.2b. L'unité 5.3 se distingue des autres roches volcaniques felsiques du membre supérieur de la Formation de Bousquet par sa pétrographie : 7 à 15 % de microphénocristaux de plagioclase, subarrondis à subanguleux, de 0,5 à 3 mm de diamètre (moyenne à 2 mm) et 5 à 15 % de microphénocristaux de quartz bleu arrondis de 0,5 à 3 mm de diamètre (moyenne à 1,5 mm). Ces roches semblent avoir été particulièrement sensibles à la séricitisation puisque la matrice quartzofeldspathique microgrenue (recristallisée) est très mal préservée et est maintenant composée principalement de séricite. Cette intense séricitisation de la matrice donne une coloration beige pâle verdâtre à la roche où les phénocristaux de quartz et de feldspath sont particulièrement évidents. Malgré cette altération très forte de la matrice, les phénocristaux de feldspath sont en comparaison faiblement altérés. Ce type de texture montre que la matrice se composait fort possiblement de verre à l'origine, lequel a subi une dévitrification par hydratation suite à la mise en place de la rhyolite sur ou près du fond marin (Gifkins et Allen, 2001; Large *et al.*, 2001).

L'unité 5.3 atteint une épaisseur maximale d'environ 125 mètres et pourrait être en contact, du côté ouest de la propriété, avec les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac au sud (figures 4 et 5). Elle se retrouve au même niveau stratigraphique que l'unité 5.4 (figures 4 et 5) et est encaissée, du moins en partie, par l'unité 5.5 (figures 4 et 5). Elle forme une partie de l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord, notamment aux niveaux 146 et 170 (figure 5), ainsi qu'une partie des épontes de la lentille 20 Sud (figure 5).

Trois faciès caractérisent la rhyolite à phénocristaux de feldspath et de quartz de LaRonde (unité 5.3) : massif, bréchiq ue à blocs et à lapillis et tuf à cristaux. Le faciès massif domine largement, le faciès bréchiq ue à blocs et à lapillis n'est observé que localement alors que le tuf à cristaux est reconnu sous terre dans certains forages localisés à l'ouest du gisement LaRonde. Les faciès volcaniques (massif, bréchiq ue ou tuf à cristaux) caractérisant cette unité portent à croire qu'il s'agit d'une roche effusive de haute viscosité s'étant épanchée très localement (secteur LaRonde). Par contre, sa distribution très irrégulière et le fait qu'elle soit

encaissée dans l'unité 5.5 suggèrent qu'il s'agit en partie de filons-couches et/ou de dykes. À la base de l'unité, des lapillis rhyodacitiques de l'unité 5.2b ont été incorporés dans cette rhyolite.

Arrêt 4 : Altération hydrothermale et minéralisation, niveaux supérieurs de la mine (carottes de forage, ddh 3146-05)

Cet arrêt permettra d'observer les principaux assemblages d'altération associés aux lentilles minéralisées 20 Nord et 20 Sud dans la partie supérieure de la mine à partir d'une sélection de sections ou segments représentatifs le long du forage (voir figures 5, 8 et 10 pour la localisation du forage et des sections sélectionnées). En fonction des carottes de forage disponibles, la longueur des segments présentés peut varier. Pour cette raison, le métrage du segment n'est pas indiqué dans le texte.

Tel que décrit en détail dans Dubé *et al.* (2007) et Mercier-Langevin *et al.* (2007a), une importante zonalité dans la typologie du minerai et des altérations existe le long de la lentille 20 Nord; la minéralisation est plutôt riche en Zn et associée à une altération neutre (de style *low-sulphidation*) dans la partie supérieure du gisement et évolue graduellement en profondeur dans la mine vers une minéralisation plus riche en Au associée à une altération alumineuse prononcée (de style *high-sulphidation*). Le forage 3146-05 recoupe les unités du membre supérieur de la Formation de Bousquet, ainsi que les zones d'altération neutres et la lentille 20 Nord. Celle-ci est divisée en deux zones : Zone 20 N Au à la base et Zone 20 N Zn au sommet. Le forage recoupe également la lentille 20 Sud et les altérations associées.

Section 4a – Ce segment du forage 3146-05 montre l'altération distale de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine. L'altération est faible dans cette section et se caractérise par un assemblage dominé par la biotite, le quartz et la séricite. Cette altération distale est développée dans les roches felsiques de l'unité 5.1b (dacite-rhyodacite de LaRonde).

Section 4b – Ce segment montre l'altération distale de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine. Il s'agit du début de la zone d'altération à grenat manganésifère typique de l'assemblage à quartz, grenat, biotite et muscovite tel que défini par Dubé *et al.* (2004; 2007).

Section 4c – Ce segment montre l'altération proximale de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine. Ce segment montre l'assemblage d'altération à quartz, grenat, biotite et muscovite. À noter, l'abondance et la taille du grenat augmentent de façon très significative près de la lentille 20 Nord et illustrent l'intensification de l'altération hydrothermale à l'approche de la minéralisation.

Section 4d – Ce segment du forage 3146-05 montre l'altération de l'éponte inférieure immédiate de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine. Ce segment est affecté par une séricitisation plus intense avec une concentration de la déformation (schistosité principale) et

l'augmentation notable de la quantité de sulfures (disséminés, en veinules et en veines transposées). Il s'agit du faciès d'altération à quartz et muscovite tel que défini par Dubé *et al.* (2004; 2007).

Section 4e – Ce segment du forage 3146-05 (voir figures 5, 8 et 10 pour la localisation) montre la zone aurifère et cuprifère (Zone 20N Au) formant la base de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine.

La lentille 20 Nord, qui représente environ 85 % des réserves et ressources actuelles en minerai, est localisée au sommet de l'unité 5.2b et à la base de l'horizon défini par les unités 5.3 et 5.4 (voir descriptions sommaires de ces unités aux arrêts 1, 2, 3 et 4g). La portion économique de la lentille 20 Nord peut atteindre 600 mètres de largeur (E-W) et 40 mètres d'épaisseur (N-S) et fait au moins 2300 mètres de longueur (extension verticale). La lentille 20 Nord est divisée en deux zones; la Zone 20N Au (Au-Cu) à la base (nord) et la Zone 20N Zn (Zn+Ag±Pb+Au) au sommet (sud) (voir figure 10). La Zone 20N Au varie en épaisseur de moins de 5 mètres à plus de 10 mètres. Elle est composée de pyrite et de chalcopryrite sous forme de veinules transposées variant en épaisseur de quelques millimètres à quelques décimètres. Elle s'est mise en place dans les tufs à lapillis au sommet des rhyodacites de l'unité 5.2b. Dans les niveaux profonds de la mine, la Zone 20N Au est localement formée de sulfures massifs à pyrite-chalcopryrite recristallisés. La majeure partie de l'or et du cuivre présents dans la lentille 20 Nord vient de la Zone 20N Au. La Zone 20N Zn, qui surmonte la Zone 20N Au, est composée de sulfures massifs à semi-massifs (10 à 30 mètres d'épaisseur) dominés par la pyrite et la sphalérite (Dubé *et al.*, 2004; Mercier-Langevin *et al.*, 2004). Ces sulfures sont fortement recristallisés et rubanés (schistosité principale) en réponse au métamorphisme et à la déformation. La sphalérite est concentrée au sommet de la zone. Des bandes de galène remobilisée sont parfois présentes près du sommet de la zone. De larges lambeaux d'argilite/mudstone chertoux fortement foliés à graphite et à pyrite nodulaire sont présents dans les niveaux intermédiaires de la mine, surtout près du contact avec les roches de l'éponte supérieure. Ces lambeaux ne semblent pas définir de niveaux continus, ce qui suggère soit 1) un démembrement structural, 2) des bassins dépositionnels locaux ou encore 3) un remplacement incomplet dans certaines parties de l'amas sulfuré. Dans certains secteurs, les zones 20N Au et 20N Zn sont séparées par une zone non minéralisée d'épaisseur variable à pyrite et quartz. Cette zone pourrait correspondre à un front de remplacement graduel des sulfures tel que proposé dans le modèle de Ohmoto (1996). En dépit de la déformation et de la recristallisation, la zonalité métallique avec Au-Cu à la base et Zn-Ag-Pb au sommet a été préservée et suggère un sommet stratigraphique vers le sud.

Section 4f – Ce segment du forage 3146-05 montre la zone de sulfures massifs riches en Zn, en Ag et en Pb (Zone 20N Zn) de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de la mine. La zone 20N Zn est décrite brièvement à l'arrêt 4e.

Section 4g – Ce segment montre l'altération développée dans l'andésite basaltique (unité 5.4) dans l'éponte supérieure immédiate de la lentille 20 Nord dans la partie supérieure de

la mine. Les principales caractéristiques de cette unité clé dans la stratigraphie du gisement LaRonde Penna et du camp Doyon-Bousquet-LaRonde en général sont présentées ici-bas. Une zone d'altération discordante est développée dans cette unité. Cette altération se compose d'un assemblage de quartz, biotite, rutile, titanite et albite et se développe en association avec des veines et des veinules de pyrite et pyrrhotite recoupant l'andésite basaltique, de l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord jusqu'à l'éponte inférieure de la lentille 20 Sud localisée plus haut dans la stratigraphie (Dubé *et al.*, 2007). Un tel réseau de veines et de veinules de sulfures se poursuit localement dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Sud.

L'unité 5.4 est caractérisée par une signature géochimique contrastant fortement avec celle des autres unités du sommet du membre supérieur de la Formation de Bousquet avec une composition moyenne de 57 % SiO₂ avec une teneur élevée de TiO₂ à 1,1 % et un contenu très faible en Zr à 50 ppm (Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). Deux faciès principaux sont reconnus dans l'andésite basaltique : microporphyrrique à gloméroporphyrrique (grenu) et microcristallin à amygdales de quartz. Le premier faciès (grenu) est surtout rencontré à la base de l'unité dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord, alors que le second faciès (amygdalaire) forme une mince bande au sommet de l'unité près de la lentille 20 Sud. Le faciès grenu est caractérisé par l'abondance (2 à 10 %) de phénocristaux et de glomérophénocristaux de feldspath anguleux de 1 à 10 mm de diamètre. Les phénocristaux baignent dans une matrice finement grenue verdâtre, d'aspect bréchique à certains endroits, composée en grande partie de bâtonnets de plagioclase et de biotite fine avec de la hornblende. Le faciès finement grenu à amygdales de quartz est caractérisé par la présence en quantité variable (0 à 20 %) de petites amygdales (<10 mm) remplies de quartz. Ces amygdales sont arrondies, souvent légèrement aplaties et parfois coalescentes. Elles baignent dans une matrice feldspathique finement grenue.

La distribution de l'andésite basaltique de l'unité 5.4 est complexe. Elle peut atteindre près de 150 mètres d'épaisseur à certains endroits. En surface, deux affleurements montrent cette andésite basaltique dans le secteur du puits Penna (figure 4). Au niveau 86 (860 m de profondeur, figure 5), l'andésite basaltique est plus abondante qu'en surface. Dans les niveaux supérieurs de la mine, l'andésite basaltique se trouve communément dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord et dans les épontes de la lentille 20 Sud où elle est étroitement associée aux minéralisations. Plus en profondeur, soit sous les niveaux d'exploitation actuels du gisement, l'andésite basaltique disparaît de l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord et se retrouve principalement dans les épontes de la lentille 20 Sud (figure 5).

L'unité 5.4, encaissée entièrement à l'intérieur de l'unité 5.5, est en grande partie discordante et recoupe l'unité 5.3. L'unité 5.4 forme donc un complexe de filons-couches et de dykes mis en place à faible profondeur à l'intérieur des dépôts de l'unité 5.5 (décrits plus loin). La concentration de vésicules (ou amygdales) dans la partie sud de l'unité (sommet stratigraphique) et la granulométrie très fine de la

matrice s'expliquent par la ségrégation des phases volatiles suite à la diminution de la pression de confinement (McPhie *et al.*, 1993; Dimroth *et al.*, 1978) et à la formation d'une bordure figée au contact supérieur (McPhie *et al.*, 1993) tel qu'observé dans d'autres complexes de filons-couches hypabyssaux (par ex. Branney et Suthren, 1988).

Section 4h – Ce segment du forage 3146-05 montre l'altération développée dans l'andésite basaltique dans l'éponte inférieure de la lentille 20 Sud dans la partie supérieure de la mine. L'andésite basaltique est à grains fins et à amygdales dans cette partie de la stratigraphie. Les principales caractéristiques de l'andésite basaltique (unité 5.4) sont résumées à l'arrêt 4g. Le faciès d'altération développé dans l'éponte inférieure de la lentille 20 Sud ressemble à celui développé dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord un peu plus bas dans la stratigraphie, à la différence que des micas verts accompagnent parfois l'assemblage à biotite, rutilite et titanite. Ce mica vert est en fait une phengite chromifère (Dubé *et al.*, 2007).

Section 4i – Ce segment montre la minéralisation de la lentille 20 Sud au niveau 146 (1460m de profondeur). Ce segment recoupe l'extension en profondeur de la lentille 20 Sud présente près du sommet de la stratigraphie dans le secteur de la mine LaRonde Penna (voir figures 5 et 10).

La lentille 20 Sud est composée de sulfures massifs rubanés à pyrite-sphalérite-chalcopyrite-pyrrhotite dans les niveaux supérieurs de la mine. Dans les niveaux intermédiaires, il s'agit plutôt d'un sulfure semi-massif à pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite mis en place surtout dans les andésites basaltiques de l'unité 5.4 (voir description sommaire à l'arrêt 4g). Les sulfures sont fortement recristallisés suite au métamorphisme et à la déformation. Cette lentille est localement en contact avec les sédiments du Groupe de Cadillac (D. Duquette, communication personnelle). La distribution générale de cette lentille suppose une nature légèrement discordante par rapport à la partie sommitale de l'andésite basaltique de l'unité 5.4 et aux tufs felsiques de l'unité 5.5 encaissante.

Section 4j – Ce segment du forage 3146-05 montre l'altération développée dans l'andésite basaltique dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Sud dans la partie supérieure de la mine au niveau 146 (1460 m de profondeur). Un réseau de veines et de veinules de pyrite et de pyrrhotite est bien développé dans cette intersection. L'assemblage d'altération à quartz, biotite, rutilite et titanite accompagne ce réseau de veines de sulfures (Dubé *et al.*, 2007). Des micas verdâtres peuvent être localement observés.

Section 4k – Ce segment du forage 3146-05 montre les roches volcaniques felsiques présentes dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord et dans les épontes de la lentille 20 Sud (Voir figures 5 et 10) au niveau 146 (1460 m de profondeur). Les unités 5.3 (rhyolite à phénocristaux de feldspath et de quartz de LaRonde) et 5.5 (unité felsique supérieure) sont présentes dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Sud le long du forage 3146-05. L'unité 5.3 est décrite brièvement à l'arrêt 3.

Les roches de l'unité 5.5 (unité felsique supérieure) sont de composition rhyolitique et ont une teneur moyenne en Zr de 185 ppm. Les valeurs moyennes en SiO₂ et TiO₂ sont respectivement de 73,6 % et 0,4 %. (Mercier-Langevin *et al.*, 2007b). Cette signature se compare à celle des sous-unités 5.1b-(d), 5.2b et 5.2b-R (Mercier-Langevin, 2005).

Cette unité, qui a été reconnue dans le secteur des mines Bousquet 1 et Bousquet 2 (Lafrance *et al.*, 2003), forme un mince niveau discontinu qui est toutefois plus important en volume dans le secteur de la mine LaRonde Penna (Mercier-Langevin *et al.*, 2004). Dans le secteur de la mine LaRonde (puits Penna), l'unité 5.5 se retrouve au sommet de l'empilement, en contact avec les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac au sud, notamment du côté est de la propriété en surface (figure 4). En profondeur, cette unité forme un niveau relativement épais (jusqu'à 250 m) entre la lentille 20 Nord et les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac (figure 5). Cette unité est recoupée, au moins en partie, par les unités 5.3 et 5.4 et encaisse localement directement la lentille 20 Sud lorsque celle-ci ne se retrouve par à l'intérieur de la partie supérieure des filons-couches de l'unité 5.4 ou des rhyolites de l'unité 5.3.

À la mine LaRonde Penna, l'unité 5.5 comprend des laves microporphyriques massives (dômes et lobes) et des roches volcanoclastiques composées de fragments (lapillis et blocs) subanguleux à subarrondis de même composition que la matrice ou de composition rappelant celle des unités sous-jacentes (5.2b et 5.3). La matrice comme les fragments contiennent de 5 à 20 % de microphénocristaux ou glomérophénocristaux de feldspath subanguleux de 1 à 4 mm de diamètre dans une mésostase quartzofeldspathique microcristalline.

Section 4l – Ce segment du forage 3146-05 coupe les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac près du contact avec les roches volcaniques de la Formation de Bousquet (Groupe de Blake River). Les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac ont été datées à <2689 Ma à la mine LaRonde Penna (Mercier-Langevin *et al.*, 2007a) et à <2687 Ma au sud de la mine Doyon (Lafrance *et al.*, 2005). Ceci indique que les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac sont significativement plus jeunes (~5 à 10 Ma) que les roches volcaniques de la Formation de Bousquet avec lesquelles elles sont en contact, suggérant la présence d'une discordance érosionnelle significative dans ce secteur (Dubé *et al.*, 2004; 2007; Lafrance *et al.*, 2005; Mercier-Langevin *et al.*, 2004; 2007a; Mercier-Langevin, 2005).

Les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac sont constituées de wackes lités (Dimroth *et al.*, 1982; Lajoie et Ludden, 1984; Stone, 1990; Lafrance *et al.*, 2003a). Le litage est évident en surface, alors qu'en forage le litage est plus difficile à reconnaître. Dans ce cas, des bandes d'épaisseur centimétrique plus fortement chloritisées (mudstones reliques?) alternent avec des bandes centimétriques quartzofeldspathiques de granulométrie très fine. Des porphyroblastes de biotite sont communs dans les bandes chloritisées. Ces porphyroblastes, de 0,5 à 1 mm de diamètre,

sont généralement à angle fort avec la schistosité principale (tardi- à post-déformation principale).

Le contact entre les volcanites de la Formation de Bousquet et les roches sédimentaires du Groupe de Cadillac n'est pas exposé en surface. Il a cependant été observé dans plusieurs forages ainsi que dans certains chantiers sous terre. Ce contact a été interprété comme un couloir de déformation majeur (faille Dumagami) ailleurs dans le camp minier (Tourigny *et al.*, 1989; 1994; Marquis *et al.*, 1992; Teasdale *et al.*, 1996) ou comme un contact concordant (Valliant et Hutchinson 1982; Stone 1990). Dans le secteur de la mine LaRonde Penna, ce contact est plutôt discordant (érosionnel) à subconcordant (Mercier-Langevin, 2005). En section (figure 5), il est possible de constater la nature discordante à subconcordante du contact.

Arrêt 5 : Altération hydrothermale et minéralisation, niveaux inférieurs de la mine, zone alumineuse (carottes de forage, ddh 3220-04)

Cet arrêt permettra d'observer les principaux assemblages d'altération associés à la lentille minéralisée 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine LaRonde Penna. Tel que décrit en détail dans Dubé *et al.* (2007) et Mercier-Langevin *et al.* (2007a), une importante zonation dans la typologie du minerai et des altérations existe le long de la lentille 20 Nord. La minéralisation est plutôt riche en Zn et associée à une altération neutre (de style *low-sulphidation*) dans la partie supérieure du gisement et évolue graduellement en profondeur dans la mine vers une minéralisation plus riche en Au associée à une altération alumineuse prononcée (de style *high-sulphidation*). Le forage 3220-04 recoupe les unités du membre supérieur de la Formation de Bousquet et recoupe les zones d'altération alumineuses ou « acides » et la lentille 20 Nord. Les différents assemblages d'altération développés à l'approche de la lentille 20 Nord tel que décrits par Dubé *et al.* (2007) seront observés (figure 11). En fonction des carottes de forage disponibles, la longueur des segments présentés peut varier. Pour cette raison, le métrage du segment n'est pas indiqué dans le texte.

Section 5a – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération distale de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). L'assemblage à quartz, grenat, muscovite et biotite (Dubé *et al.*, 2007) est prédominant dans cet intervalle et est développé dans l'unité 5.2b décrite sommairement aux arrêts 1 et 2.

Section 5b – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération intermédiaire de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). L'assemblage à quartz, staurotide, muscovite, grenat et biotite (Dubé *et al.*, 2007) est prédominant dans cet intervalle et est développé dans l'unité 5.2b décrite sommairement aux arrêts 1 et 2.

Section 5c – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération proximale de l'éponte inférieure de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). L'assemblage à quartz, staurotide, muscovite, grenat et biotite (Dubé *et al.*, 2007) est prédominant dans cet intervalle et est développé dans l'unité 5.2b décrite sommairement aux arrêts 1 et 2.

Section 5d – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération de l'éponte inférieure immédiate de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). L'assemblage à quartz, muscovite, pyrite, paragonite et aluminosilicates (Dubé *et al.*, 2007) est prédominant dans cet intervalle et est développé dans l'unité 5.2b décrite sommairement aux arrêts 1 et 2.

Section 5e – Ce segment du forage 3220-04 montre la minéralisation « alumineuse » de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). L'assemblage à quartz, muscovite, pyrite, paragonite, kyanite et andalousite (Dubé *et al.*, 2007) est prédominant dans cet intervalle minéralisé. La minéralisation, disséminée à semi-massive (voir description sommaire à l'arrêt 4e), s'est formée par remplacement et est développée dans l'unité 5.2b décrite sommairement aux arrêts 1 et 2.

Section 5f – Ce segment du forage 3220-04 montre la zone zincifère marginale toujours présente dans la partie sommitale de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse).

Section 5g – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération à quartz, muscovite et pyrite développée dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). Cet assemblage d'altération est développé dans l'unité felsique supérieure (unité 5.5) décrite sommairement à l'arrêt 4k.

Section 5h – Ce segment du forage 3220-04 montre l'altération à quartz, grenat, muscovite et biotite développée dans l'éponte supérieure de la lentille 20 Nord dans les niveaux inférieurs de la mine (zone alumineuse). Cet assemblage d'altération est développé dans l'unité felsique supérieure (unité 5.5) décrite sommairement à l'arrêt 4k.

Section 5i – Ce segment du forage 3220-04 permet d'observer l'extension en profondeur de la zone minéralisée 20 Sud.

Arrêt 6 : Altération alumineuse intense (carottes de forage, ddh 3170-11b)

Section 6a – Segment de 1750 m à 1765 m. Ce segment du forage 3170-11b (voir figure 8 pour la localisation du forage) montre l'altération alumineuse très intense (lessivage acide) associée à la minéralisation de la lentille 20 Nord en profondeur à LaRonde Penna. Cette intersection est caractéristique du faciès à quartz, kyanite, pyrite et andalousite associé à la minéralisation aurifère de la lentille 20 Nord en profondeur (Dubé *et al.*, 2007).

Références

- BRANNEY, M.J. – SUTHREN, R.J., 1988 – High-level peperitic sills in the English Lake district: distinction from block lavas, and implications for Borrowdale volcanic group stratigraphy. *Geological Journal*; volume 23, pages 171-187.
- CHARTRAND, F. – CATTALANI, S., 1990 – Massive sulfide deposits in Northwestern Quebec. *Dans* : Rive M., Verpaest P., Gagnon Y., Lulin J.M., Riverin G. et Simard A. (éditeurs) *La ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois : synthèse de 60 ans d'exploration minière*. L'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Volume Spécial 43, pages 77-91.
- DE ROSEN-SPENCE, A.F. – PROVOST, G. – DIMROTH, E. – GOCHNAUER, K. – OWEN, V., 1980 – Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Québec, Canada, and their Quaternary equivalents. *Precambrian Research*; volume 12, pages 43-77.
- DIMROTH, E. – COUSINEAU, P. – LEDUC, M. – SANSCHAGRIN, Y., 1978 – Structure and organization of Archean basalt flows, Rouyn-Noranda area, Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 15, pages 902-918.
- DIMROTH, E. – IMREH, L. – ROCHELEAU, M. – GOULET, N., 1982 – Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi belt, Quebec. Part I: stratigraphy and paleogeographic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 1729-1758.
- DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – HANNINGTON, M. – DAVIS, D. – LAFRANCE, B., 2004 – Le gisement de sulfures massifs aurifères volcanogènes LaRonde, Abitibi, Québec : altérations, minéralisations et implications pour l'exploration. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MB 2004-03, 112 pages.
- DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – HANNINGTON, M. – LAFRANCE, B. – GOSSELIN, G. – GOSSELIN, P., 2007 – The LaRonde Penna world-class Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi, Québec: mineralogy and geochemistry of alteration and implications for genesis and exploration. *Economic Geology*; volume 102, pages 633-666.
- FRANKLIN, J.M. - GIBSON, H.L. - JONASSON, I.R. - GALLEY, A.G., 2005 - Volcanogenic massive sulfide deposits. *In*: *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume 1905-2005* (Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Godfarb, R.J., and Richards, J.P. editors). Society of Economic Geologists; pages 523-560.
- FRANKLIN, J.M. - LYDON, J.W. - SANGSTER, D.F., 1980 - Volcanic-associated massive sulfide deposits. *In*: *Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume 1905-1980* (Skinner, B.J., editor). Economic Geology Publishing Co.; pages 485-627.
- GALLEY, A.G. - HANNINGTON, M.D. - JONASSON, I.R., 2007 - Volcanogenic massive sulphide deposits. *In*: *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (Goodfellow, W.D., editor). Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division; Special Publication No. 5, pages 141-161.
- GIBSON, H.L., 1990 – The mine sequence of the central Noranda volcanic complex: Geology, alteration, massive sulphide deposits and volcanological reconstruction. Unpublished Ph.D. Thesis. Ottawa, Canada, Carleton University, 715 pages.
- GIBSON, H.L. - MORTON, R.L. – HUDAK, G.J., 1999 - Submarine volcanic processes, deposits and environments favourable for the location of volcanic-associated massive sulphide deposits. *In*: *Volcanic-associated massive sulphide deposits: processes and examples in modern and ancient settings* (Barrie, C.T. and Hannington, M.D., editors). Society of Economic Geologists; *Reviews in Economic Geology* 8, pages 13-51.
- GIBSON, H.L. – KERR, D.J. – CATTALANI, S., 2000 – The Horne Mine: Geology, history, influence on genetic models, and comparison to the Kidd Creek Mine. *Exploration and Mining Geology Journal*; volume 9, pages 91-111.
- GIFKIN, C.C. – ALLEN, R.L., 2001 – Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks: examples from the Mount Read Volcanics, Tasmania. *Economic Geology*; volume 96, pages 973-1002.
- GOUTIER, J. – MCNICOLL, V. – DION, C. – LAFRANCE, B. – LEGAULT, M. – ROSS, P.-S. – MERCIER-LANGEVIN, P. – CHENG, L.-Z. – DE KEMP, E. – AYER, J., 2009 – L'impact du Plan cuivre et de l'IGC-III sur la géologie de l'Abitibi et du Groupe de Blake River, ce volume.
- HANNINGTON, M. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B., 2008 – Volcanogenic massive sulphide systems in modern submarine arcs and implications for Abitibi VMS – An update (keynote talk). Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada (GAC-MAC-SEG-SGA) Joint Annual Meeting, Quebec City, May 2008, Abstracts Volume 33, pages 69.
- KERR, D.J. - GIBSON, H.L., 1993 - A comparison of the Horne volcanogenic massive sulphide deposit and intracauldron deposits of the Mine sequence, Noranda, Quebec. *Economic Geology*; volume 88, pages 1419-1442.
- LAFRANCE, B. – DAVIS, D.W. – GOUTIER, J. – MOORHEAD, J. – PILOTE, P. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – GALLEY, A., 2005 – Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; RP 2005-01, 15 pages.
- LAFRANCE, B. – MOORHEAD, J. – DAVIS, D., 2003a – Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-laRonde. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2002-07, 43 pages.
- LAJOIE, J. – LUDDEN, J., 1984 – Petrology of the Archean Pontiac and Kewagama sediments and implications for the stratigraphy of the southern Abitibi belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 21, pages 1305-1314.
- LARGE, R.R. – GEMMEL, J.B. – PAULICK, H. – HUSTON, D.L., 2001 – The alteration Box Plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration, mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*; volume 96, pages 957-972.
- MARQUIS, P. – HUBERT, C. – BROWN, A.C. – SCHERKUS, E. – TRUDEL, P. – HOY, L.D., 1992 – Géologie de la mine Donald J. Laronde (Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 89-06, 106 pages.
- MCPHIE, J. – DOYLE, M. – ALLEN, R., 1993 – Volcanic Textures – A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 pages.
- MERCIER-LANGEVIN, P., 2005 – Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec, Thèse de Doctorat non-publiée, Institut national de la Recherche scientifique – Centre Eau, Terre et Environnement, Québec, Québec; 694 pages

- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M.D. – DAVIS, D.W. – LAFRANCE, B., 2004 – Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2003-03, 47 pages.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M. – GOUTIER, J. – MCNICOLL, V. – DION, C. – MONECKE, T. – GIBSON, H. – BÉCU, V. – GALLEY, A., 2009a – Les sulfures massifs volcanogènes de la Sous-province de l’Abitibi; principaux aspects et implications pour l’exploration, avec emphase sur le Groupe de Blake River et les sulfures massifs volcanogènes riches en or. Congrès Abitibi Cuivre 2009, Rouyn-Noranda, 29 septembre 2009. Volume des résumés.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – WRIGHT-HOLFELD, A. – DUBÉ, B. – BERNIER, C. – HOULE, N. – SAVOIE, A. – SIMARD, P., 2009b – Stratigraphic setting of the Westwood-Warrenmac ore zones, Westwood Project, Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi, Québec. Geological Survey of Canada; Current Research Paper 2009-3, 20 pages.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – GOUTIER, J. – MCNICOLL, V. – DUBÉ, B. – MONECKE, T. – CARRIER, A. – HANNINGTON, M. – GIBSON, H. – BÉCU, V., 2008 – VMS Deposits of Abitibi – A perspective (review) from Quebec. Northeastern Ontario Mines and Minerals Symposium, TGI-3 Abitibi workshop, Timmins, Ontario, April 17th, 2008, Abstracts Volume, pages 49-52.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M.D. – DAVIS, D. – LAFRANCE, B. – GOSSELIN, G., 2007a – The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part I. Geology and geochronology; *Economic Geology*; volume 102, pages 585-609.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M.D. – RICHER-LAFLÈCHE, M. – GOSSELIN, G., 2007b – The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. Litho geochemistry and paleotectonic setting. *Economic Geology*; volume 102, pages 611-631.
- MONECKE, T. – GIBSON, H.L. – DUBÉ, B. – DE KEMP, E. – MCNICOLL, V. – HANNINGTON, M.D., 2009 – Géologie du gisement géant de sulfures massifs Horne à Rouyn-Noranda. Congrès Abitibi Cuivre 2009, Rouyn-Noranda, 29 septembre 2009. Volume des résumés.
- MONECKE, T. – GIBSON, H. – DUBÉ, B. – LAURIN, J. – HANNINGTON, M. – MARTIN, L., 2008 – Geology and volcanic setting of the Horne deposit, Rouyn-Noranda, Quebec: initial results of a new research project. *Natural Resources Canada, Current Research Paper CR2008-9*, 16 pages.
- OHMOTO, H., 1996 – Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*; volume 10, pages 135-177.
- POULSEN, K.H. – ROBERT, F. – DUBÉ, B., 2000 – Geological classification of Canadian gold deposits. *Geological Survey of Canada; Bulletin 540*, 106 pages.
- RIOPEL, J. – HUBERT, C. – CATTALANI, S. – BARRETT, T.J. – HOY, L.D., 1995 – Gîtologie, structure et géochimie du gisement de sulfures massifs Mobrùn, (district de Rouyn-Noranda). Ministère des Ressources naturelles, ET 92-02, 142 pages.
- SINGER, D.A., 1995 – World class base and precious metal deposits – a quantitative analysis. *Economic Geology*; volume 90, pages 88-104.
- STONE, W.E., 1990 – Archean volcanism and sedimentation in the Bousquet gold district, Abitibi greenstone belt, Quebec: implications for stratigraphy and gold concentration. *Geological Society of America Bulletin*; volume 102, pages 147-158.
- TEASDALE, N. – BROWN, A. – TOURIGNY, G., 1996 – Gîtologie de la mine Bousquet 2. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-37, 43 pages.
- TOURIGNY, G. – BROWN, A.C. – HUBERT, C. – CRÉPEAU, R., 1989 – Synvolcanic and syntectonic gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi greenstone belt, Quebec. *Economic Geology*; volume 84, pages 1875-1890.
- TOURIGNY, G. – CHARTRAND, F., 1994 – Kinematic evolution of metre-scale shear zones in foliated low-grade tectonites: an example from the Bousquet gold district. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 31, pages 1301-1308.
- VALLIANT, R.I. – HUTCHINSON, R.W., 1982 – Stratigraphic distribution and genesis of gold deposits, Bousquet region, Northwestern Quebec. Hodder et Petruk (éditeurs), Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume spécial 24, pages 27-40.

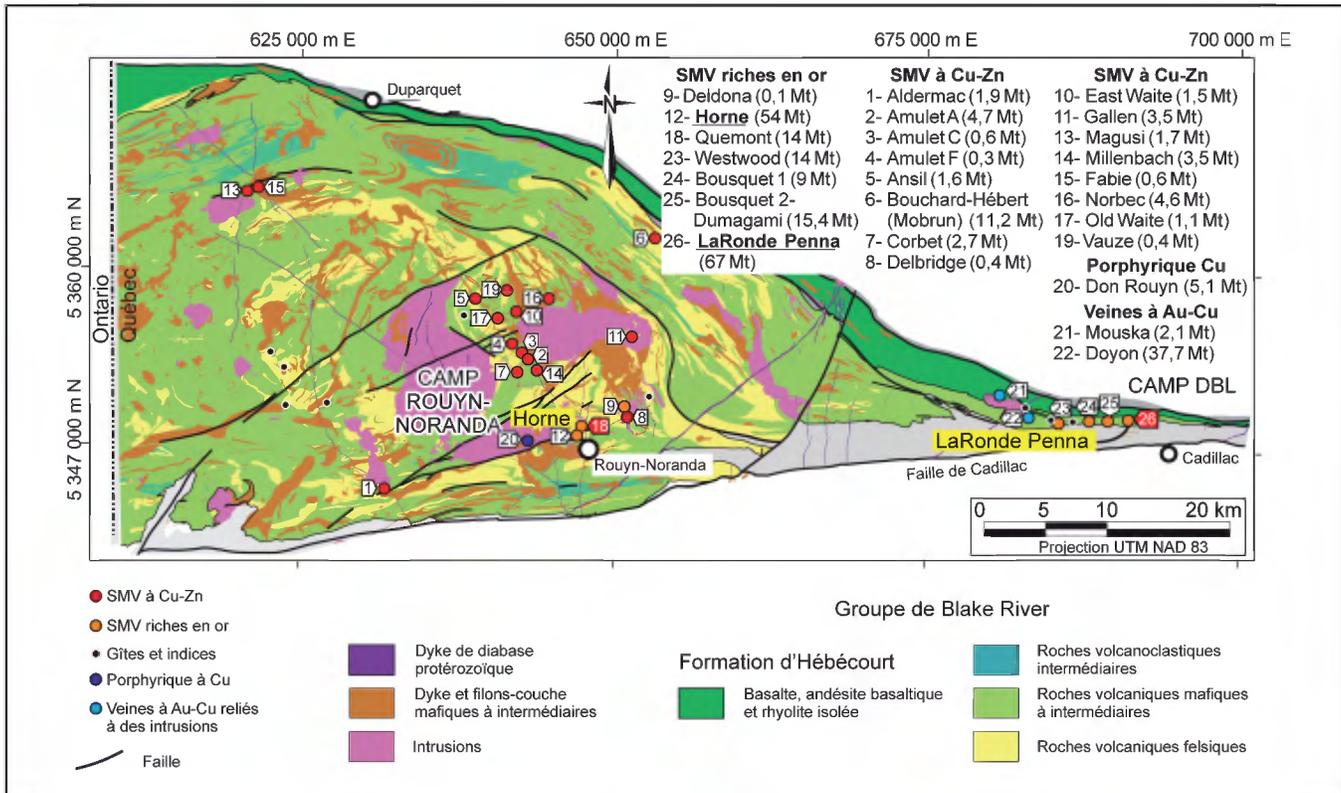


FIGURE 1 – Carte géologique simplifiée de la partie est du Groupe de Blake River montrant la localisation des principaux dépôts de sulfures massifs volcanogènes des camps de Rouyn-Noranda et de Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) ainsi que la localisation des gisements de sulfures massifs volcanogènes riches en or de classe mondiale Horne et LaRonde Penna (modifiée de Mercier-Langevin *et al.*, 2009b).

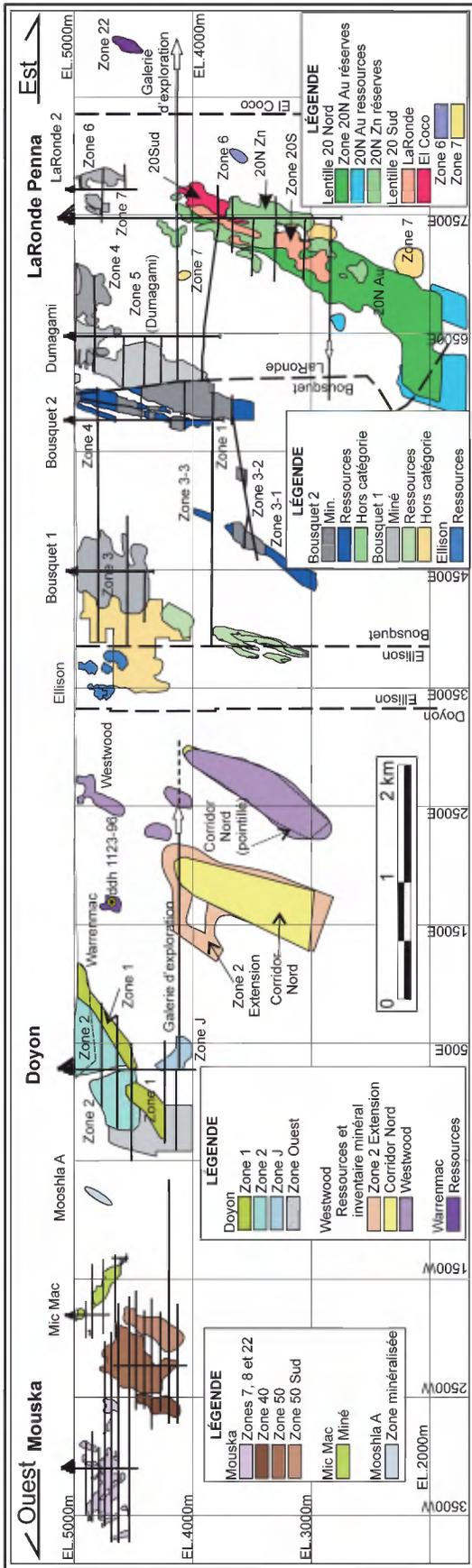


FIGURE 2 – Vue longitudinale composite (regard vers le nord) des zones minéralisées du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde, de la surface jusqu'à une profondeur de 3200 m. Certaines des zones minéralisées des secteurs Ellison et Bousquet 1 n'ont pas été représentées afin d'alléger la figure (modifiée de Mercier-Langevin *et al.*, 2009b).

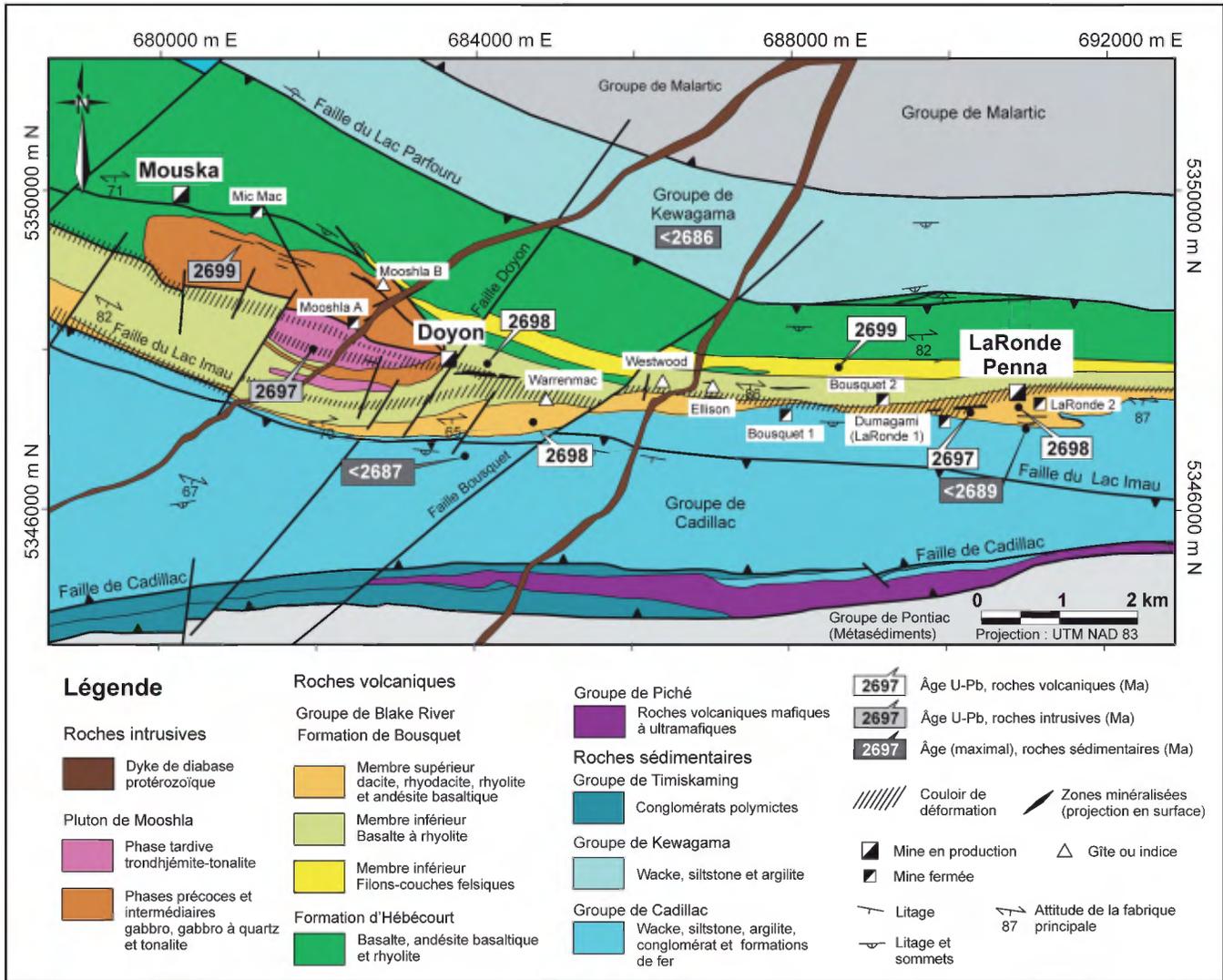


FIGURE 3 – Carte géologique simplifiée du camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde (DBL) montrant la localisation des principaux dépôts de sulfures massifs volcanogènes et des systèmes de veines à Cu-Au associées au Pluton synvolcanique de Mooshla (modifiée de Lafrance *et al.*, 2003).

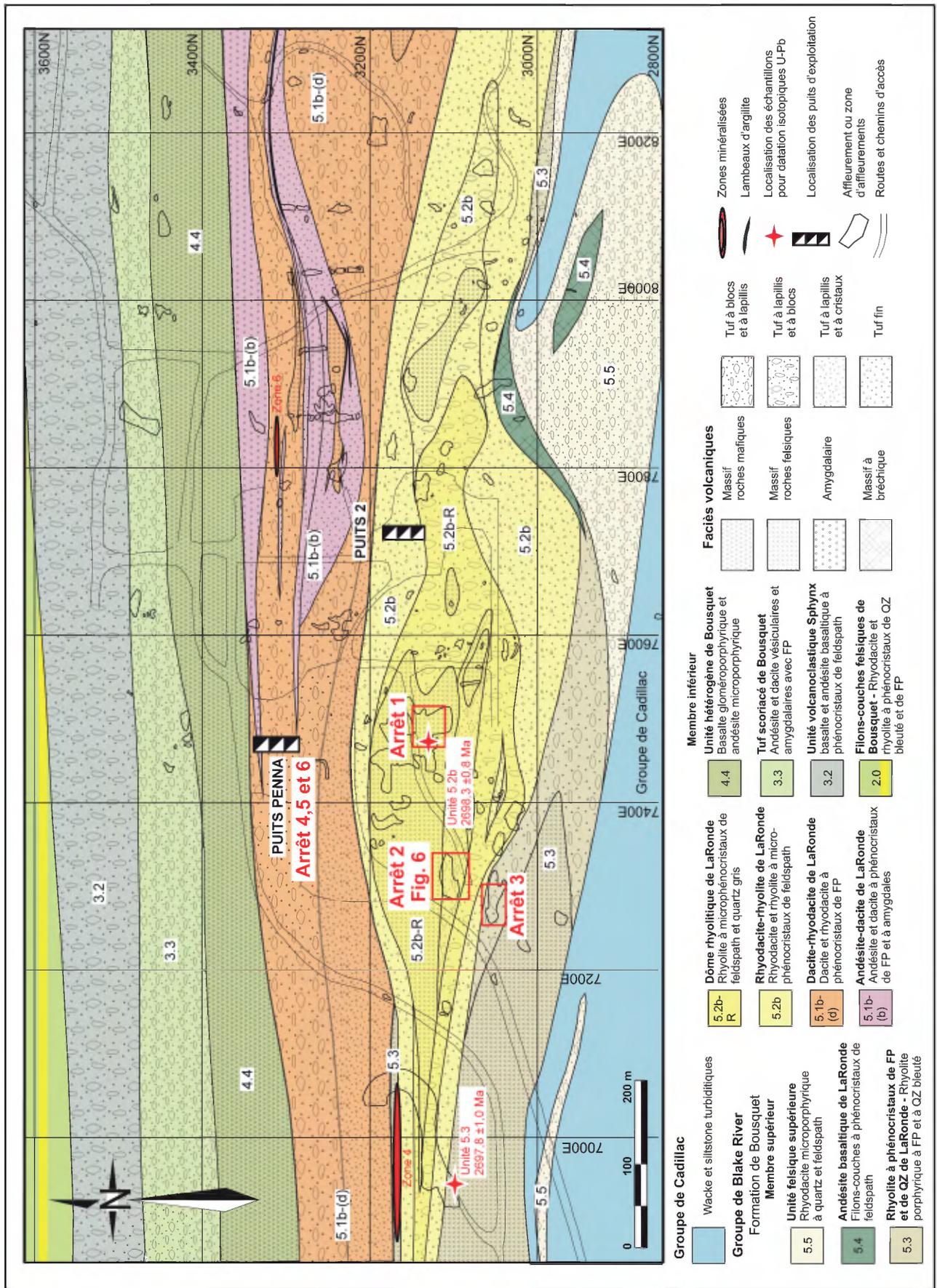


FIGURE 4 – Distribution des principales unités et sous-unités reconnues en surface dans le secteur de la mine LaRonde Penna. Les arrêts prévus au cours de la journée sont localisés sur cette figure. Les principaux faciès volcaniques ont été caractérisés en fonction de la terminologie descriptive, faisant référence à la taille et à la distribution des fragments volcaniques, préconisée par McPhie *et al.* (1993). FP = felspath, QZ = quartz. Figure tirée de Mercier-Langevin (2005).

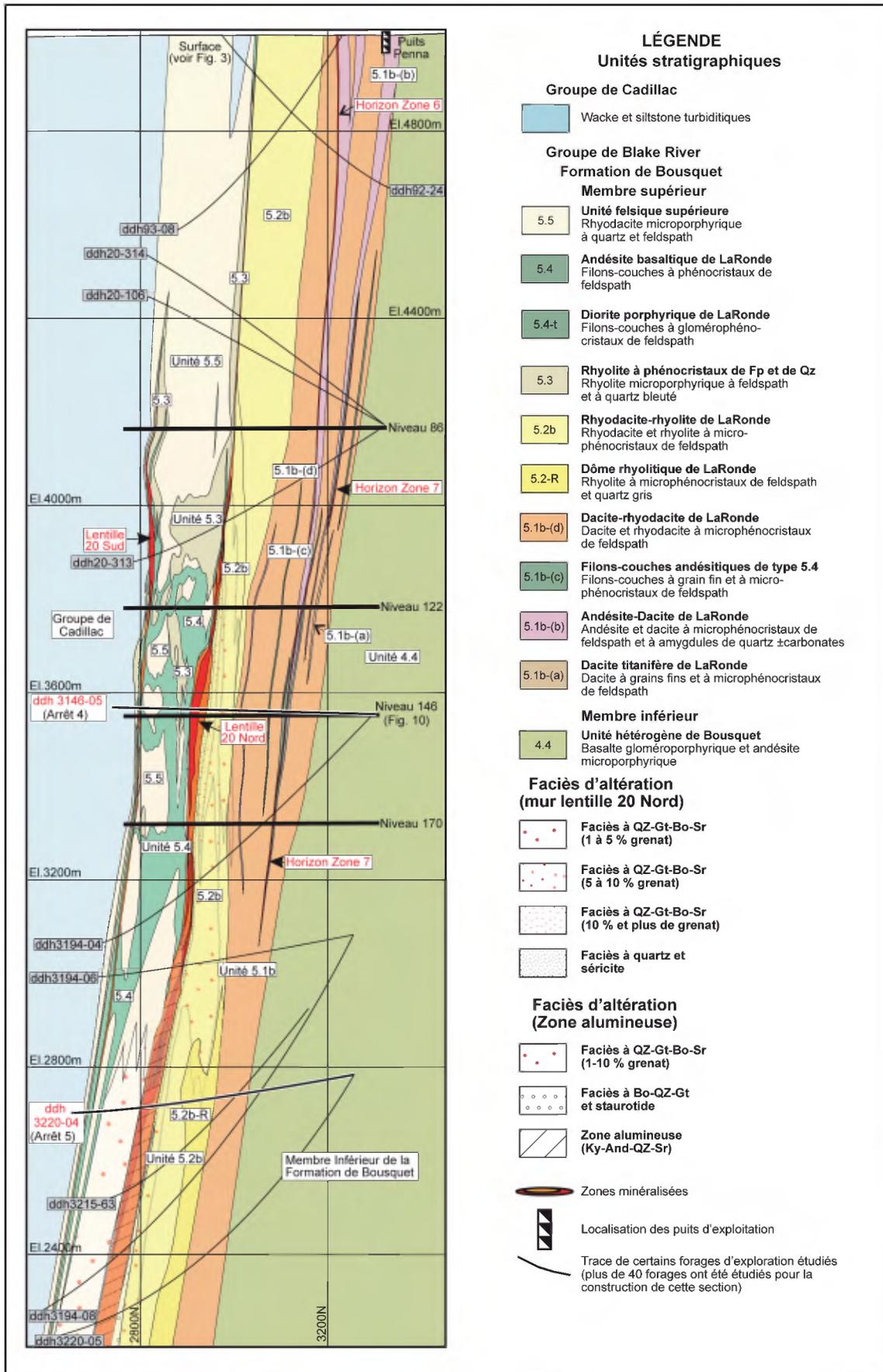


FIGURE 5 – Distribution des principales unités et sous-unités reconnues en section dans le secteur de la mine LaRonde Penna. Les forages (ddh 3146-05 - « Arrêt 4 » et ddh 3220-04 - « Arrêt 5 ») observés au cours de la journée sont localisés. And = andalousite, Bo = biotite, Gt = grenat, Ky = kyanite, QZ-quartz, Sr = séricite. Figure tirée de Mercier-Langevin (2005) et de Mercier-Langevin *et al.* (2007a).

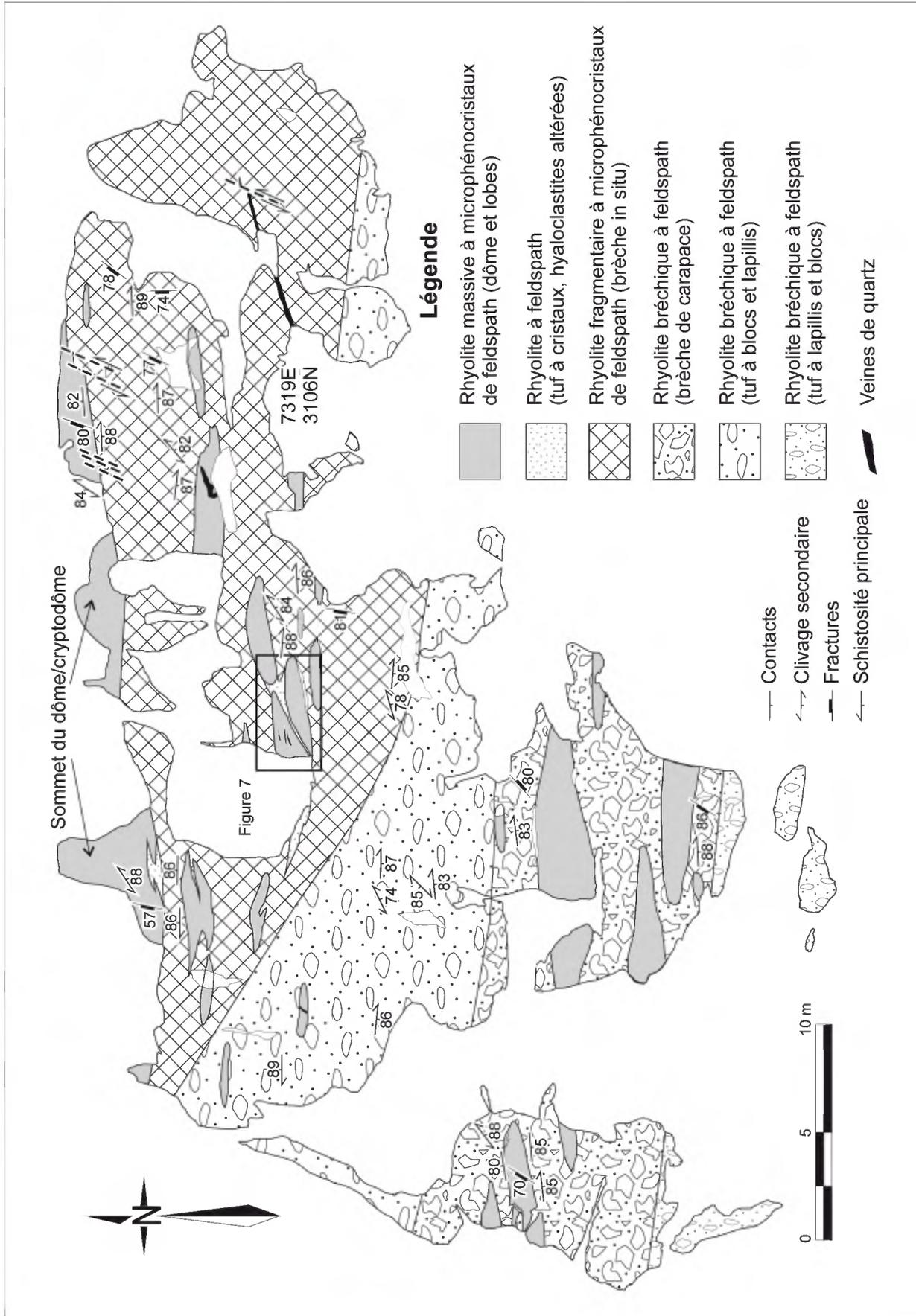


FIGURE 6 – Carte détaillée illustrant la distribution des principaux faciès volcaniques associés au dôme/cryptodôme de rhyolite de la sous-unité 5.2b-R observé, en surface, au sud du puits Penma (voir localisation à la figure 4, arrêt 2). Carte tirée de Mercier-Langevin (2005).

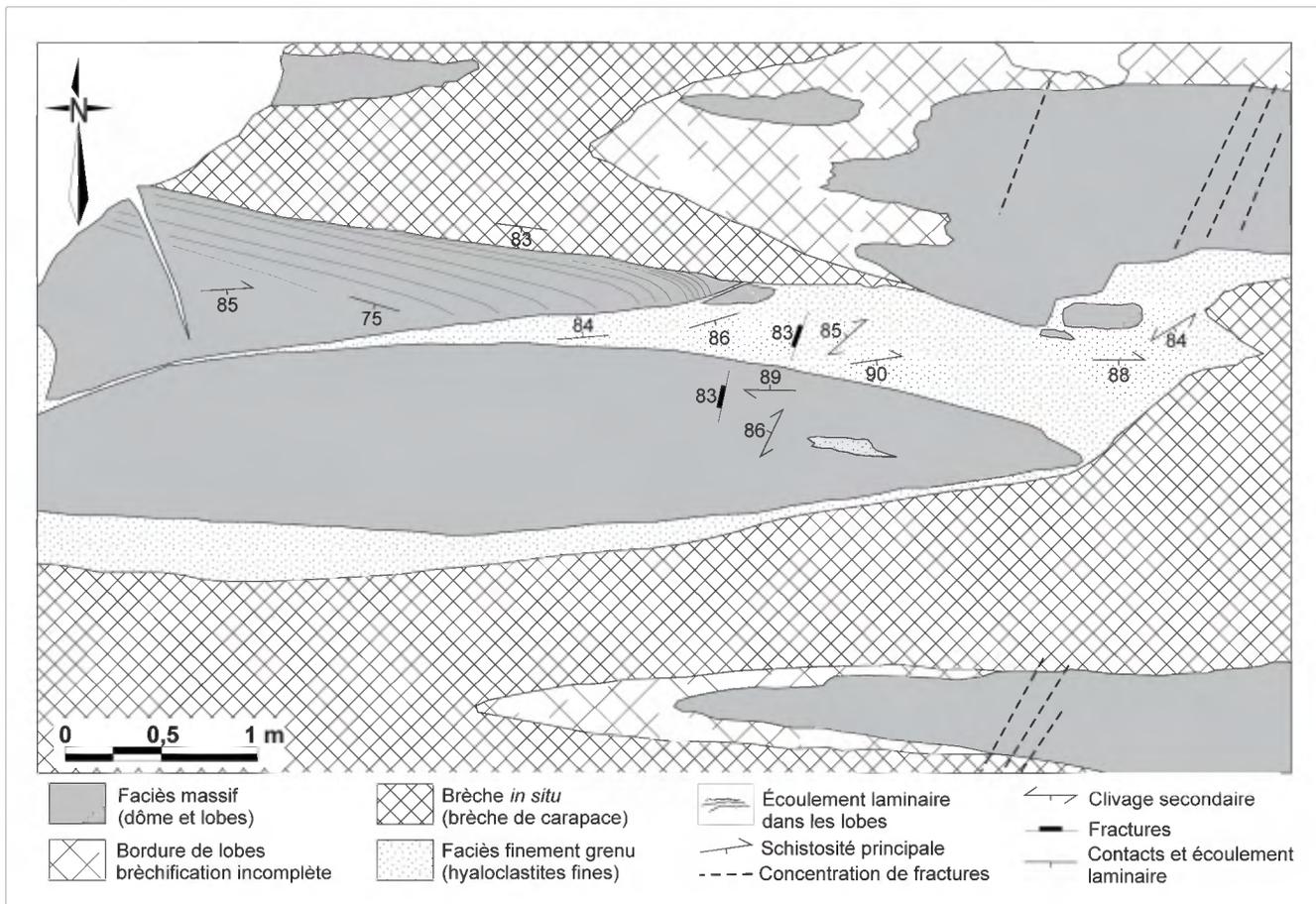


FIGURE 7 – Agrandissement de l’encadré de la figure 6 montrant la relation entre la brèche *in situ*, les lobes et les textures d’écoulement laminaire (tirée de Mercier-Langevin, 2005).

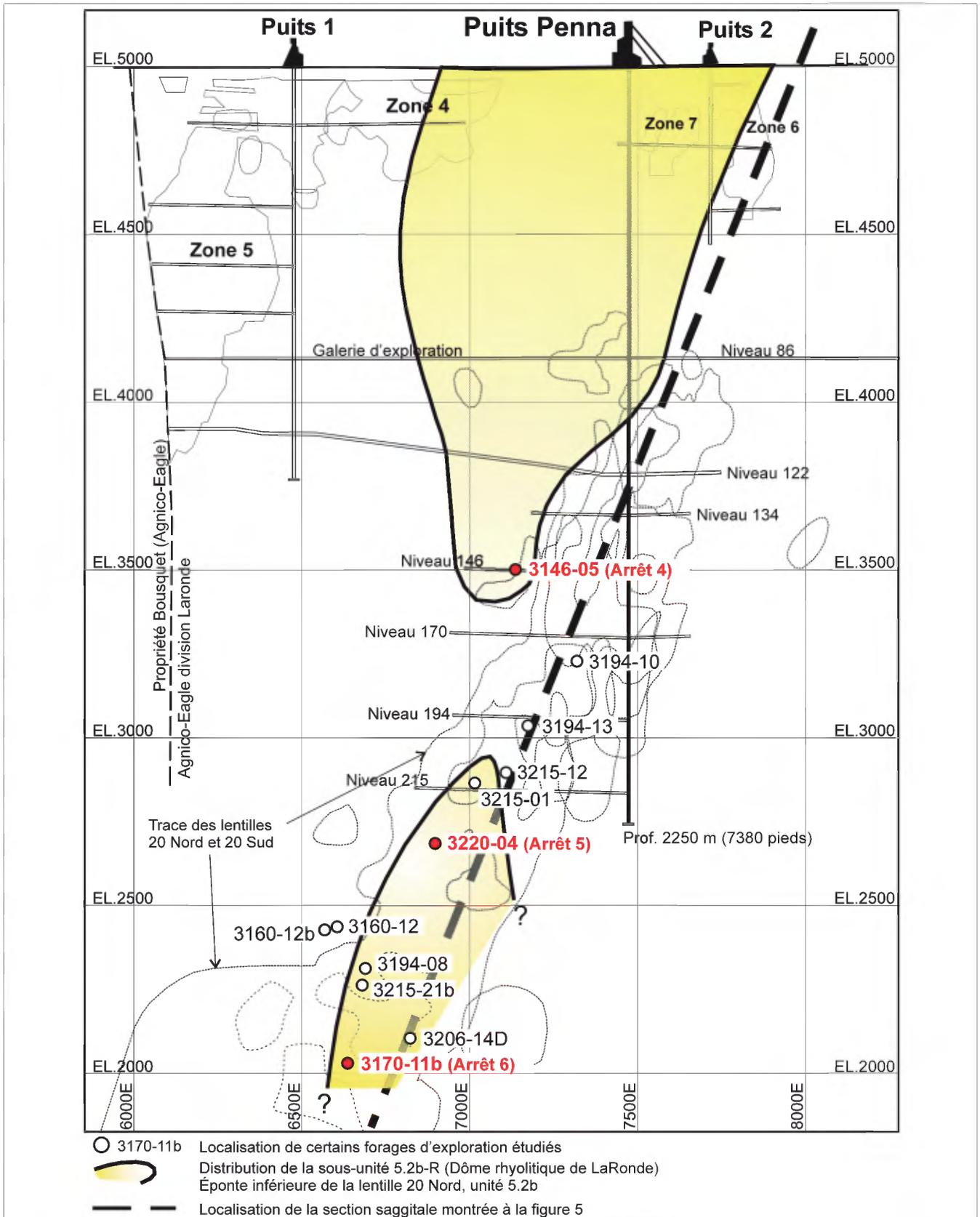


FIGURE 8 – Distribution des deux dômes/cryptodômes de la sous-unité 5.2b-R en section longitudinale. Le point de percée des forages observés aux « arrêts » 4, 5 et 6 est illustré en rouge (tirée de Mercier-Langevin, 2005 et de Mercier-Langevin *et al.*, 2007a).

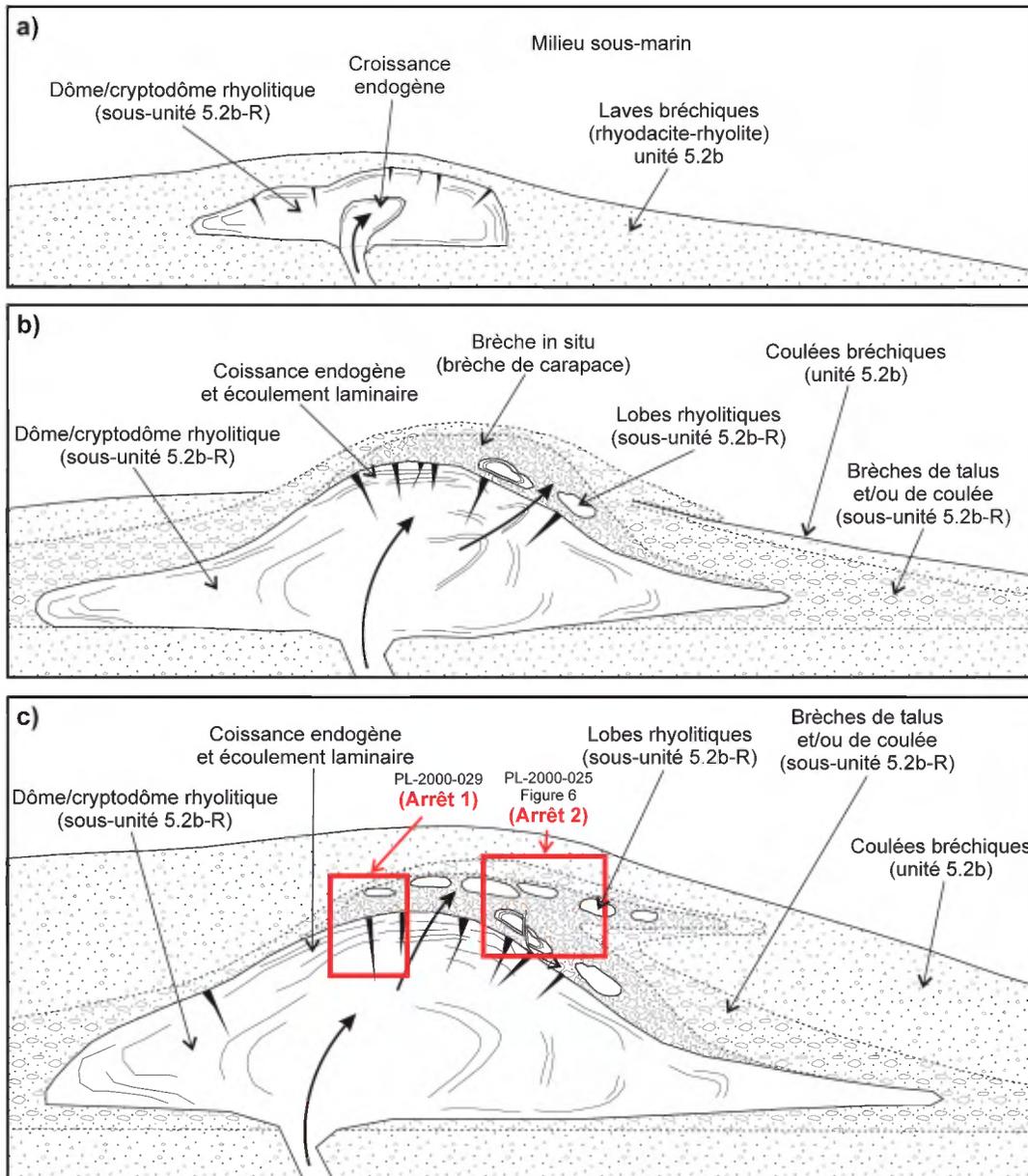


FIGURE 9 – a) Suite du volcanisme felsique (rhyodacite-rhyolite unité 5.2b) au-dessus des dacites-rhyodacites de la sous-unité 5.1b-(d) et début de la formation d'un dôme/cryptodôme rhyolitique (sous-unité 5.2b-R) à l'intérieur de l'unité 5.2b . **b)** Croissance endogène du dôme/cryptodôme de rhyolite (sous-unité 5.2b-R) à l'intérieur des rhyodacites-rhyolites bréchiques de l'unité 5.2b. Le dôme/cryptodôme est également associé à des brèches et des brèches de coulée et/ou de talus en périphérie. La partie sommitale du dôme/cryptodôme est extrusif et associé à des lobes. **c)** Fin de la croissance endogène du dôme/cryptodôme de la sous-unité 5.2b-R et dernières poussées de lave formant des lobes recoupant des brèches et des brèches de coulée et/ou de talus. Instabilité des bordures du dôme/cryptodôme suite à sa croissance endogène. La volcanisme bréchique de l'unité 5.2b est continu et recouvre finalement entièrement le dôme/cryptodôme. La position relative des affleurements PL-2000-025 (Arrêt 2) et 029 (Arrêt 1) est illustrée.

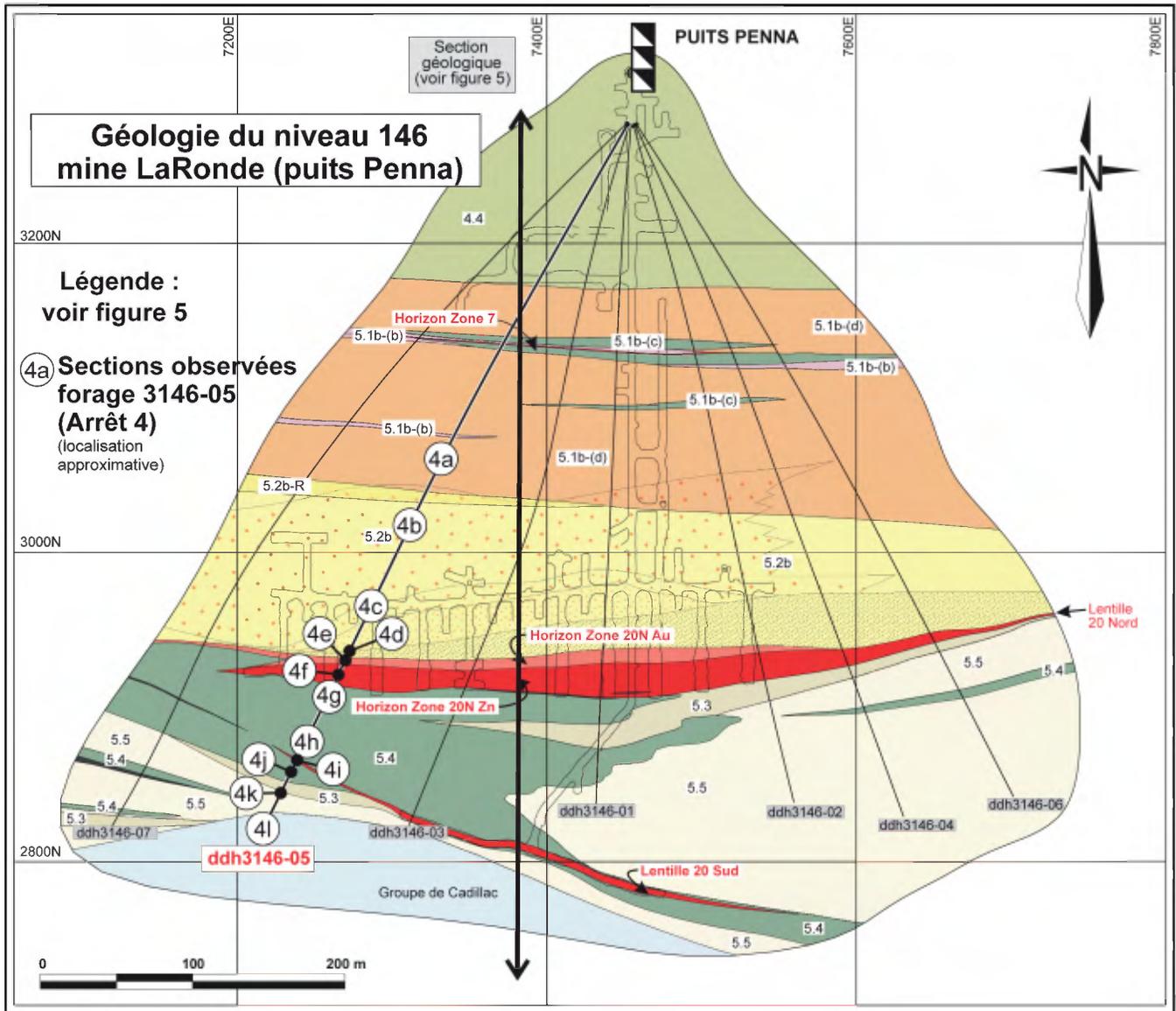


FIGURE 10 – Distribution des principales unités et sous-unités reconnues au niveau 146 situé à 1460 mètres de profondeur dans le secteur du gisement LaRonde (puits Penna) et trace du forage 3146-05 (Arrêt 4). Cette carte a été réalisée à partir de : **1)** la cartographie des galeries souterraines et de certains chantiers; **2)** l’observation et de l’échantillonnage de forages horizontaux; et **3)** la compilation des travaux d’exploration et de production entrepris par Agnico-Eagle mines (modifiée d’Agnico-Eagle mines et tirée de Mercier-Langevin, 2005 et de Dubé *et al.*, 2007).

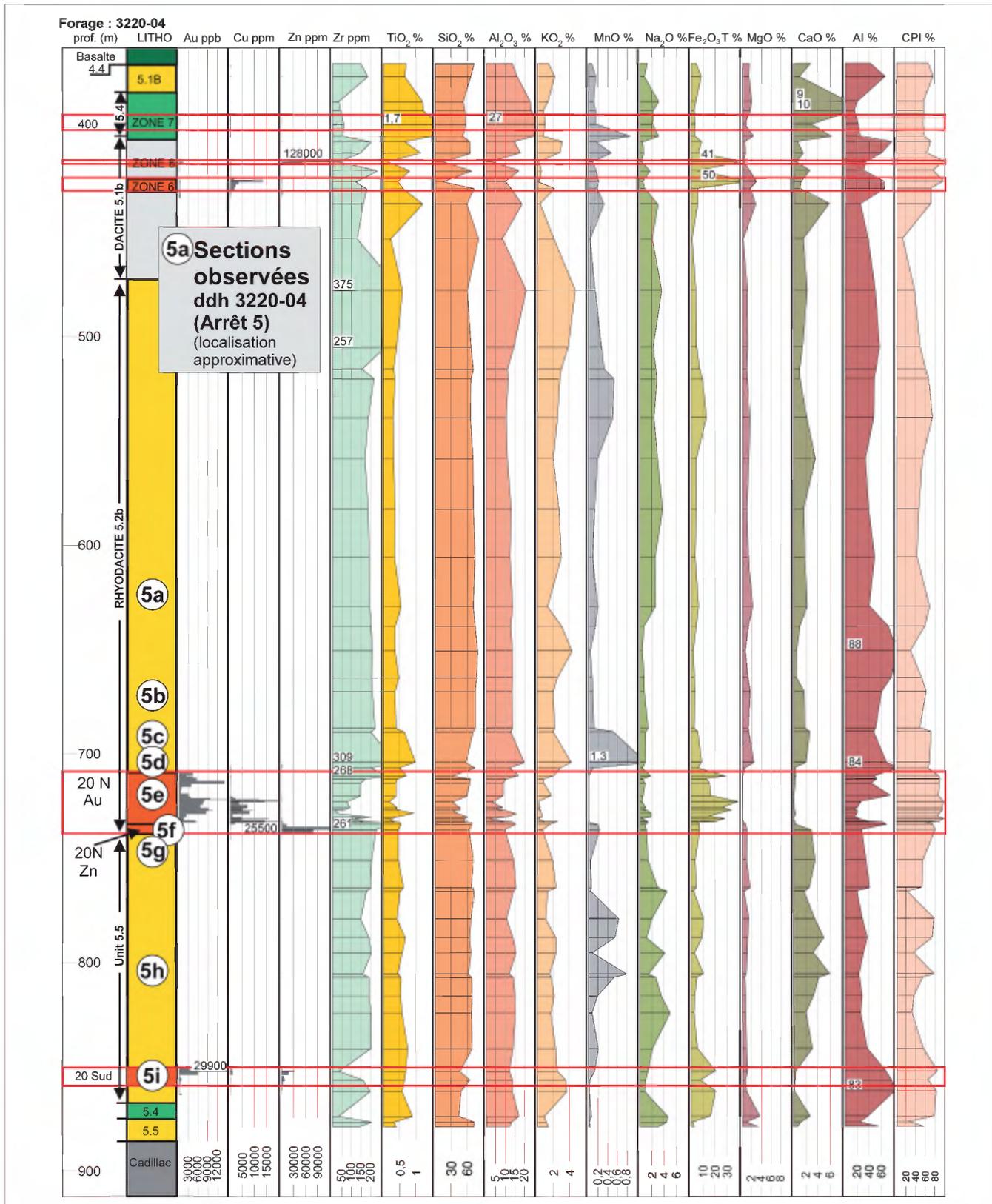


FIGURE 11 – Profils lithogéochimiques le long du forage 3220-04 (Arrêt 5) illustrant les variations de composition associées à l’altération hydrothermale alumineuse dans les épontes de la lentille 20 Nord en profondeur dans la mine (tirée de Dubé *et al.*, 2007).

Tableau 1 - Production totale à la fin de 2008 pour le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde, Abitibi, Québec⁽¹⁾.

Type			Production							
	Mine	Années	Tonnage	Au ⁽²⁾	Au		Ag	Cu	Zn ⁽³⁾	Pb ⁽⁴⁾
			(Mt m)	(g/t)	(tonnes)	(Moz)	(tonnes)	(tonnes)	(tonnes)	(tonnes)
Sulfures massifs (±semi-massifs) volcanogènes riches en or										
	Dumagami	1988-1999	7,33	6,84	46	1,48	85,8	34198	4994	
	LaRonde Penna ⁽⁵⁾	2000-2008	20,21	3,58	65,3	2,1	1116,6	57469	435904	553,9
	Bousquet 2	1990-2002, 2007	8,22	8,56	66,64	2,14	0,4	45804	20	
		TOTAL	35,76	5,39	177,94	5,72	1202,8	137470	440918	553,9
Veines, stockwers et disséminations de sulfures volcanogènes riches en or										
	Bousquet 1	1978-1996	7,45	5,7	39,49	1,27				
		TOTAL	7,45	5,7	39,49	1,27				
Veines épizonales de quartz à Au-Cu riches en sulfures associées à une intrusion										
	Doyon*	1980-2008	31,37	5,52	166,15	5,34				
	Mooshla A	1939-1940	0,004	29,66	0,13	0,004				
		TOTAL	31,37	5,52	166,28	5,35				
Veines orogéniques (remobilisées) de quartz à Au-Cu riches en sulfures										
	Mouska*	1989-2008	1,89	12,5	22,33	0,72				
	Mic Mac	1942-1947	0,72	4,62	3,34	0,11				
		TOTAL	2,61	10,31	25,68	0,83				
	TOTAL camp DBL		77,19	5,64	409,39	13,16	1202,8	137470	440918	553,9

(*) Mines actives

(1) Modifié de Mercier-Langevin *et al.* (2007c). Source : rapports annuels Mines Agnico-Eagle, Iamgold, Barrick Gold, Cambior, Dumagami Mines, Lac Minerals.

(2) La teneur en Au rapportée est la teneur géologique ou *in situ*, soit avant production-récupération (*head grade*), les tonnages représentent la quantité de métal produit ou récupéré.

(3) Production de Zn à la mine Dumagami en 1998 et 1999 seulement et à Bousquet 2 en 2007 seulement.

(4) La production (récupération) de Pb à la mine LaRonde Penna a débuté en 2008 seulement.

(5) Comprend le projet minier LaRonde II (expansion et approfondissement de LaRonde Penna).

Mt m millions de tonnes métriques

g/t grammes par tonne métrique

Moz millions d'onces

Tableau 2 - Budget métallique à la fin de 2008 pour le camp minier Doyon-Bousquet-LaRonde, Abitibi, Québec⁽¹⁾.

Type	Budget métallique total (<i>in situ</i>) ⁽²⁾								
	Mine	Tonnage	Au	Au	Au	Ag	Cu	Zn ⁽³⁾	Pb ⁽⁴⁾
		(Mt m)	(g/t)	(tonnes)	(Moz)	(tonnes)	(tonnes)	(tonnes)	(tonnes)
Sulfures massifs (±semi-massifs) volcanogènes riches en or									
	Dumagami	7,33	6,84	50,12	1,61	143	48854	8323	
	LaRonde Penna ⁽⁵⁾	67,04	3,98	266,9	8,58	3037	211312	1506582	67527
	Bousquet 2	8,22	8,56	70,35	2,26		54411		
	Warrenmac	0,31	6,9	2,16	0,07	17	626	14085	
	TOTAL	82,91	4,7	389,53	12,52	3198	315203	1529014	67527
Veines, stockwars et disséminations de sulfures volcanogènes riches en or									
	Bousquet 1	10,82	5,96	64,4511	2,07				
	Ellison	1,2	5,77	6,92	0,22				
	Westwood	11,28	9,13	103,05	3,16				
	TOTAL	23,62	7,48	176,59	5,52				
Veines épizonales de quartz à Au-Cu riches en sulfures associées à une intrusion									
	Doyon*	37,69	5,44	205,18	6,6				
	Mooshla A	0,004	29,66	0,13	0,004				
	TOTAL	37,69	5,45	205,31	6,6				
Veines orogéniques (remobilisées) de quartz à Au-Cu riches en sulfures									
	Mouska*	2,09	12,52	26,18	0,85				
	Mic Mac	0,72	4,62	3,34	0,11				
	Orion-B2 shear	0,5	6	3	0,1				
	TOTAL	3,31	9,81	32,52	1,06				
	TOTAL camp DBL	147,53	5,45	803,95	25,69	3198	315203	1529014	67527

(*) Mines actives

(1) Modifié de Mercier-Langevin *et al.* (2007c). Source : rapports annuels Mines Agnico-Eagle, Iamgold, Barrick Gold, Cambior, Dumagami Mines, Lac Minerals.

(2) Comprend le minerai exploité (corrigé à 100 % de récupération), les réserves, les ressources et les zones minéralisées hors catégorie (inventaire). Ces données ne sont pas conformes aux normes en vigueur (par ex. 43-101) et ne doivent être utilisées.

(3) Production de Zn à la mine Dumagami en 1998 et 1999 seulement et à Bousquet 2 en 2007 seulement.

(4) La production (récupération) de Pb à la mine LaRonde Penna a débuté en 2008 seulement.

(5) Comprend le projet minier LaRonde II (expansion et approfondissement de LaRonde Penna).

Mt m millions de tonnes métriques

g/t grammes par tonne métrique

Moz millions d'onces

1B

Giant volcanogenic massive sulphide deposits of the Blake River Group: Current knowledge and implications for exploration Part II - Horne

T. Monecke (CSM), H. Gibson (LU), F. Huthmann (TU Bergakademie Freiberg), B. Dubé (CGC), M. Hannington (UO), V. McNicoll, P. Mercier-Langevin (CGC)

Regional geology of the Rouyn-Noranda camp

VMS deposits of the Rouyn-Noranda camp are hosted by a large volcanic center, referred to as the Noranda volcanic complex. This volcanic centre has an approximate diameter of 35 km and is composed of 7.5 to 9 km of bimodal volcanic strata of predominantly tholeiitic affinity comprising numerous alternating mafic and felsic units crosscut by syn-volcanic dykes of dioritic and gabbroic composition (Gélinas *et al.*, 1984; Gibson and Watkinson, 1990; Péroquin *et al.*, 1990; Kerr and Gibson, 1993). Following regional work by Spence and de Rosen-Spence (1975), Gibson (1990) subdivided the volcanic succession of the Noranda volcanic complex into five cycles of volcanism, each cycle consisting of lower basaltic and andesitic units overlain by intercalated mafic and felsic upper units (Fig. 1). Volcanism of the Noranda volcanic complex took place over a comparably short time span at ca. 2702 to 2696 Ma (Mortensen, 1993; Lafrance *et al.*, 2005; David *et al.*, 2006; McNicoll *et al.*, in prep.).

The volcanic stratigraphy of the Noranda volcanic complex is intruded by the syn-volcanic Flavrian and Powell plutons. The Flavrian pluton is composed of sill-like intrusions that are characterized by shallow dips to the east and generally conformable contacts with the overlying volcanic strata (Wilson, 1941). Goldie (1978, 1979) and Kennedy (1985) showed that this pluton is a composite intrusion that consists of at least five separate intrusive phases. The chemical similarity of some of these phases to the enclosing volcanic strata and lack of a significant contact metamorphic aureole led Goldie (1978, 1979) and Paradis *et al.*, (1988) to interpret the Flavrian pluton as the intrusive equivalent of a shallow magma chamber within the shield volcano represented by the Noranda volcanic complex. Geochemical and petrographic evidence suggests that the Powell pluton, located south of the Beauchastel fault (Fig. 1), represents a faulted equivalent to the Flavrian pluton (Spence and de Rosen-Spence, 1975; Goldie, 1978).

Several smaller intrusive complexes have been recognized in the Noranda volcanic complex (Fig. 1). The Lac Dufault pluton in the eastern part of the camp crosscuts the surrounding stratigraphy and is divisible into two phases. The western phase is associated with a pronounced metamorphic aureole that extensively overprinted the surrounding volcanic rocks

(de Rosen-Spence, 1969). In contrast, the eastern phase is not surrounded by a contact metamorphic aureole and the hydrothermal alteration zone associated with the Gallen deposit, which occurs as a roof pendant within the intrusion, is not contact metamorphosed. This suggests that the eastern phase of the Lac Dufault pluton is syn-volcanic.

Diorite-gabbro intrusions are widespread in the Noranda volcanic complex. They occur as large sheet-like dykes and sills that generally have a northwesterly strike. The dykes form a particularly dense network in the area north and west of the Lake Dufault pluton. They appear to be quite early as they have been overprinted by contact metamorphism related to the intrusion of the western phase of the Lac Dufault pluton. The diorite dykes commonly occupy low-angle reverse faults that thrust up volcanic strata on their east margins.

The Noranda volcanic complex has been subdivided into a number of structural blocks, which are delimited by major faults and their extrapolations (Spence, 1976; Péroquin *et al.*, 1990). Lithological correlation between the different structural blocks has proven to be difficult in most cases. The area north of the Hunter Creek fault is referred to as the Hunter block. The areas between the Hunter Creek and Beauchastel faults, and the Beauchastel and Horne Creek faults are referred to as the Flavrian and Powell blocks, respectively. The Horne block lies between the Horne Creek and the Andesite faults (Fig. 1).

Previous research largely focused on the Flavrian and Powell blocks in the central part of the Noranda volcanic complex, where most of the known massive sulphide deposits occur. The volcanic stratigraphy in both blocks, collectively referred to as the Central Mine Sequence, shows similarities and is correlative across the Beauchastel fault (Gibson *et al.*, 1984). The Central Mine Sequence is dominated by coherent basalt, andesite, and rhyolite that are intercalated with lesser amounts (<5%) of volcanoclastic deposits. Mafic volcanic rocks form predominantly pillowed and massive flows, whereas the rhyolite units were typically emplaced as tabular flows and low relief domes (Spence and de Rosen-Spence, 1975; Kerr and Gibson, 1993). Volcanism of the Central Mine Sequence occurred in a below-storm-wave-base, presumably deep, marine environment. However, local shoaling has been postulated for strata in the Powell area, which occurs at the southern limit of the Central Mine Sequence (Lichtblau and Dimroth, 1980).

The stratigraphy of the Central Mine Sequence is interpreted to represent the infilling of a primary volcano-tectonic subsidence structure located between the Hunter Creek and Horne Creek faults (Dimroth *et al.*, 1982). Gibson (1990), Gibson and Watkinson (1990), and Kerr and Gibson (1993) referred to this syn-volcanic subsidence structure as the Noranda cauldron. Recently, Pearson and Daigneault (2009) proposed that the Noranda cauldron may be superimposed on two larger and older subsidence structures, the New Senator caldera, which encompasses the Noranda volcanic complex and an older, Misema caldera, which encloses the entire Blake River Group.

Gold-rich VMS of the Rouyn-Noranda camp

VMS deposits occur throughout the Noranda Formation, although the majority of the economic massive sulphide deposits are located at two stratigraphic horizons within Cycle 3 volcanic rocks of the Flavrian block (Fig. 1). The deposits are clustered around volcanic vents located at the contacts of major rhyolite and andesite units. Areas of sulphide accumulation are typically localized along syn-volcanic faults interpreted to have formed directly above the shallow magma chamber now represented by the Flavrian pluton (Spence and de Rosen-Spence, 1975; Gibson, 1990; Gibson and Watkinson, 1990; Kerr and Gibson, 1993).

Massive sulphide deposits in the Rouyn-Noranda camp show significant variations in the Au content. Gibson and Galley (2007) showed that the average Au content of 16 of the past-producing deposits is <2 g/t, whereas the Horne and Quemont deposits have average Au contents of 6.1 and 5.5 g/t Au, respectively, permitting classification as Au-rich VMS deposits (Poulsen *et al.*, 2000). Both deposits are located in the southern part of the Rouyn-Noranda camp and are hosted by dominantly felsic volcanic rocks that are apparently not correlative with the Central Mine Sequence.

Key outcrops illustrating the volcanological setting of the Horne and Quemont deposits will be inspected during the field trip. The field observations will provide a basis to discuss possible controls on Au enrichment at both deposits and will illustrate features that make the Horne and Quemont deposits unique with respect to the massive sulphide deposits hosted by the Central Mine Sequence.

Horne deposit

The discovery of the Horne deposit in 1923 was an outstanding event in the history of the Canadian mining industry, not only because of the size and grade of this giant VMS deposit, but also because the exploration that ensued ultimately led to the discovery of the Rouyn-Noranda camp and the settlement of northwestern Quebec (Roberts, 1956). The Horne mine accounted for about 60% of the total ore reserves of the Rouyn-Noranda camp, and contained more than 60% of the total copper and 80% of the total gold. Between 1927 and 1976, the mine produced 260 t of Au and

1.13 Mt of Cu from 53.7 Mt of ore that graded 2.22 wt. % Cu and 6.1 g/t Au (Kerr and Mason, 1990), making it the largest gold producer of its class in the world (Hannington *et al.*, 1999; Dubé *et al.*, 2007).

The Horne deposit is located within an E-W-trending package of dominantly felsic volcanic rocks that forms part of the Horne block. The volcanic stratigraphy within the mine area faces to the north, strikes approximately WNW-ESE, and steeply dips to the north (Wilson, 1941; Hodge, 1967; Sinclair, 1971; Kerr and Mason, 1990; Kerr and Gibson, 1993; Gibson *et al.*, 2000). The bounding Horne and Andesite faults converge approximately 2.2 km to the west of the Horne deposit and dip steeply towards one another.

Due to the lack of detailed surface mapping, the sense and magnitude of displacement along the bounding faults is uncertain. Attempts to stratigraphically or geochronologically correlate the host rock succession of the Horne deposit with volcanic units outside the Horne block have been largely unsuccessful (Péloquin *et al.*, 1990; Gibson *et al.*, 2000). Immediately on the north side of the Horne Creek fault lies the Quemont massive sulphide deposit that is hosted by rhyolite breccias and porphyritic coherent rhyolite (Ryznar *et al.*, 1967; Weeks, 1967). Rocks south of the Andesite fault are mainly andesitic to basaltic in composition, strike approximately E-W, but also show a subvertical dip.

The dominantly felsic volcanic succession hosting the Horne deposit consists mainly of coherent rhyolite and related volcanoclastic deposits, interpreted to represent subaqueous lava flows with lesser syn-volcanic intrusions, redeposited syn-eruptive volcanoclastic deposits, and possible primary pyroclastic deposits (Kerr and Mason, 1990; Kerr and Gibson, 1993; Gibson *et al.*, 2000). Kerr and Gibson (1993) informally divided the volcanic host rocks of the Horne deposit into three conformable formations which, from stratigraphic footwall to hanging wall, include the West 3919, Main Mine, and Remnor formations (Fig. 2). Recent dating of a rhyolite sill belonging to the West 3919 formation yielded an age of 2702.0 ± 1.0 Ma (McNicoll *et al.*, in prep.).

Nearly all historic production from the Horne deposit came from the Upper and Lower H ore bodies, which occur near the top of the Main Mine formation. The Upper H body extended from surface to a mine depth of 395 m, whereas the Lower H ore body was located at a mine depth of 365 to 945 m. These two ore bodies were approximately circular in horizontal cross section, but were elongate and plunged steeply to the east, parallel to the dip of the surrounding volcanic host rocks (Price, 1934; Hodge, 1967; Gibson *et al.*, 2000). The Lower H ore body is stratigraphically overlain by a massive to semi-massive sulphide body, referred to as the No. 5 Zone (Sinclair, 1971). This tabular zone consists of numerous lenses of massive pyrite interbedded with intensely altered felsic volcanoclastic rocks. The No. 5 Zone extends for a strike length of more than 1,000 m to a depth of at least 2,650 m and ranges from approximately 30 to 140 m in thickness (Sinclair, 1971; Fisher, 1974; Gibson *et al.*, 2000). Due to low metal grades, this zone has

not been mined extensively (Gibson *et al.*, 2000). A small massive pyrite lens, referred to as the G Zone, is located in the Remnor formation, which stratigraphically overlies the volcanic rocks hosting the Upper H and Lower H ore bodies as well as the No. 5 Zone (Kerr and Mason, 1990; Gibson *et al.*, 2000).

Quemont deposit

The Quemont deposit represented the second largest deposit in the Rouyn-Noranda camp. Discovered in 1945, it produced 13.7 Mt of ore grading 1.2% Cu, 1.9% Zn, 5.5 g/t Au, and 18.8 g/t Ag (Gibson and Galley, 2007). The massive sulphide mineralization at Quemont was hosted by rhyolite breccia at or near the contact with a coherent rhyolite unit (Ryznar *et al.*, 1967). Reports of underground exposures suggest that the ore lenses largely formed by replacement of the host breccia facies (Taylor, 1953).

The host rock succession of the deposit is well exposed at Quemont Hill. According to Dimroth and Rocheleau (1979), two distinct breccia facies can be distinguished in the large outcrop area. The breccia facies collectively attain a maximum thickness of 240 m. The stratigraphically lower breccia facies overlies a coherent rhyolite unit, referred to as the Joliet Rhyolite. The breccia consists of several centimetres to decimetres large rhyolite, basalt, and andesite clasts. The rhyolite clasts were noted to be texturally similar to the underlying Joliet Rhyolite (Dimroth and Rocheleau, 1979). A second, poorly exposed, rhyolite breccia facies was identified to occur above a thin rhyolite unit in the upper portion of the host rock succession. This upper rhyolite breccia facies contains abundant quartz porphyritic rhyolite clasts that are texturally similar to the overlying Quemont Rhyolite. Both rhyolite breccia facies are crosscut by a large dyke that is interpreted to represent the feeder to the Quemont Rhyolite (Dimroth and Rocheleau, 1979).

Outcrop descriptions

Three outcrops will be visited during the field trip (Fig. 3). The first stop will be the Horne West Property, which represents one of the best exposed sections of the Horne stratigraphy, which was stripped of overburden and washed in 1985 by Noranda Exploration Ltd. The Horne West Property has been mapped at a scale of 1:200 by Monecke *et al.* (2008). Two additional stops will focus on volcanic facies relationships at Quemont Hill to illustrate the setting of the Quemont massive sulphide deposit. As a part of an ongoing research project, the large outcrop at Quemont Hill will be remapped. Preliminary mapping results will be shown on the field trip including detailed 1:20 maps of key outcrops that were prepared by Huthmann and Monecke (unpubl.).

Horne West Property (646475 mE, 5346275 mN, Zone 17, NAD 83)

The Horne West outcrop forms part of the West 3919 formation as defined by Kerr and Gibson (1993). Accord-

ing to these authors, the volcanic succession exposed at the property is located in the footwall of the giant Horne deposit and is probably positioned several hundreds of meters below the Upper and Lower H ore bodies. The outcrop is located approximately 1 km to the west of the Horne deposit.

The Horne West outcrop is dominated by a proximal facies association comprising coherent rhyolite and associated juvenile volcanoclastic rocks that formed by autobrecciation and quench fragmentation. The coherent rhyolite units are interpreted to have been emplaced near their vents where quenching in the subaqueous environment and mixing with unconsolidated or poorly consolidated volcanoclastic material along intrusive contacts limited the areal extent of the rhyolitic lava. The limited size of the coherent rhyolite units (stratigraphic thicknesses of <50 m) suggest eruption of small volume magma batches.

In addition to the coherent units, voluminous, mass-flow-derived coarse volcanoclastic deposits form an important component of the Horne West succession. The abundance of chlorite wisps that are interpreted to represent formerly glassy particles and the occurrence of altered pumice clasts within these deposits suggest that the debris were, at least in part, a product of explosive felsic volcanism taking place within or outside the immediate study area. The explosive volcanic activity is interpreted to have been broadly contemporaneously with the effusive or shallow intrusive rhyolitic volcanism in the Horne West area.

Disseminated sulfide mineralization and associated hydrothermal alteration are conspicuous features of the Horne West stratigraphy. Significant gold grades were encountered in zones of disseminated sulfide mineralization occurring in the immediate footwall of coarse volcanoclastic rocks containing abundant sulfide clasts (Fig. 4). These volcanoclastic deposits define two paleo-seafloor positions within the volcanic succession at which massive sulfide accumulations must have been exposed at the time of mass-flow deposition of the volcanoclastic material. This relationship indicates that gold mineralization associated with sulfide infiltration and replacement of the volcanic strata at Horne West formed at the fringe of, or marginal to, a long-lived, stratigraphically stacked, hydrothermal ore system. Based on the field relationships, gold mineralization at Horne West is considered to be of syn-volcanic origin.

Quemont Hill (647414 mE, 5347409 mN, Zone 17, NAD 83)

Mapping of an exposure of the upper rhyolite breccia revealed complex interfingering of coherent rhyolite with the host breccia facies, a relationship that was not previously described by Dimroth and Rocheleau (1979). Contacts between the flow-banded rhyolite and the surrounding host breccia are complex in detail, involving intricate interpenetration between the rhyolite and the breccia facies. The contacts between the lava and the breccia facies are typified by a clastic texture with blocky to irregularly shaped clasts derived from the lava being foundered into the host breccia. The rhyolite clasts are partially detached or completely

separated from the coherent facies. The field relationships suggest that the rhyolite was emplaced as small intrusions and sills into the still wet and unconsolidated rhyolite breccia facies. At least three texturally different rhyolite emplacement units can be identified in the mapped outcrop area.

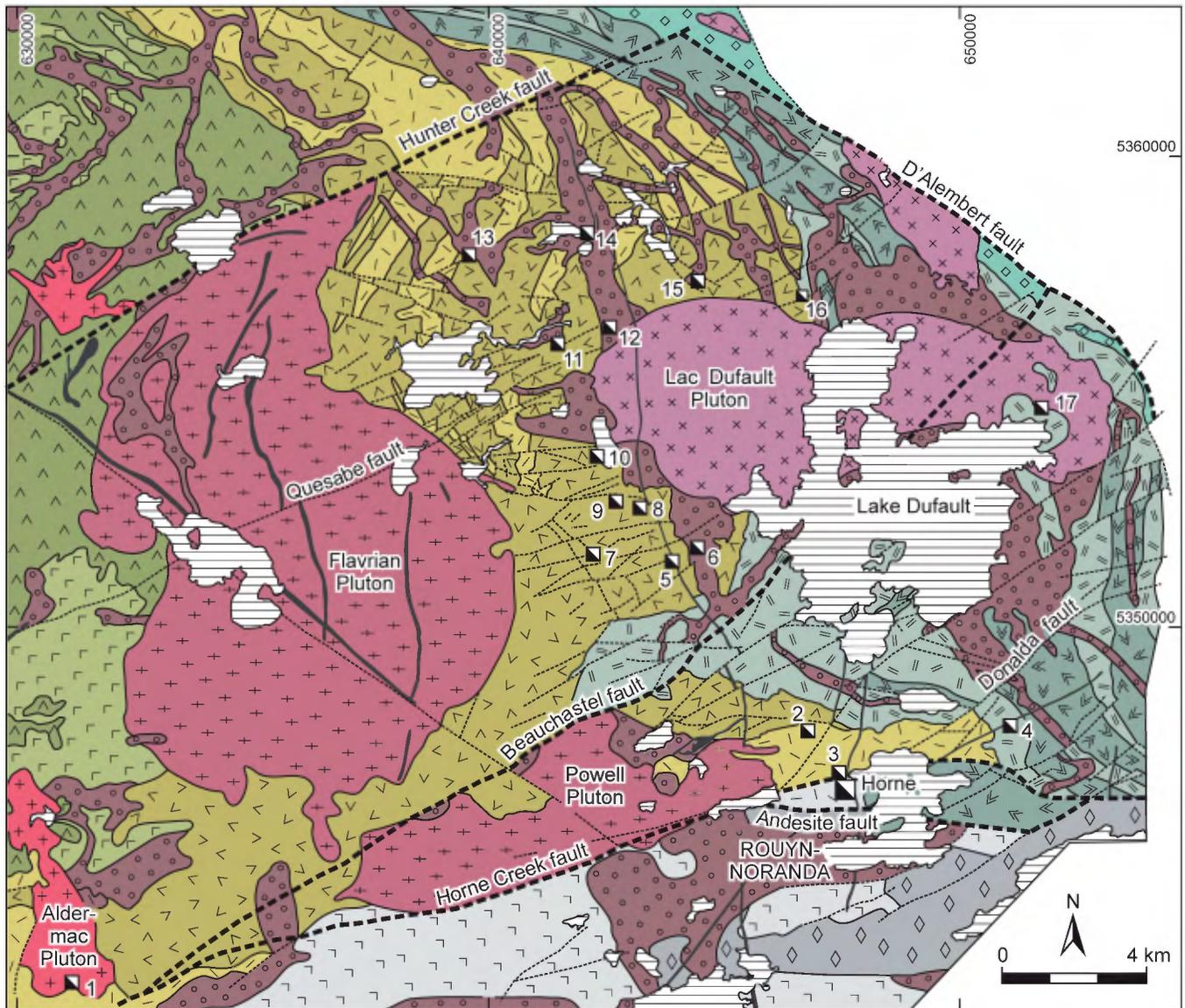
Quemont Hill (647208 mE, 5347505 mN, Zone 17, NAD 83)

Detailed mapping of a dyke swarm crosscutting the breccia facies at Quemont Hill revealed the presence of a composite dyke that formed by contemporaneous intrusion and mingling of rhyolitic and basaltic magmas. Elongated basaltic clasts in the feldspar and quartz porphyritic rhyolite matrix have a preferred orientation that is parallel to the dyke margins. This preferred orientation probably developed during injection of the rhyolitic lava. The basalt clasts have irregular and fluidal shapes, implying that the mafic magma was a fluid at the time of rhyolite emplacement. The presence of a composite dyke at Quemont Hill has significant genetic implications as it indicates coeval existence of felsic and mafic magmas at depth. Formation of the dyke swarm at Quemont Hill is interpreted to have occurred in an extensional regime. This conclusion casts doubt on a previous paleoenvironmental interpretation suggesting that the felsic volcanic succession exposed at Quemont Hill formed the southern margin of the Noranda cauldron (Lichtblau and Dimroth, 1980).

References

- DAVID, J. - DION, C. - GOUTIER, J. - ROY, P. - BANDYAYERA, D. - LEGAULT, M. - RHÉAUME, P., 2006 - Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), RP 2006-04, 22 p.
- DE ROSEN-SPENCE, A., 1969 - Genèse des roches à cordiérite-anthophyllite des gisements cupro-zincifères de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1339-1345.
- DIMROTH, E. - ROCHELEAU, M., 1979 - Volcanology and sedimentology of Rouyn-Noranda area, Quebec. Geological Association of Canada Field trip A-1. Université Laval, Quebec, 205 p.
- DIMROTH, E. - IMREH, L. - ROCHELEAU, M. - GOULET, N., 1982 - Evolution of the south-central part of the Archean Abitibi Belt, Quebec. Part I: Stratigraphy and paleogeographic model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1729-1758.
- DUBÉ, B. - GOSSELIN, P. - MERCIER-LANGEVIN, P. - HANNINGTON, M. - GALLEY, A., 2007 - Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits, *In: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 75-94.
- FISHER, D.F., 1974 - A volcanic origin for the No. 5 Zone of the Horne mine, Noranda, Quebec; Economic Geology, v. 69, p. 1352-1353.
- GÉLINAS, L. - TRUDEL, P. - HUBERT, C., 1984 - Chemostratigraphic division of the Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Abitibi, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 220-231.
- GIBSON, H.L., 1990 - The Mine Sequence of the Central Noranda Volcanic Complex: geology, alteration, massive sulphide deposits and volcanological reconstruction; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 715 p.
- GIBSON, H.L. - WATKINSON, D.H., 1990 - Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda Cauldron and Shield Volcano, Quebec; *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, (ed.) M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 119-132.
- GIBSON, H.L. - GALLEY, A.G., 2007 - Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec, *In: Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, (ed.) W.D. Goodfellow; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 533-552.
- GIBSON, H.L. - WALKER, S.D. - COAD, P.R., 1984 - Surface geology and volcanogenic base metal massive sulphide deposits and gold deposits of Noranda and Timmins; Field Trip 14, Guidebook, GAC-MAC Joint Annual Meeting London 1984, 124 p.
- GIBSON, H.L. - KERR, D.J. - CATTALANI, S., 2000 - The Horne mine: geology, history, influence on genetic models, and a comparison to the Kidd Creek Mine; Exploration and Mining Geology, v. 9, p. 91-111.
- GOLDIE, R., 1978 - Magma mixing in the Flavrian pluton, Noranda area, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 132-144.
- GOLDIE, R., 1979 - Consanguineous Archean intrusive and extrusive rocks, Noranda, Quebec: chemical similarities and differences; Precambrian Research, v. 9, p. 275-287.
- HANNINGTON, M.D. - POULSEN, K.H. - THOMPSON, J.F.H. - SILLITOE, R.H., 1999 - Volcanogenic gold in the massive sulfide environment; Reviews in Economic Geology, v. 8, p. 325-356.
- HODGE, H.J., 1967 - Horne mine; *In: CIMM Centennial Field Excursion Northwestern Quebec - Northern Ontario*, (ed.) M.K. Abel; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, p. 40-45.
- KENNEDY, L.P., 1985 - The geology and geochemistry of the Archean Flavrian pluton, Noranda, Quebec; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 469 p.
- KERR, D.J. - GIBSON, H.L., 1993 - A comparison of the Horne volcanogenic massive sulfide deposit and intracauldron deposits of the Mine Sequence, Noranda, Quebec; Economic Geology, v. 88, p. 1419-1442.
- KERR, D.L. - MASON, R., 1990 - A re-appraisal of the geology and ore deposits of the Horne mine complex at Rouyn-Noranda, Quebec; *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, (ed.) M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard; The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43, p. 153-165.
- LAFRANCE, B. - DAVIS, D.W. - GOUTIER, J. - MOORHEAD, J. - PILOTE, P. - MERCIER-LANGEVIN, P. - DUBÉ, B. - GALLEY, A.G. - MUELLER, W.U., 2005 - Nouvelles datations iso-

- topiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), RP 2005-01, 15 p.
- LICHTBLAU, A.P. - DIMROTH, E., 1980 - Stratigraphy and facies at the south margin of the Archean Noranda caldera, Noranda, Québec; *In: Current Research, Part A*; Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 69-76.
- MONECKE T. - GIBSON, H. - DUBÉ, B. - LAURIN, J. - HANNINGTON, M.D. - MARTIN, L., 2008 - Geology and volcanic setting of the Horne deposit, Rouyn-Noranda, Québec: Initial results of a new research project; *In: Current Research*; Geological Survey of Canada, Paper 2008-9, 16 p.
- MORTENSEN, J.K., 1993 - U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 30, p. 29-41.
- PARADIS, S. - LUDDEN, J. - GÉLINAS, L., 1988 - Evidence for contrasting compositional spectra in comagmatic intrusive and extrusive rocks of the late Archean Blake River Group, Abitibi, Québec; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 134-144.
- PEARSON, V. - DAIGNEAULT, R., 2009 - An Archean megacaldera complex: The Blake River Group, Abitibi greenstone belt; *Precambrian Research*, v. 168, p. 66-82.
- PÉLOQUIN, A.S. - POTVIN, R. - PARADIS, S. - LAFLÈCHE, M.R. - VERPAELST, P. - GIBSON, H.L., 1990 - The Blake River Group, Rouyn-Noranda area, Québec: a stratigraphic synthesis; *In: The Northwestern Quebec Polymetallic Belt*, (ed.) M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin, and A. Simard; *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*, p. 107-118.
- POULSEN, K.H. - ROBERT, F. - DUBÉ, B., 2000 - Geological classification of Canadian gold deposits; *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 540, 106 p.
- PRICE, P., 1934 - The geology and ore deposits of the Horne Mine, Noranda, Québec; *The Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy and of the Mining Society of Nova Scotia*, v. 37, p. 108-140.
- ROBERTS, L., 1956 - Noranda; Clarke, Irwin, Toronto, 223 p.
- RYZNAR, G. - CAMPBELL, F.A. - KROUSE, H.R., 1967 - Sulfur isotopes and the origin of the Quemont ore body; *Economic Geology*, v. 62, p. 664-678.
- SANTAGUIDA, F., 1999 - The paragenetic relationships of epidote-quartz hydrothermal alteration within the Noranda Volcanic Complex, Québec; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 302 p.
- SINCLAIR, W.D., 1971 - A volcanic origin for the No. 5 Zone of the Horne mine, Noranda, Québec; *Economic Geology*, v. 66, p. 1225-1231.
- SPENCE, A.F., 1976 - Stratigraphy, development and petrogenesis of the central Noranda volcanic pile, Noranda, Québec; Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 166 p.
- SPENCE, C.D. - DE ROSEN-SPENCE, A.F., 1975 - The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Québec; *Economic Geology*, v. 70, p. 90-101.
- TAYLOR, B., 1953 - Geology at Quemont Mining Corporation, Limited; *In: Geology and Mineral Deposits of northwestern Québec*, (ed.) P. Price; *Geological Society of America and Geological Association of Canada Joint Annual Meeting*, p. 15-17.
- WEEKS, R., 1967 - Quemont Mining Corporation Limited; *In: CIMM Centennial Field Excursion Northwestern Québec - Northern Ontario*, (ed.) M.K. Abel; *Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, Montreal, p. 46-51.
- WILSON, M.E., 1941 - Noranda district, Québec; *Geological Survey of Canada Memoir*, v. 229, 162 p.



VMS deposits: 1=Aldermac, 2=Joliet, 3=Quemont, 4=Delbridge, 5=D68, 6=Millenbach, 7=Corbet, 8=Amulet A, 9=Amulet C, 10=Amulet F, 11=Old Waite, 12=East Waite, 13=Ansil, 14=Vauze, 15=Norbec, 16=Newbec, and 17=Gallen

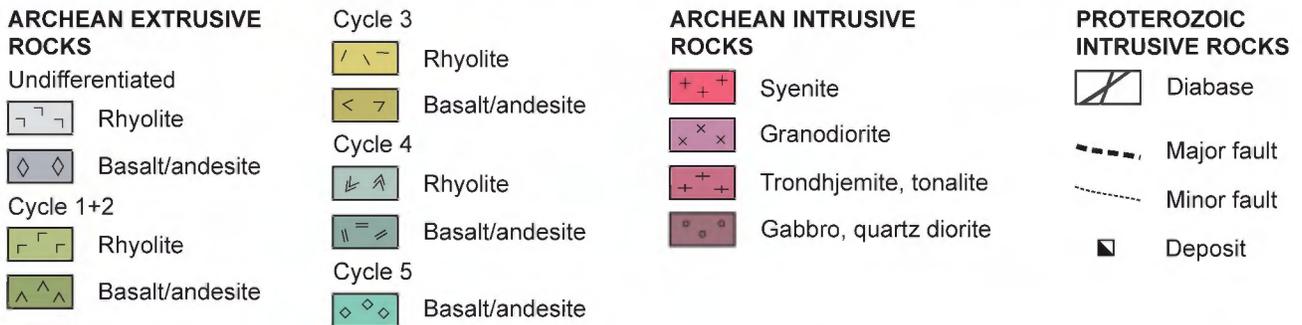


FIGURE 1 – Generalized geological map of the Noranda camp, showing major structural elements and the distribution of extrusive and intrusive rocks. The locations of VMS deposits are highlighted (modified from Santaguida, 1999).

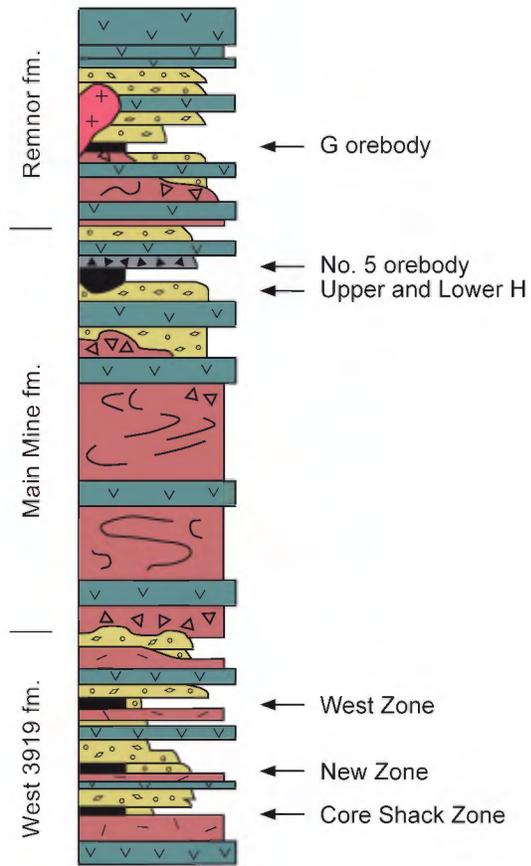


FIGURE 2 – Simplified stratigraphic section through the Horne deposit (modified from Gibson *et al.*, 2000).

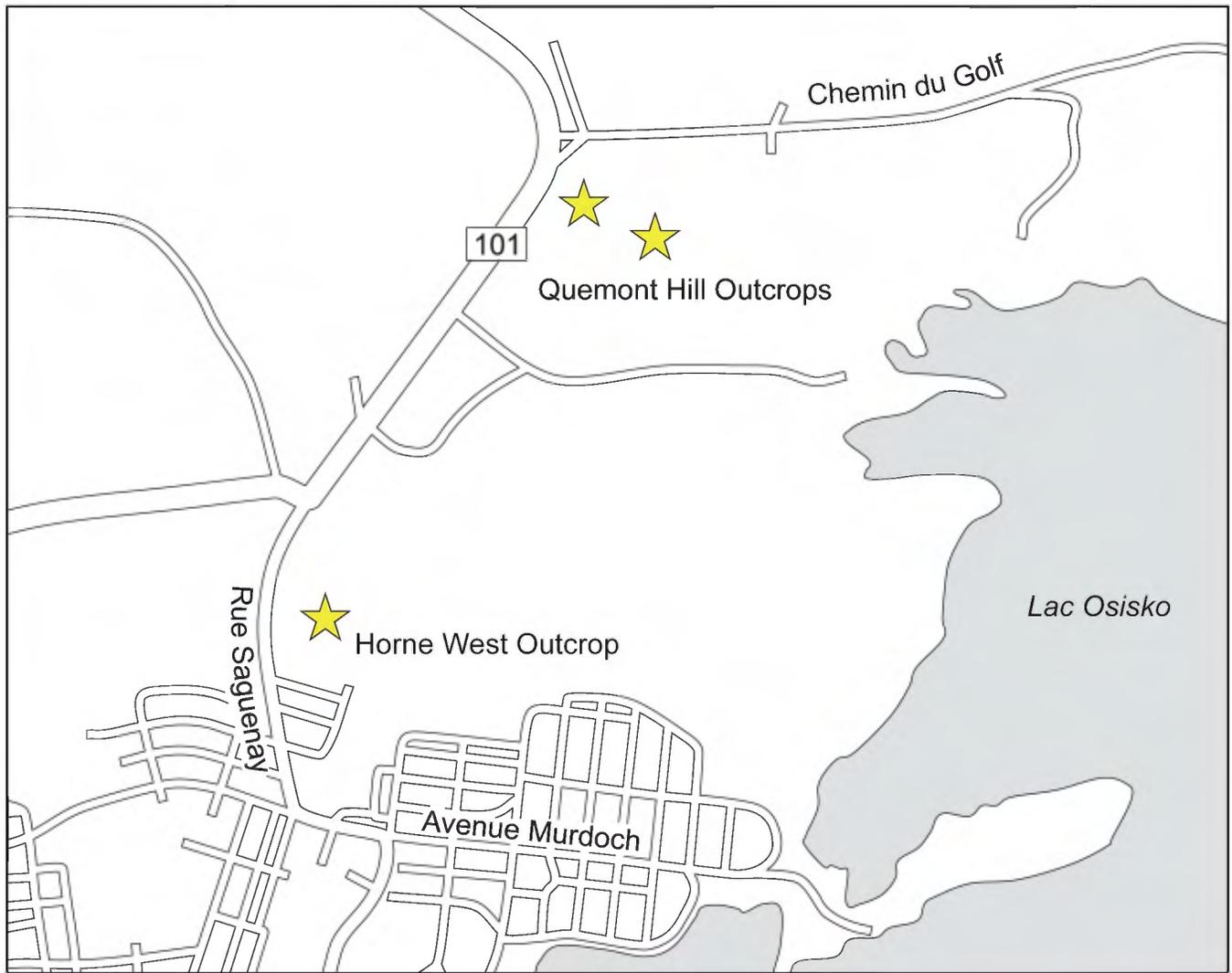


FIGURE 3 – Location of outcrops visited during the field trip.

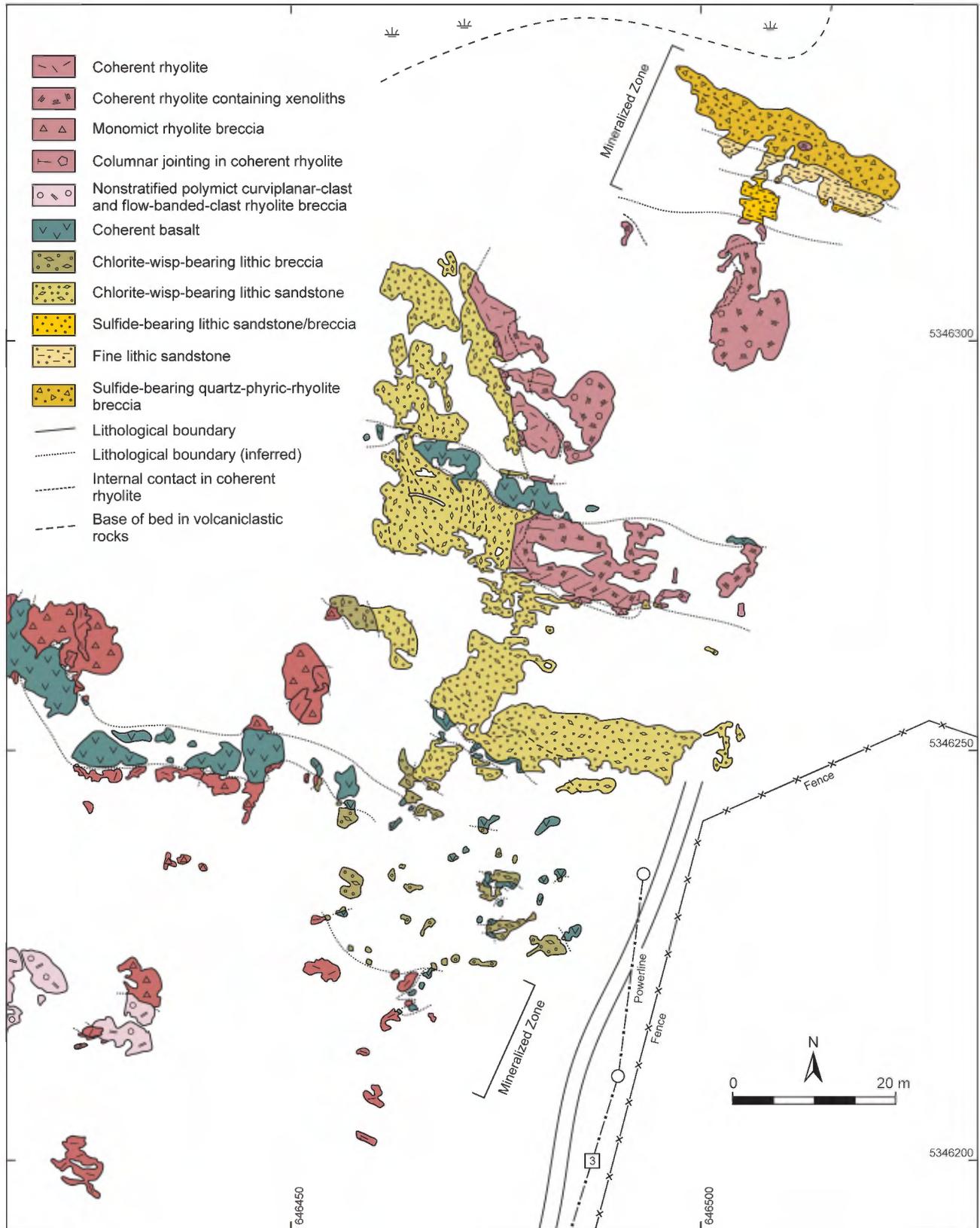


FIGURE 4 – Simplified geological map of the Horne West Property (modified from Monecke *et al.*, 2008).

2

New insights on the stratigraphy of the eastern part of the Kidd-Munro Assemblage, Ontario

M.G. Houlé, B.R. Berger (OGS), S. Préfontaine (OGS, MERC-Laurentian U.), J.A. Ayer (OGS)

This excursion will be focused on the new insights on the stratigraphy of the Kidd-Munro assemblage (KMA) and its implications for base metals exploration. The Potter Cu-Zn VMS deposit, hosted in a mafic volcanoclastic unit within a komatiitic volcanic succession will be visited to demonstrate its unique setting and characteristics and to contrast those of more typical VMS deposits occurring in the Blake River assemblage. Field stops will also illustrate critical aspects of the felsic, mafic and ultramafic volcanic rocks in Munro Township associated along strike with KMA base metal deposits such as the Kidd-Creek mine and the Alexo komatiite-associated Ni-Cu deposit. Discussions will focus on the key features to consider in exploration for Cu-Zn VMS and Ni-Cu mineralization in the KMA and elsewhere in the Abitibi. Emphasis will be placed on the KMA stratigraphy and subvolcanic-volcanic architecture of the successions hosting mineralization.

This field trip in Munro Township is inspired by previous field trips organized in the framework of the annual meeting of the Geological Association of Canada and the Mineralogical Association of Canada held in 2006 (Houlé *et al.*, 2006) and 2008 (Houlé *et al.*, 2008) respectively in Montréal and Québec City. Collaboration of A.D. Fowler and B. Moulton (University of Ottawa), Étienne Dinel (Geological Survey of Canada/University of Toronto), H.L. Gibson (Laurentian University) and S. Péloquin (First Nickel Inc.) that contributed to previous guidebook is acknowledged and was essential to the elaboration of this field trip.

The Kidd-Munro Assemblage from Kidd Creek to the Québec Border

The Kidd-Munro assemblage is part of a volcanic episode that spans from 2719 to 2711 Ma, extends from west of the Kidd Creek Mine to the Québec border, and is well recognized for its mineral endowment, with several Cu-Zn VMS deposits such as the super giant Kidd Creek Mine (>150 Mt, production and reserves), the Potter deposit, and the Potterdoal deposit, and several komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits such as the Alexo mine, the Kelex, the Dundal and the Dundonald South deposits (Figure 1).

Historically the Kidd-Munro assemblage has been subdivided into 2 parts: the Lower Part and the Upper Part. The Lower Part is composed predominantly of calc-alkalic intermediate to felsic with rare mafic metavolcanic rocks and

U-Pb zircon ages ranging between 2719 to 2716 Ma, and the Upper Part is dominated by massive and pillowed mafic flows with lesser flow breccia and rare mafic volcanoclastic horizons (Ayer *et al.*, 2005, Houlé *et al.*, 2008a).

In the past few years regional mapping, geochronology, stratigraphic and structural studies has been carried out under the Targeted Geoscience Initiative (TGI-3), an ongoing collaboration between the GSC, the OGS and the Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, to reassess the Kidd-Munro assemblage. These recent projects have provided new data allowing refinement of the internal stratigraphy, external boundaries, as well as the subdivision of the Kidd-Munro assemblage into different geochemical suites such as calc-alkalic, tholeiitic, transitional, and komatiitic suites (Berger *et al.*, 2009a).

The *calc-alkalic suite* is composed dominantly of plagioclase porphyritic andesite and dacite fragmental rocks with subordinate basalt and rhyolite. The calc-alkalic rocks occur mainly in the north and east part of the assemblage (Figure 1). On the other hand, the *tholeiitic suite* is composed of bimodal basalt and rhyolite flows with subordinate fragmental units and numerous subvolcanic (gabbroic) units. Tholeiitic suite felsic volcanic rocks consist of high silica, tholeiitic rhyolites similar to those that host the Kidd Creek VMS deposit (Berger *et al.*, 2009b). They occur in several locations, but are most common near the southern boundary of the Kidd-Munro assemblage. The *transitional suite* composed of mafic, intermediate and felsic metavolcanic rocks that are typically fragmental, is locally very amygdaloidal, and may contain anhedral to euhedral plagioclase phenocrysts from 1 mm to 1 cm in size. These rocks are closely associated with the tholeiitic suite but their distribution is poorly constrained. Finally, the *komatiitic suite* represents up to ~11% of the Kidd-Munro assemblage and is variably composed of thick olivine cumulate flows and sills to thin spinifex-textured komatiite and komatiitic basalt flows.

The Kidd-Munro assemblage defines a regional scale synform with respect to adjacent assemblages but exhibit some structural complication with evidence for a number of folding and faulting events along its roughly 160 km strike length. These regional folding events created doubly plunging, curvilinear fold axes that affect all assemblages in this part of the Abitibi greenstone belt. Modelling regional gravity and to a lesser extent seismic data supports the concept that the Kidd-Munro assemblage is best explained as part of an autochthonous Abitibi stratigraphic sequence

which has been subsequently deformed into imbricate thrust and fold panels (Berger *et al.*, 2009a, 2009b).

Recent regional mapping, geochronology, stratigraphic and structural interpretations provide evidence for stratigraphic correlation within the main part of the Kidd-Munro assemblage consisting of: 1) komatiites at three or more stratigraphic intervals; and 2) tholeiitic rhyolites at three stratigraphic intervals (Houlé *et al.*, 2008a). These correlations have important implications for the location of both VMS and komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits along the entire length of the assemblage.

Tholeiitic rhyolitic metavolcanic rocks (high-silica rhyolite) occur, based on geochronology, in three distinct stratigraphic intervals (ca. 2716, 2714 and 2710 Ma) within the the Kidd-Munro assemblage. The lowermost felsic volcanic horizon occurs predominantly within the western portion of the assemblage and is host to the super giant Kidd Creek Cu-Zn VMS deposit. The horizon yields a U-Pb age of 2716.0 ± 0.6 Ma (Bleeker *et al.*, 1999) and extends at least 15 km to the northeast into Prosser Township (Berger *et al.*, 2007). The middle tholeiitic rhyolite horizon has a U-Pb age of 2714.3 ± 0.8 Ma (Berger *et al.*, 2007) and occurs in the central area from Clergue to Beatty townships. In the eastern section of the Kidd-Munro assemblage, around Munro Township, a lower rhyolite interval also occurs stratigraphically below the ca. 2714 Ma rhyolite interval. If correlative to the horizon at Kidd-Creek, this implies that much of the lower stratigraphy of the assemblage has been removed by thrusting along the Pipestone Fault between these areas. The uppermost high-silica rhyolite interval yielded an age of 2710 ± 1.5 Ma in Wilkie Township (Barrie, 1999) and exhibit locally a widespread hydrothermal alteration, but economic base metal mineralization has yet to be found in this area.

Komatiitic metavolcanic rocks (komatiites to komatiitic basalts) occur in three different locations, or trends, semi-continuously along the entire strike length of the Kidd-Munro assemblage: the *Kidd trend* (from Kidd to Tully townships); the *Dundonald trend* (from Dundonald to Munro townships); and the *Munro trend* (from Clergue to Garrison townships) (see Figure 1). The *Kidd trend* occurs predominately within the western extension of the assemblage where komatiites comprise the footwall to the Kidd Creek deposit and are overlain by the lowermost high-silica rhyolite, yielding a U-Pb age of 2716 ± 0.6 Ma. The possibly correlative *Dundonald trend* occurs predominately within the central section of the assemblage where it is coeval with calc-alkalic/transitional rhyolite yielding a U-Pb age of 2717 ± 1.2 Ma (Barrie and Corfu, 1999). Komatiitic rocks that probably belong to this trend also occur sporadically along the Pipestone fault at the contact between the Kidd-Munro and the Porcupine assemblages. The presence of the Dundonald trend komatiite is also suggested in the northern part of Munro Township (i.e., Fred's flow: Arndt *et al.*, 1977) by new geochronological result obtained on a felsic tuff underlying the komatiites yielding an age of 2716 ± 0.8 Ma (W. Bleeker/E. Dinel, pers. comm.). However, this relationship is not clear because this unit also occurs as xenoliths

within the the gabbroic Warden sill and only appears locally in stratigraphic contact with the volcanic rocks in the area. Whether the Kidd and Dundonald trends are correlative is still uncertain and further work will be required to verify their stratigraphic position. The *Munro trend* may exhibits two stratigraphically distinct komatiitic sequences within the eastern part of the assemblage. The lower sequence, containing Dee's flow (Arndt, 1975), occurs in the southern part of Munro Township and is underlain by high-silica rhyolite yielding a U-Pb age of 2714 ± 2 Ma (Corfu and Noble, 1992). The stratigraphic location of the komatiite sequence containing the Potter Mine (i.e., the Pyke Hill and "Lava Lake" komatiite) is unclear. It is interpreted to be higher in the stratigraphy than the *Dundonald trend* located in the northern part of Munro Township (i.e., Fred's flow), based on widespread facing indicators but it is unclear if it could be time-equivalent to the lower sequence within the *Munro trend* or if it is stratigraphically higher.

The known komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits occur within the Dundonald trend (e.g. Alexo Mine, the Dundal and Dundonald South deposits) and the lower sequence of the Munro trend (e.g. the Mickel showing). Interestingly, VMS-style mineralization in the Kidd-Munro assemblage appears to be spatially associated with the komatiitic sequence (Kidd Creek: rhyolite-komatiites – Kidd trend; Terminus zone: komatiite – Dundonald trend; and Potter mine: mafic tholeiite-komatiite – Munro trend).

These stratigraphic interpretations may undergo substantial modifications as a result of continuing investigations. However, the Kidd-Munro assemblage remains a very attractive exploration target for the discovery of new VMS-style base metal mineralization as well as Ni-Cu komatiite-hosted mineralization, and it is hoped that these interpretations will help in this endeavour.

Geological Setting of Munro Township

Munro Township is located approximately 80 km east of Timmins and covers part of the eastern extension of the Kidd-Munro assemblage (2719-2711 Ma: Ayer *et al.*, 2005). Komatiitic and mafic tholeiitic metavolcanic rocks are dominant, with lesser tholeiitic felsic metavolcanic rocks (FIII rhyolites) present in the southwestern part of the township. Layered ultramafic and mafic sills and dykes (e.g. Center Hill complex, dated at 2706.2 ± 1.2 Ma: Ayer *et al.*, 2005) intruded the Kidd-Munro assemblage and disrupted the volcanic stratigraphy. Clastic metasedimentary rocks of the Porcupine assemblage (2690-2685 Ma: Ayer *et al.*, 2005) are in fault contact (i.e., Pipestone Fault) with the Kidd-Munro assemblage in the southwest portion of Munro Township (Figure 2). The komatiitic and tholeiitic volcanic rocks host many base metal, nickel, asbestos and gold deposits and showings. These include the Potter Mine and Potterdoal Cu-Zn volcanogenic massive sulphide deposits, the komatiite-associated Mickel nickel showing, the Hedman and Munro asbestos mines (peridotite and dunite associated chrysotile deposits), Croesus gold mine (tholeiitic basalt flows), and numerous other small gold showings.

The Kidd-Munro assemblage in Munro Township is structurally complex, with evidence for several folding and faulting events. However, the main structure consists of a large northwest-trending syncline with an axial trace in the central part of the township (Péloquin *et al.*, 2005). Four major faults transect Munro Township subparallel to the stratigraphy (*see* Figure 2): 1) the Pipestone Fault at the Kidd-Munro – Porcupine assemblages boundary; 2) the Munro fault zone centred in the southern part of the township; 3) the Centre Hill fault immediately south of the Centre Hill Complex; and 4) the Warden Hill fault in the area of the Munro Lake sill in the north part of the township.

On the southern limb of the major syncline, a minor northwest-trending anticline-syncline pair, of limited extent, also occurs within the western part of Munro Township and in Beatty Township, suggesting more complex fold patterns in the southern limb. Based on Péloquin *et al.* (2005), the southern limb stratigraphy is composed of (from base to top): a 200 to 450 m thick sequence of interlayered spherulitic/variolitic felsic and mafic flows (pillowed and massive facies); an approximately 1 km thick sequence of subaqueous basalt flows (massive, pillowed and flow breccias facies); and the 150 m thick tholeiitic Beatty rhyolite (massive, lobe and breccia flow facies), which is intercalated within a 700 m thick subaqueous basaltic sequence (pillowed, massive, pillow breccias and hyaloclastites facies) that has a high magnetic signature. The magnetic basalts are intruded by the layered mafic to ultramafic tholeiitic Munro sill, which hosted the abandoned Munro asbestos mine. It is overlain by a thick sequence of komatiitic lava flows ranging from 200-300 m to 1200-1500 m in thickness. The komatiitic sequence is composed of variable proportions of massive and olivine spinifex-textured peridotitic komatiite flows intercalated with massive and pyroxene spinifex-textured basaltic komatiite flows. More differentiated flows also occur locally and are composed of massive peridotitic komatiite flows that exhibit upper gabbroic zones overlain by thin olivine spinifex-textured zones. At the base of this komatiite succession, the Mickel Ni-Cu-(PGE) showing occurs within the differentiated komatiitic Dee's flow at the boundary between Munro and Beatty townships. The mafic metavolcanic rocks have been subdivided into two units, based on their magnetic signature, but are characterized by similar volcanic facies as they are dominated by abundant pillowed flows, with lesser massive flows, and flow breccias.

On the northern limb of the major syncline, facing reversals are associated and observed with the McCool syncline and the Potter anticline. The volcanic succession trends southeast-northwest and exposure on the southern limb of the McCool syncline is dominated by ultramafic with lesser mafic volcanic rocks, whereas the northern limb of the McCool syncline is composed of a mixture of ultramafic and mafic volcanic rocks and ultramafic to mafic intrusions (Figure 2). The southern limb includes the well-preserved exposures of the Pyke Hill and "Lava Lake" komatiite flows and the Centre Hill layered intrusive complex. The Centre Hill complex is intruded above the Lower Komatiitic Unit

and below the Middle Tholeiitic and Upper Komatiitic Unit, defined below. The Potter anticline folded mainly the Middle Tholeiitic and Upper Komatiitic Units, whereas the Lower Komatiitic Unit is cut by the Centre Hill complex. The northern limb includes the tholeiitic Theo's flow and the differentiated komatiitic Fred's flow, described by Arndt in the 1970s (Arndt, 1977). Houlié *et al.* (2008a) have suggested based on regional geophysical survey patterns, coupled with similar textural and geochemical characteristics of Fred's and Dee's flows, as pointed out by Arndt (1975) and Allen (1986), that those komatiite sequences might be correlative. However, recent geochronological result in the northern part of Munro brings some uncertainties about this possible correlation and more work need to be done to fully understand this part of the stratigraphy in Munro Township.

AM: Physical Volcanology and Stratigraphy of Northern Munro Township: the Potter mine Area

The Potter Mine Cu-Zn VMS deposit is located within the central part of Munro Township within the Kidd-Munro assemblage and has produced 477 572 tonnes @ 1.67% Cu and 1.5% Zn from 1967 to 1972. Recent resource estimation have shown indicated resource of ~3 Mt @ 1.45% Cu, 1.19% Zn and inferred resource ~2 Mt @ 1.08% Cu and 1.05% Zn (Gamble and Bettiol, 2008). The Kidd-Munro assemblage also hosts the super giant Kidd Creek Cu-Zn-Ag VMS deposit (production to 2009, 139.5 million tonnes of 2.39% Cu, 6.46% Zn, 0.24% Pb and 79 g/t Ag, XStrata data), located some 80 kilometres to the west, north of Timmins.

The Potter Mine is hosted within a basaltic volcanoclastic deposit intercalated within a komatiitic flow succession (e.g. Gamble, 2000) located in the vicinity of a northwest-trending anticline (Oliver *et al.*, 1999; Gibson and Gamble, 2000; Houlié *et al.*, 2002). The komatiitic-tholeiitic volcanic succession is in contact with the Centre Hill Complex to the south, and is divisible into three lithostratigraphic and chemostratigraphic units, which are, from oldest to youngest: 1) the "Lower Komatiitic Unit"; 2) the "Middle Tholeiitic Unit"; and 3) the "Upper Komatiitic Unit" (*see* Figure 3).

The Lower Komatiitic Unit (LKU) is cut by the ultramafic to mafic Centre Hill Complex intrusion, providing little exposure of komatiite flows in the mine area. They are mainly observed in drill core and occur essentially east of the mine shaft around Pyke Hill. Komatiite flows within the LKU consist of undifferentiated (cumulate/olivine-phyric) to differentiated (cumulate-spinifex) komatiite flows, similar to those observed at Pyke Hill (*see* description of Stop 1).

The Middle Tholeiitic Unit consists of basaltic volcanoclastic rocks, intact and autobrecciated sills (dykes) of massive quench-textured basalt and komatiite, thin discontinuous deposits of graphitic argillaceous and carbonaceous sedimentary rocks, chert, massive sulphide and lesser komatiitic flows/sills (*see* Figure 3). The Cu-Zn VMS mineralization occurs as stacked lenses of massive or semi-massive, seafloor and sub-seafloor replacement deposits within the volcanoclastic

deposits (Gibson, 1998). Preliminary alteration study suggested that the mineralized zones are enveloped by limited semi-conformable black chlorite alteration, characterized by depletion in SiO₂, Na₂O, CaO and MgO, and enrichment in Fe₂O₃ and metals (Gibson, 1998).

Komatiite units within this unit occurs primarily as subvolcanic sills but the presence of some lava flows could not be completely excluded. These komatiitic units exhibit similar textural and morphological facies to those observed within the Lower and Upper komatiitic units. The komatiitic units from the Middle Tholeiitic unit are generally poorly exposed on surface but were intersected in diamond drill holes.

The Upper Komatiitic Unit is relatively well exposed and includes the well-known Pyke Hill (Pyke *et al.*, 1973) and Lava Lake (Arndt, 1986) in the Potter Mine area. Those komatiite flows represent one of the best preserved and best exposed sequences of thin differentiated (spinifex-textured) and massive peridotitic komatiite flows in the world. It represents a series of compound flows that exhibit well-developed layering with the lower cumulate zone and the upper spinifex-textured zones. Poorly differentiated, non-cumulate flows also occur, especially within lobate sheet and flattened-pillow morphologies (rather than sheet flows). Immediate to the mine area, komatiite flows are composed of massive to weakly-layered, medium-grained olivine adcumulate to mesocumulate rocks. Peridotitic komatiite flows of the Upper Komatiitic Unit are overlain by basaltic komatiite flows higher in the stratigraphic sequence. The basaltic komatiite flows are poorly exposed and occur as pillowed or massive flows with lesser differentiated flows exhibiting a massive lower olivine-phyric to cumulate zone and an upper pyroxene spinifex-textured zone.

Stop 1: Komatiite Flows: Pyke Hill

Pyke Hill (Figure 4) is located approximately 1 km east-southeast of the Potter Mine, and represents one of the best preserved and best exposed sequences of thin differentiated (spinifex-textured) and massive peridotitic komatiite flows in the world. It represents a series of compound flows. At least 60 flows have been identified over an exposure width of approximately 125 m (Pyke *et al.*, 1973). Individual flows range in thickness from 0.5 to 15 m, averaging approximately 3 m (Pyke *et al.*, 1973). The relative proportions of spinifex-textured “A” zones and cumulate-textured “B” zones vary within individual flows, owing to irregularities along the contact between the zones in response to different rates of cooling. The ratio of Zone A to Zone B averages approximately 2:1 to 1.5:1 at Pyke Hill (Pyke *et al.*, 1973), confirming that this area contains primarily non-cumulate rather than cumulate flows. However, preliminary data indicate that the proportion of A:B zones decreases with increasing thickness. This is consistent with increases in flow thickness allowing for increases in the amount of olivine accumulation: a trend also observed in Western Australia (e.g. Leshner, 1989).

Stop 1A: Thin differentiated komatiite flows

This stop at Pyke Hill comprises (from base to top): very thin (~0.75 to 2.5 m) well-differentiated sheet flows; thick (~4 to 12 m) well-differentiated sheet flows; and thin (~3 to 4.5 m) well-differentiated sheet flows (Figure 4). The uppermost section is characterized by thin sheet flows that have conspicuous textural differentiation and represent the komatiite flow archetype described by Pyke *et al.* (1973), which includes a spinifex-textured “A” zone in the upper part, and a cumulus-textured “B” zone in the lower part of the flow. The A zone unit may be further subdivided into the A1 (fractured upper chill zone / flow top breccia / micro-spinifex), A2 (randomly oriented spinifex) and A3 (coarse platy spinifex) zones. The B zone may be further subdivided into the B1 (aligned skeletal “hopper” olivine), B2 (medium- to coarse-grained cumulate), B3 (knobby cumulate) and B4 (fine-grained cumulate and basal chill) zones.

Stop 1B: Komatiite flow morphologies

The southern part of Pyke Hill consists of (from base to top): thick (~6.5 to 16 m) differentiated sheet flows; thin (~2.5 to 4.5 m) differentiated sheet flows; thick (~5.5 to 13.5 m) differentiated sheet flows; overlain by thin (~0.75 to 2 m) differentiated sheet flows (Figure 4). Most of the komatiite flows, especially thicker ones, are not as texturally or structurally organized as those of area of Stop 1A. Furthermore, within the uppermost section, komatiite flows also occur as thin lobate sheet flows and flattened pillow facies that exhibit only limited spinifex textures along their cooling margins. However, well-differentiated flows are interlayered within sequences dominated by poorly differentiated flows, indicating that the timing of ponding varied on a flow-by-flow basis. Poorly differentiated, non-cumulate flows, especially those with lobate sheet and flattened-pillow forms (rather than sheet flows) are spinifex textured along their margins and along fractures, indicating rapid crystallization due to extensive hydrothermal cooling and thermally constrained crystallization (Shore and Fowler, 1999). Flattened pillows contain shelves that were interpreted by Shore (1996) as molten lava breakouts. However, the thicker parts of some lobate flows exhibit incomplete secondary selvages inside the major external selvages, suggesting that growth may have occurred by progressive inflation. Furthermore, these variations in flow morphologies indicate that the eruption rates waned and waxed through the komatiitic sequence.

Stops 1C and 1D: Spinifex-textured sills

Thin (centimetre-scale) semi-conformable olivine spinifex-bearing sills intrude the cumulate zones of some komatiite flows at Pyke Hill, producing a complex pattern (Figures 4 and 5). Euhedral cumulate olivine crystals of the flows immediately adjacent to the contact are coarser than elsewhere. Thin section examination shows that the

coarser olivines are composed of olivine crystals that have been overgrown (Photo 1A) during the intrusion of the sills. We interpret this evidence to mean that komatiite flow cumulate materials were somewhat permeable at the time the sills were introduced. In addition, some cumulate olivine crystals of the flows have dendritic overgrowths (Photo 1B) where the dendrites have grown into the sills away from the cooling contacts. This demonstrates that there was a sufficient thermal gradient between the host cumulate and the magma within the sill to promote dendritic growth, and suggests that the host cumulate had undergone cooling prior to introduction of the sills. Hence the sills were intruded into relatively hot unconsolidated cumulate material, which further indicates komatiite growth by inflation (Houlé *et al.*, 2009).

Stop 2: Basaltic volcanoclastic deposits

The basaltic volcanoclastic deposits were subdivided by Gibson and Gamble (2000) into two main volcanic facies: 1) distal facies that consists of well-bedded, framework-supported lapillistone units that are massive, normal graded, and moderately to well sorted; and 2) proximal facies of massive to poorly bedded, unsorted tuff breccia. (See Figure 3 for locations of stops 2A to 2E.)

Stop 2A: Basaltic volcanoclastic unit

Massive komatiite flows and the basaltic volcanoclastic unit are cross-cut by a quartz diabase dyke (Matachewan, ~2.45 Ma).

Stop 2B: Thin differentiated komatiite flow

Several spinifex-textured flows overlie the Potter volcanoclastic units. These komatiite flows are similar to flows that will be observed later but they are not as well exposed.

Stop 2C: Proximal basaltic volcanoclastic unit

Approximately 500 m east of the Potter Mine area, the basaltic volcanoclastic rocks are massive to poorly bedded, unsorted and consist of globular, irregular “moulded” lapilli that resemble agglutinate (Photo 2C), fluidal bombs (Photo 2D), cored bombs (Photo 2E), blocks (Photo 2F), and armoured lapilli with less than 10% matrix containing fine, plate-like hyaloclastite shards and lapilli (Gibson and Gamble, 2000). Accessory fragments of chert, carbonaceous mudstone, argillaceous mudstone, and massive sulphide account for less than 1% of the breccia.

The basaltic volcanoclastic rocks were previously interpreted to have been derived through quench fragmentation and autobrecciation of basaltic flows. However, the lack of basalt flows and *in situ* hyaloclastite, the abundance of fluidal and cored bombs, armoured lapilli, globular lapilli, and the shear volume of breccia led Gibson and Gamble (2000) to propose an origin through “explosive fragmentation” rather than autobrecciation. The production of large

volumes of lapilli-size granules is interpreted to be a product of the rapid eruption of low-viscosity mafic magma into the water column, where the magma was jetted into the water column, torn apart and quench-fragmented. In this model, massive, poorly sorted tuff breccia containing globular, lapilli-size agglutinate and fluidal bombs are interpreted to represent vent-proximal deposits, similar to subaerial fire fountain and spatter rampart deposits. In contrast, well-bedded and well-sorted lapillistone deposits, typical of the mine area, are interpreted as high-particle-concentration mass flow and fall deposits that accumulated within a paleotopographic depression in the underlying komatiitic flow topography (Gibson and Gamble, 2000).

Stops 2D1 and 2D2: Basaltic and komatiitic sills

Basaltic and komatiitic sills emplaced into the volcanoclastic succession are interpreted by Gibson and Gamble (2000) as high-level synvolcanic intrusions. Evidence for this interpretation includes: 1) their fractured and autobrecciated upper and lower contacts with massive volcanoclastic material, massive sulphide and/or argillite injected along fractures that penetrate the massive sill interior; 2) locally chilled and sharp upper and lower contacts; 3) the development of hyaloclastite along chilled and perlitic-textured sill contacts and the mixing of this hyaloclastite with enclosing argillaceous mudstones and sulphide to form peperite; and 4) a basaltic composition that is identical to the volcanoclastic rocks (Gibson and Gamble, 2000).

Stop 2E: Distal basaltic volcanoclastic unit

In the immediate mine area, the basaltic volcanoclastic rocks consist of well-bedded (decimetres to metres), framework-supported lapillistone units that are massive, normal graded, and moderately to well sorted (Photos 2A and 2B). Fragment types include amygdaloidal, globular to angular, plate-like lapilli (<1 to 5 mm) of chloritized sideromelane and occasional armoured lapilli with lesser accessory fragments of olivine-porphyrific basalt, amygdaloidal aphyric basalt and plagioclase microlitic basalt. The matrix, which rarely exceeds 20% by volume of the hyaloclastite units, consists of 1) carbonate; 2) broken crystals of quartz, plagioclase and pyroxene; 3) fine, massive chlorite; 4) graphitic argillaceous and carbonaceous sediment; and 5) massive sulphide. Well-bedded, basaltic volcanoclastic units host the massive sulphide mineralization (Gibson and Gamble, 2000, Tardif *et al.*, 2000).

Stop 3: Komatiite Flows: “Lava Lake”

The “Lava Lake” area (Figure 6: Arndt, 1986) is located immediately west of the Centre Hill Complex, approximately 1 km west of Pyke Hill. The “Lava Lake” area is very well exposed at surface, dominated by massive to weakly layered, medium-grained olivine adcumulate rocks and has been previously interpreted to represent an approximately 120 m thick “Lava Lake” that youngs toward the

north (Arndt, 1986). However, Houlé *et al.* (2002) suggest, based on geological mapping and drill core logging, that the “Lava Lake” is stratigraphically equivalent to the rocks exposed at Pyke Hill and youngs toward the south. This interpretation is supported by 1) graded bedding in associated volcanoclastites and thin-bedded sediments within the upper part of the Middle Tholeiitic Unit; 2) chilled margin polarities; 3) asymmetric differentiation within flow units; 4) vesicle orientations; 5) fanned platy olivine spinifex; and 6) local asymmetric contacts in spinifex horizons within the komatiitic sequence. The remapping also suggests that the “Lava Lake” includes at least 6 mappable cooling units, and that it represents a series of thick sheet flows emplaced into a shallow depression, or a series of thick sheet flows overlain by a thin lava lake, rather than a thick lava lake. Thus, the Upper Komatiitic Unit in the Potter Mine area is interpreted as sheet-flow facies komatiites that were channelized into a pre-existing depression, flanked by a levee facies represented by the multiple thin undifferentiated to differentiated flows at Pyke Hill.

Stop 3A: Thin komatiite flows

The base of the “Lava Lake” exposure is composed of several thin komatiite flows that exhibit some olivine and pyroxene spinifex-textured zones. Several relatively continuous vesicle-rich horizons are also present within or at the top of individual units. Multiple vesicle-rich horizons are interpreted to result from endogenous growth of these komatiite flows.

Stop 3B: Swirling olivine spinifex textures

The middle section of the “Lava Lake” exposure is characterized by the presence of unusual spinifex-textured zones previously interpreted as swirling olivine spinifex veins by Arndt (1986). However, field relationships (i.e., sharp lower contact and gradual upper contact) suggest those unusual zones are probably the result of partial melting and recrystallization of the spinifex-textured zones, due to residual heat from rapidly accumulated flows, as proposed for Honey-moon Well in Western Australia by Gole *et al.* (1990).

Stop 3C: Serpentinization pattern

Toward the upper part, the “Lava Lake” exposure is characterized by intense serpentinization. An irregular network of hierarchized bands of serpentine divides parts of the dunite/peridotite into many irregular and randomly distributed remnants similar to those observed within a serpentinized olivine crystal in thin section.

Stop 3D: Columnar jointing

The upper part of the “Lava Lake” exposure is characterized by well-developed columnar jointing.

Lunch (Core display)

Mineralized diamond-drill core from the Potter Cu-Zn VMS deposit will be on display at the core shack during an extended lunch time, and will be discussed by Dave Gamble (Millstream Mines Ltd) and S. Préfontaine (OGS-MERC/Laurentian University). The mineralized and the hydrothermal systems associated with the Potter Mine is currently under investigation by an ongoing MSc project at Laurentian University (S. Préfontaine) under the supervision of Dr. H.L. Gibson in collaboration with the OGS, the GSC and Millstream Mines Ltd., under TGI-3. This study will characterize the following aspects of the Potter VMS deposit:

Characterization of the alteration facies (e.g. morphology, mineralogy and geochemistry) as well as their spatial distribution with respect to the Potter VMS deposits;

Better definition of the surrounding volcanic stratigraphy and its influence on the ore genesis and location;

Characterization of the mineralogy and geochemistry of the base metal mineralization and documentation and description of mechanism(s) for sub-seafloor replacement versus seafloor precipitation.

Two main types of base metal mineralization have been recognized: 1) subseafloor-style and 2) seafloor-style mineralization. A third type of base metal mineralization occurs as fragments or veins within mafic and ultramafic intrusions. All the mineralization styles are characterized by an assemblage of sulphides dominated by pyrrhotite with minor sphalerite and chalcopyrite (Photo 3A to 3F). Subseafloor-style mineralization appears to be the most volumetrically significant ore type at the Potter Mine deposit. It occurs within the matrix of the volcanoclastic rocks as disseminated to semi-massive sulphides that may replace an earlier carbonate matrix. In intensely mineralized areas, the matrix consists entirely of sulphides and the basaltic lapilli are partially replaced by sulphides. The seafloor-style mineralization consists mainly of massive sulphides lenses intercalated with graphitic argillite and carbonaceous mudstone within the volcanoclastic rocks. This style of mineralization was interpreted by Gibson (1998) to have formed by exhalative activity on the seafloor during volcanic hiatuses marked by the deposition of argillaceous sediments. Several of the ore lenses contain both styles of mineralization and their distribution and relationships are still under investigation.

The Potter Mine area was affected by a low-grade regional metamorphism (greenschist facies) that is most likely responsible for widespread chlorite found within the basaltic and komatiitic volcanic rocks. Hydrothermal alteration associated with the Potter Mine occurs in the Middle Tholeiitic Unit, where it is best developed and displayed within the volcanoclastic rocks that host the VMS deposit. Preliminary observations indicate that chlorite and carbonate are the main alteration minerals developed within the volcanoclastic rocks that envelope the deposit. Black chlorite

was observed as wispy fragments in a matrix of sulphides in strongly mineralized areas within the volcanoclastic rocks. These wispy chloritic fragments are interpreted to be the remnants of former basaltic lapilli. Epidote, silica, chlorite and carbonate alteration occurs east of the deposit. Local veins of carbonate are also associated with basaltic and ultramafic intrusions. The drill holes located west of the mineralization zone offer little information on mineralogical zoning possibly due to their proximity to mineralization.

PM: Physical Volcanology and Stratigraphy of the Southern Munro Township: Asbestos and Croesus Mine Area

Stop 4: Croesus Mine Road

Stop 4A: Contact between the Kidd-Munro and Porcupine assemblages

We will walk north from Highway 101 along a bush road that was used to access the now abandoned Croesus gold mine (ca 1914). Several outcrops composed of clastic metasedimentary rocks correlated with the Porcupine assemblage are located along the sides of the road. The metasedimentary rocks consist of wacke, siltstone and mudstone that display “A”, “E” and rarely “D” divisions of the Bouma turbidite sequence. The turbidites are consistently northward younging as indicated by graded bedding, localized load casts (flame structures) and rare scouring. A sample from these metasedimentary rocks indicate that the youngest detrital zircons have a U/Pb age of $<2688 \pm 1$ Ma which is over 25 Ma younger than the Kidd-Munro assemblage. The metasedimentary rocks are weakly deformed in this area to within 4 to 5 m of the contact with the Kidd-Munro assemblage where the intensity of foliation increases.

A 2-3 m corridor of overburden marks the inferred location of the regional Pipestone thrust fault that defines the contact between the two assemblages. The first rocks encountered in the Kidd-Munro assemblage are aphyric rhyolite that yielded no zircon for age dating. This rhyolite is adjacent to the sector mapped by Moulton and Fowler described below.

Stop 4B: Felsic flow morphology

This section is a contribution of B. Moulton, A.D. Fowler and E. Diné and was directly extract from previous excursion held during last GAC MAC annual meeting in Québec City (Excursion B4: Houllé et al., 2008)

The Croesus Mine Road rocks are exposed in a series of four main outcrops that stretch over roughly 100 m (UTM Zone 17, NAD 83, 555105E, 5377036N). The first exposed outcrop consists of 0.5-2.5 m long, bulbous, white calc-alkaline rhyolite pods or lobes. The rhyolites have millimetre-scale quartz, sparse plagioclase and pyrite, and often have sericitized and/or epidotized margins. This unit shows an irregular contact with the overlying massive brown-grey chloritized tuff that contains abundant pyrite.

This mound of lobate rhyolite best represents a proximal lobe facies.

Roughly 60 m to the north lies the second series of adjacent outcrops (termed South and North outcrops; Figure 7). The base of the exposed section consists of lapilli-tuff-breccia that has many distinguishing features such as perlitic fracturing, jigsaw-fit breccia and a peperitic upper contact. The breccia has a fine-grained chloritized matrix and contains abundant leucocratic and melanocratic fluidal-shaped clasts. The leucocratic fragments are generally ash to lapilli in size, while the melanocratic material is more prominent. There is also melanocratic material that forms fluidal networked-dyke morphology that can be traced for several meters along 1 to 12 cm thick bands. Based on the fluidal morphology, it resembles a deformed spatter deposit in a proximal vent produced by Hawaiian-style fire-fountaining. Michol (2004) has shown that this rock has a hyaloclastite-textured matrix. The upper contact of this unit is irregular due to a peperitic injection of the overlying thin mafic unit.

Approximately 2 m above this mafic unit is another lapilli-tuff breccia that is very similar to the lapilli tuff located below the mafic unit, however within it are brown mesocratic lobes up to 25 cm thick. Individual lobes have a distinct morphology with a layered or banded lower margin that shows vesiculation in the layers towards the core. Laterally, to the northwest, this unit extends onto the Munro North outcrop, where there are leucocratic nested lobes that appear along a layer roughly 1 m below the irregular contact with the roughly 13 m of overlying basalt.

The variolitic rhyolite is the youngest unit mapped, and also the most ambiguous. Near the base of this unit the varioles are matrix supported and up to 5 cm in diameter. In the basal 8 m of the unit, the varioles increase in size culminating in varioles up to 7 cm in diameter in the coarsest zone. Above this zone, the unit becomes normally graded with an overlying 3 m of varioles up to 7 cm in diameter, overlain in turn by 11 m of varioles grading down to 0.2 cm in diameter. Within the rhyolite, it is common for varioles to impinge on one another, and the upper half of the unit is variole supported. Some of the largest varioles have opaque iron-oxide minerals along their margins and cores. The smaller varioles near the top of the unit show irregular shearing, which defines the apparent lobate features described by Michol (2004). Some do contain spherulites; however, these and the distinctly zoned clasts are uncommon. Columnar joints, up 15 cm on face, are found on the west side of the outcrop.

There are several possibilities for the origin of this rock, the first being that it is coherent lava that has been entirely undercooled creating a quenched glass matrix. This quenched glass produced primary or secondary (through devitrification/alteration) spherulites. The second possibility is that these represent accretionary lapilli in an airfall unit, as suggested by Michol (2004). The third possibility is that the varioles represent spherulites in a pyroclastic deposit. Fowler *et al.* (2002) considered the textures to be the result of magma mingling.

Stop 5: Asbestos mine road

Stop 5A: Felsic flow morphology

This section is a contribution of B. Moulton, A.D. Fowler and E. Dinel and was directly extract from previous excursion held during last GAC MAC annual meeting in Québec City (Excursion B4: Houlé et al., 2008).

The Asbestos Mine Road section consist of a series of three main outcrops composed of coherent and fragmental felsic volcanic rocks. Initial work at this locality has been conducted by Dinel and Fowler (unpublished data, 2003) and consisted of detailed geological mapping at a scale of 1:100. It was subsequently re-mapped and re-sampled by B. Moulton.

The first two outcrops (Figure 8: UTM Zone 17, NAD 83, 554606E, 5377623N,) consist of rhyolitic lapilli tuff and rhyolitic lapillistone intermixed with minor amounts of massive and autoclastic rhyolite that exhibit a general bedding at 135° with a vertical dip. The rhyolitic lapilli tuff is internally massive. This tuff is interrupted by thin (<0.5 m) bands of rhyolitic lapillistone. In several areas there are significant patches of potentially fines-depleted lapillistone that are up to 2 m thick and 3 m in length of the exposed section, and may represent zones of degassing. In the east portion of the outcrop there is one potential rhyolite lobe measuring roughly 1 m long by 0.5 m in thickness.

The third outcrop (Figure 9: UTM Zone 17, NAD 83, 554645 E, 5377630N) is approximately 40 m to the east and is comprised almost entirely of rhyolite lobes. These lobes are preserved to varying degrees and internal structure is most evident in the largest of the lobes. These lobes attain a maximum diameter of 4 m. The best preserved lobes contain up to three domains: 1) rhyolitic lapilli tuff containing sub-angular to rounded, less than 1 cm, lapilli of rhyolite auto-clastite within a chloritized matrix; 2) a massive chloritized rhyolite domain containing less than 5% quartz that is in sharp contact with domain 1 and gradationally zoned into domain 3; 3) a massive domain characterized by varioles of less than 1 mm (possibly phenocrystic). Zone 3 contains bands of massive coherent rhyolite up to several centimetres in thickness that cut the variolitic material in an irregular fashion. Zone 1 forms the matrix material, while the sharp contact between Zones 1 and 2 defines the lobate morphology. Many of the smaller lobes do not show the complete morphology but consist of an autobreccia lapillistone with a more coherent core. Flow-banding is preserved throughout the lobes, however it is better developed in the massive coherent zone 2. Some lobes contain auto-brecciated cores, indicating that they have rolled over themselves and entrained marginal breccias. These lobes show well developed internal structures typical of the volcanic piles associated with an exogenous dome.

Stop 5B: Mafic flow morphology (Optional)

These mafic volcanic rocks are commonly amygdaloidal with up to 10% 1 mm quartz amygdules; some units have large quartz-filled shelf amygdules. Thick units of flow breccias and pillow breccias with a high percentage of hyaloclastite matrix also occur, as do rare thin units of spherulitic pillowed basalt. The lavas are commonly aphyric, but plagioclase phyric flows do occur.

This outcrop exhibits the variability of the basaltic flow morphology in the Kidd-Munro assemblage in Munro Township. Over a short distance (~50m) the lava flow morphology changed from pillowed flow (>~4m) to massive flow (~13m) to pillow breccia flow (~16m) to massive flow with pillow breccia zone (~13m) to pillowed flow (>~8m); this suggests some significant variation in the eruption rate (Photo 4).

Stop 6: Komatiite and basalt flows, hwy 101, Guibord Township (Optional)

This outcrop is composed of several well-differentiated komatiitic flows (Figure 10). The main interest of this exposure is the beautiful hyaloclastite flow-top breccia. This flow-top is unusually thick (could be related to the shallow dip of the units) and shows a nice gradation from an unbrecciated zone to a jigsaw-fit breccia (i.e. clast-unrotated breccia) to a hyaloclastite breccia (i.e. clast-rotated breccia).

References

- ALLEN, R.L., 1986 - Petrology and chemistry of a komatiite sill and Fe-Ni-Cu sulfide mineralization, Munro and Beatty townships; MSc thesis, Queen's University : Kingston, Ontario, Canada 108 p.
- ARNDT, N.T., 1975 - Ultramafic rocks of Munro Township and their volcanic setting; PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 296 p.
- ARNDT, N.T., 1977 - Thick, layered peridotite-gabbro lava flows in Munro Township, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2620-2637.
- ARNDT, N.T., 1986 - Spinifex and swirling olivines in komatiite lava lake, Munro township, Canada; Precambrian. Research, v. 34, p. 139-155.
- ARNDT, N.T. - NALDRETT, A.J. - PYKE, D.R., 1977 - Komatiitic and Fe-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeastern Ontario; Journal of Petrology, v.18, p. 319-369.
- AYER, J.A. - THURSTON, P.C. - BATEMAN, R. - DUBÉ, B. - GIBSON, H.L. - HAMILTON, M.A. - HATHWAY, B. - HOCKER, S.M. - HOULÉ, M.G. - HUDAK, G. - ISPOLATOV, V.O. - LAFRANCE, B. - LESHNER, 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, 175 p.
- BARRIE, C.T., 1999 - The Kidd-Munro Extension Project: Year 3 Report (unpublished report).

- BARRIE, C.T. - CORFU, F., 1999 - The Kidd-Munro Extension Project: results of U-Pb geochronology for Year 1; *in* Summary of Field Work and Other Activities 1998, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 169, p.74-81.
- BERGER, B. - AYER, J. - MCNICOLL, V.J. - BLEEKER, W., 2007 - The Kidd-Munro Project: stratigraphy of the Kidd-Munro assemblage in Prosser Township and area based on geology, geochemistry and new geochronology; *in* Summary of Field Work and Other Activities 2007, Ontario Geological Survey, Open File Report 6213, p.5-1 to 5-8.
- BERGER, B.R. - HOULÉ, M.G. - DINEL, E. - AYER, J.A., 2009a - The Kidd-Munro assemblage, Ontario: An update on the TGI project; Abstract volume Abitibi Convention 2009, Rouyn-Noranda.
- BERGER, B.R. - HOULÉ, M.G. - DINEL, E., - BLEEKER, W., 2009b - What's new in the Kidd-Munro assemblage: An update on the TGI project; oral presentation, northeast symposium, Kirkland Lake, April 2009. http://www.mndm.gov.on.ca/mines/ogs/Talks/default_e.asp
- BLEEKER, W. - PARRISH, R.R. - SAGER-KINSMAN, S., - High-precision U-Pb geochronology of the late Archean Kidd Creek deposit and surrounding Kidd volcanic complex; *Economic Geology Monograph*, v.10, p.43-69.
- CORFU, F. - NOBLE, S.R., 1992 - Genesis of the southern Abitibi greenstone belt, Superior Province, Canada: evidence from zircon Hf isotope analyses using a single filament technique; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.56, p.2081-2097.
- FOWLER, A.D. - BERGER, B. - SHORE, M. - JONES, M.I. - ROPCHAN, J., 2002 - Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada; *Precambrian Research*, v.115, p.311-328.
- GAMBLE, A.P.D., 2000 - Geology of the Potter Cu-Zn-Co-Ag VMS mineralization and exploration progress report to March 31, 2000 at Millstream Mines Ltd. Potter Mine Exploration project; Dave Gamble Geoservices Inc., 80p.
- GAMBLE, A.P.D. - BETTIOL, E.I., 2008 - Technical Report on the Resources at Potter Mine Property Munro Township – Larder Lake Mining Division, Report for NI 43-101, Millstreams Mines Ltd., 63p.
- GIBSON, H.L., 1998 - A petrographic and geochemical study of the Potter Mine and interpretation on its volcanic environment, Munro Township, Ontario; unpublished report, Millstreams Mines Ltd.
- GIBSON, H.L. - GAMBLE, A.P.D., 2000 - A reconstruction of the volcanic environment hosting Archean seafloor and subseafloor VMS mineralization at the Potter Mine, Munro Township, Ontario, Canada; *In: Volcanic Environments and Massive Sulfide Deposits*, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, CODES Special Publication 3, p.65-66.
- GOLE, M.J. - BARNES, S.J. - HILL, R.E.T., 1990 - Partial melting and recrystallization of Archean komatiites by residual heat from rapidly accumulated flows; *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.105, p.704-714.
- HOULÉ, M. - PÉLOQUIN, S.A. - GIBSON, H.L., 2006 - Day 3: Physical volcanology of komatiite-basalt association in Munro Township, Kidd-Munro assemblage, Abitibi greenstone belt: in Mueller, W.U, Daigneault, R., Pearson, V., Houlé, M., Dostal, J., and Pilote, P., eds, *The Komatiite-Komatiitic Basalt- Basalt Association in Oceanic Plateaus and Calderas: Physical Volcanology and Textures of Subaqueous Archean Flow Fields in the Abitibi Greenstone Belt*: Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Montréal 2006, Guidebook to Field Trip A3, p 45-61.
- HOULÉ, M.G. - AYER, J.A. - BALDWIN, G. - BERGER, B.R. - DINEL, E. - FOWLER, A.D. - MOULTON, B. - SAUMUR, B.-M., - THURSTON, P.C., 2008a - Stratigraphy and Volcanology of Supracrustal Assemblages Hosting Base Metal and Gold Mineralization in the Abitibi Greenstone Belt, Timmins Ontario; Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 2008, Guidebook to Field Trip B4, 84 p.
- HOULÉ, M.G. - GIBSON, H.L. - LESHER, C.M. - DAVIS, P.C. - CAS, R.A.F. - BERESFORD, S.W. - ARNDT, N.T., 2008b - Komatiitic Sills and Multigenerational Peperite at Dundonald Beach, Abitibi Greenstone Belt, Ontario: Volcanic Architecture and Nickel Sulfide Distribution, *Economic Geology*, v. 103, p. 1269-1284.
- HOULÉ, M.G. - LESHER, C.M. - GIBSON, H.L. - SPROULE, R.A., 2002 - Recent advances in komatiite volcanology in the Abitibi greenstone belt, Ontario; *In: Summary of Field Work and Other Activities 2002*, Ontario Geological Survey, Open File Report 6100, p.7-1 to 7-19.
- HOULÉ, M.G. - PRÉFONTAINE, S. - FOWLER, A.D. - GIBSON, H.L., 2009 - Endogenous Growth in Komatiite Lava Flows: Evidence from Spinifex-Textured Sills at Pyke Hill and Serpentine Mountain, Western Abitibi Greenstone Belt, Northeastern Ontario, Canada: *Bulletin of Volcanology*. DOI 10.1007/s00445-009-0273-y
- LESHER, C.M., 1989 - Komatiite-associated nickel sulphide deposits; *Reviews in Economic Geology*, v.4, p.44-101.
- MICHOL, K., 2004 - Volcanology of the Croesus Mine area, Munro Township, Abitibi, Ontario; unpublished BSc thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 78p.
- OLIVER, J.L. - REBAGLIATI, C.M. - HASLINGER, R.J., 1999 - Summary exploration report - Potter Mine property, Munro Township, Ontario for the HDG Potter Exploration Limited Partnership of Hunter Dickinson Group Inc. and Millstream Mines Limited; Hunter Dickinson Group Inc., unpublished company report, p.1-1 to 11-3.
- PÉLOQUIN, A.S. - HOULÉ, M.G. - GIBSON, H.L., 2005 - Geology of the Kidd-Munro assemblage in Munro Township, and the Tisdale and Lower Blake River assemblages in Currie Township: Discover Abitibi Initiative; Ontario Geological Survey, Open File Report 6157, 94p.
- PYKE, D.R. - NALDRETT, A.J. - ECKSTRAND, A.P., 1973 - Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario; *Geological Society of America Bulletin*, v.84, p.955-978.
- SHORE, M., 1996 - Cooling and crystallization of komatiite flows; unpublished PhD thesis, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, 211p.
- SHORE, M. - FOWLER, A.D., 1999 - The origin of spinifex texture in komatiites; *Nature*, v.397, p.691-693.
- TARDIF, N.P. - GIBSON, H.L. - WHITEHEAD, R.E.S. - MACDONALD, C.A. - GAMBLE, A.P.D., 2000 - Subaqueous fire-fountaining, hyaloclastite and massive sulphide mineralization; presentation, Ontario Prospectors Association, Northeastern Ontario Mines and Minerals Symposium, April 18-19, Kirkland Lake, Ontario.
- THURSTON, P.C. - AYER, J.A. - GOUTIER, J. - HAMILTON, M.A., 2008 - Depositional gaps in Abitibi greenstone belt stratigraphy: a key to exploration for syngenetic mineralization; *Economic Geology*, v. 103, p. 1097-1134.

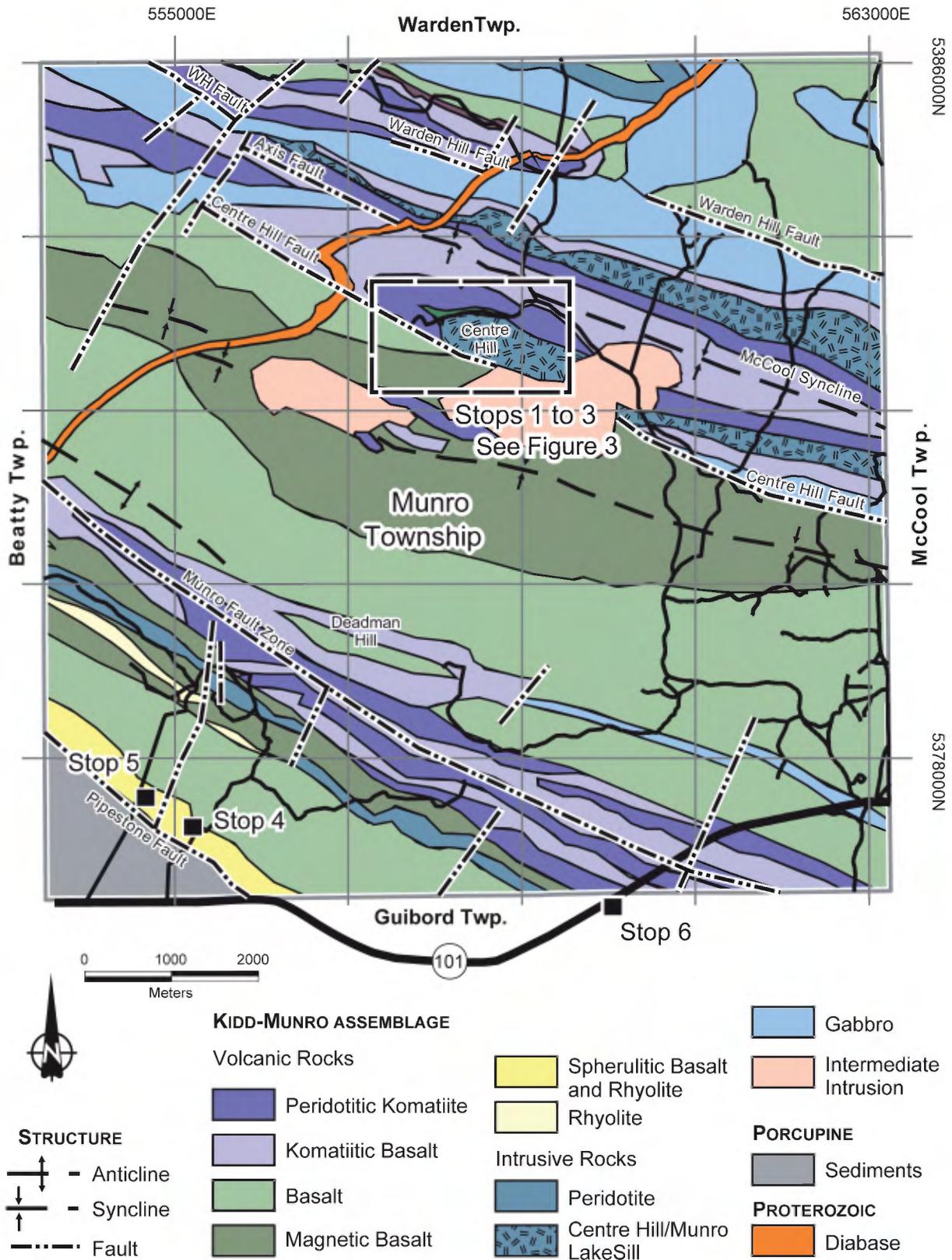


FIGURE 2 – Geology of Munro Township, showing general location of stops for Day 2 (modified from Pélouquin *et al.*, 2005).

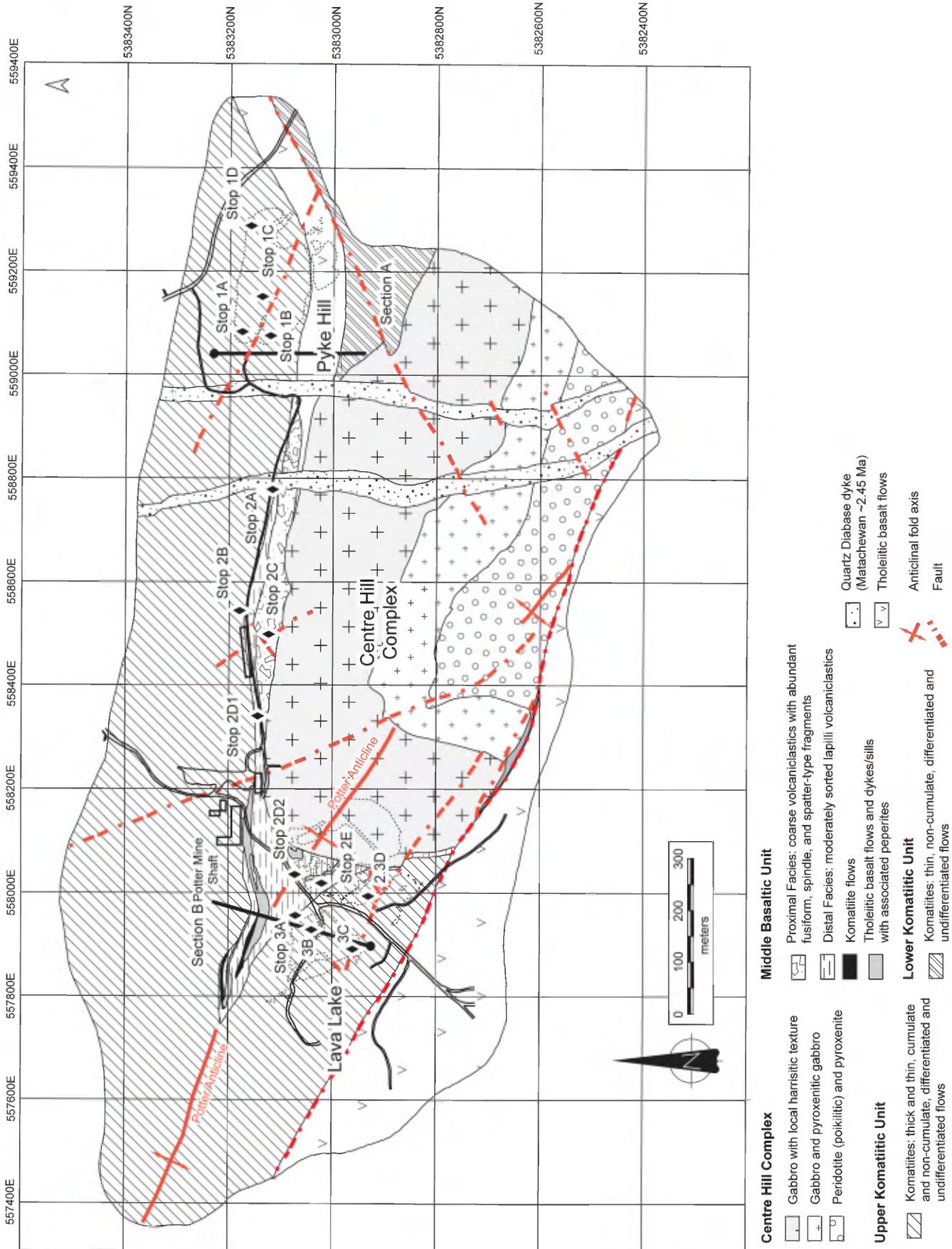


FIGURE 3 – Geology of the Potter Mine property, showing locations of field trip stops 1 to 3 (modified from Oliver *et al.*, 1999, Gamble, 2000 and Houlié *et al.*, 2002).

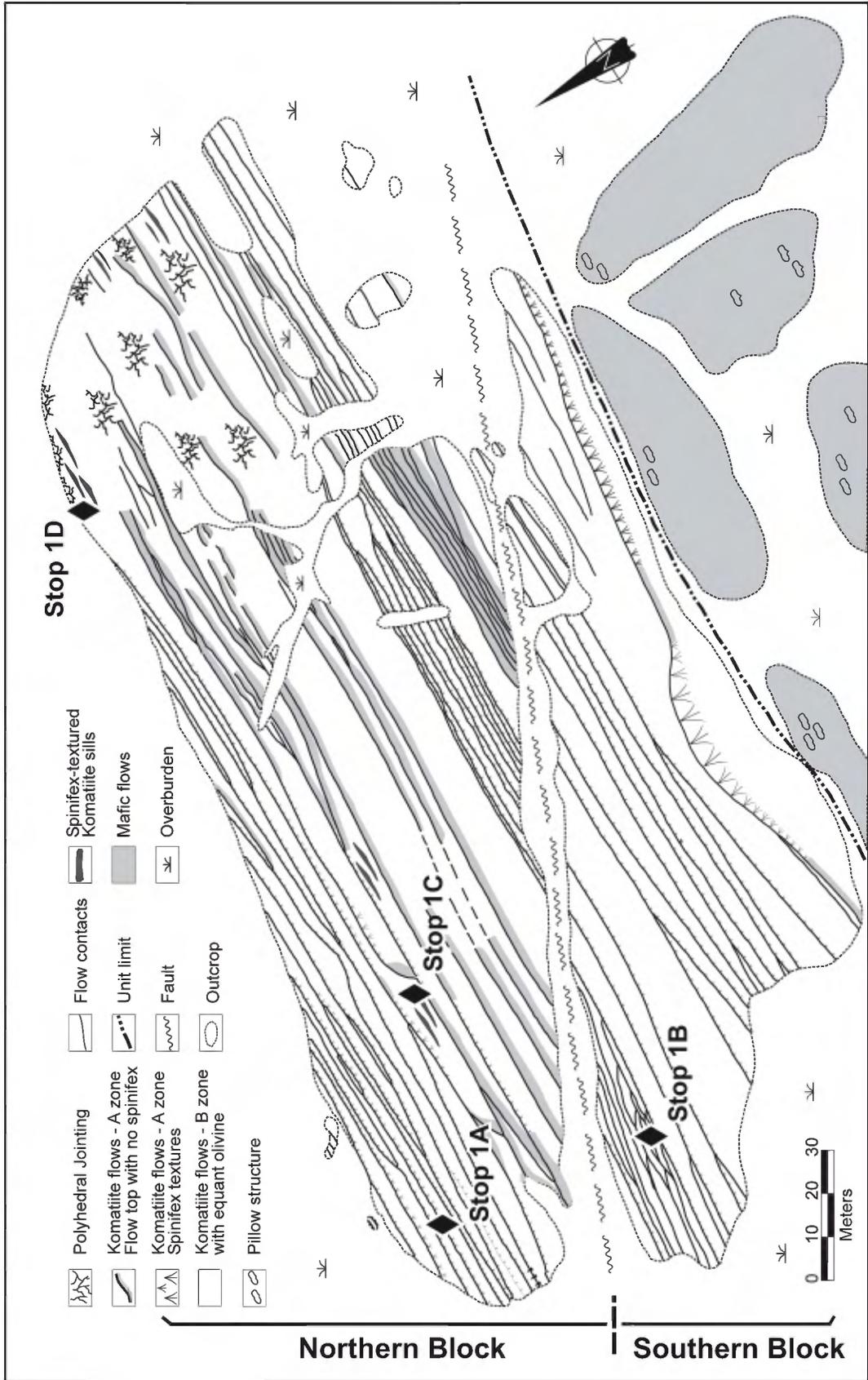


FIGURE 4 – Geology of the Pyke Hill area, showing locations of field trip stops 1A to 1D (modified from Pyke *et al.*, 1973 and Arndt *et al.*, 1977).

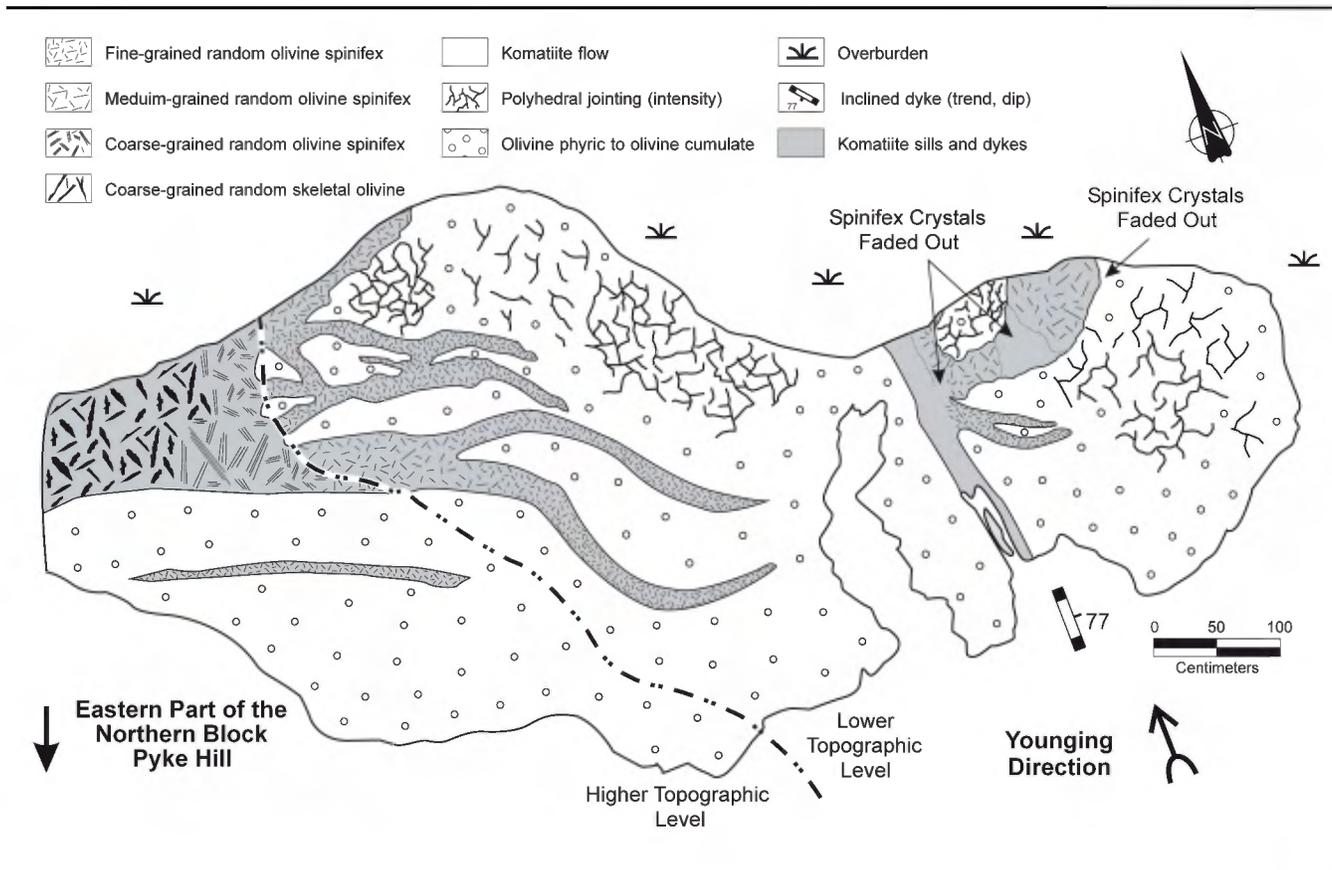


FIGURE 5 – Geological map (after Houlé *et al.*, 2009) showing olivine spinifex-bearing sills branching out within a komatiite flow at the eastern edge of Pyke Hill, Stop 1D.

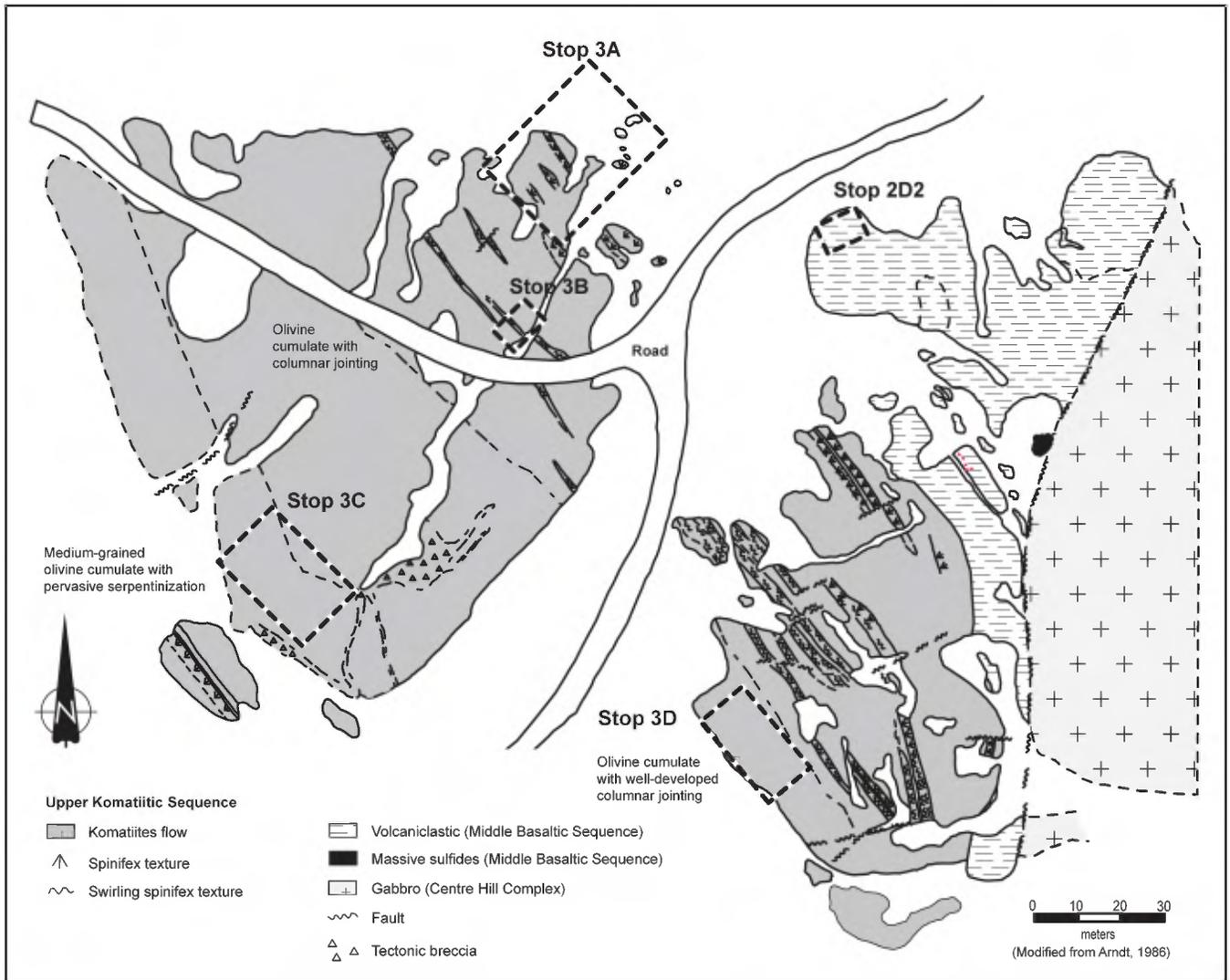


FIGURE 6 – Geology of the “Lava Lake” area, showing locations of field trip stops 2D2 and 3A to 3D (modified from Arndt, 1986).

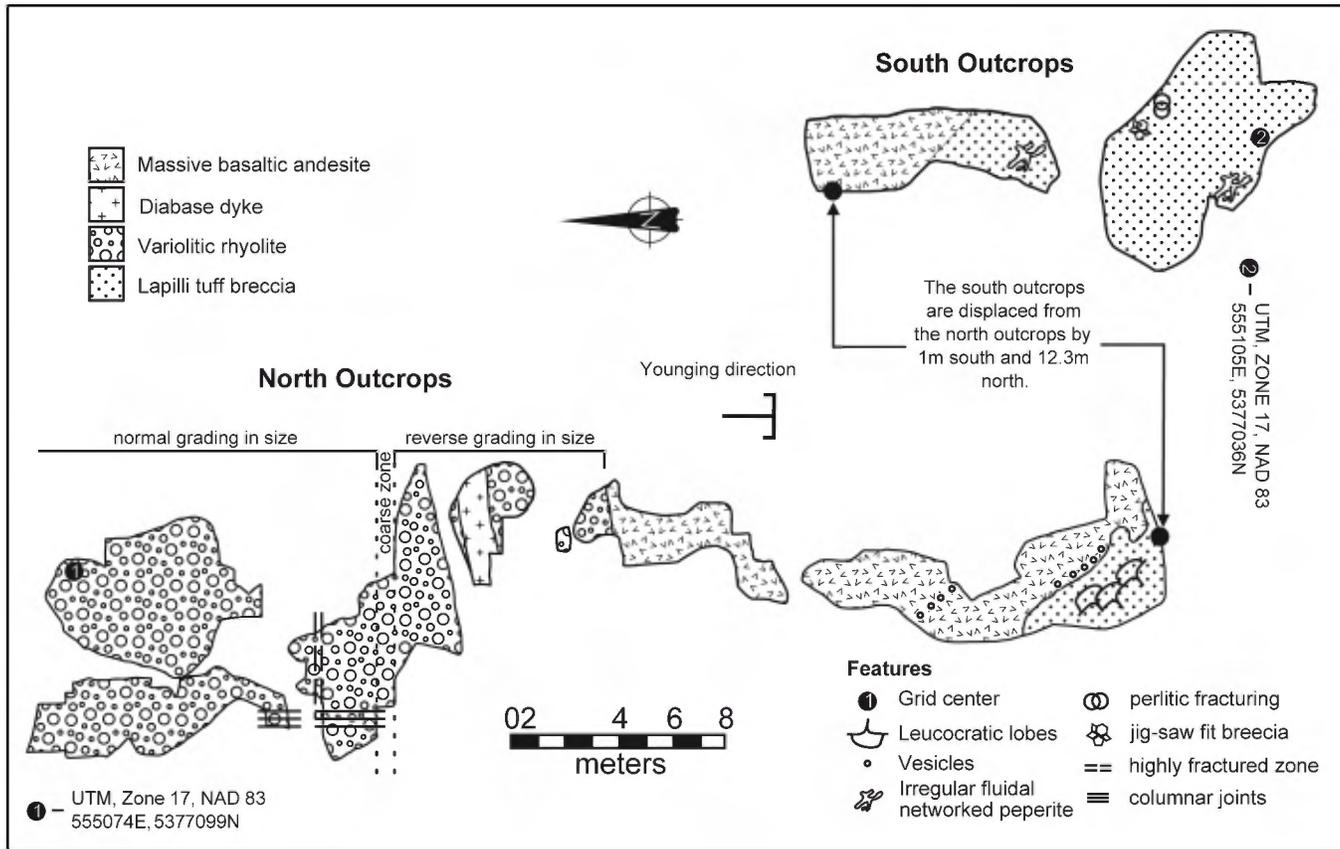


FIGURE 7 – Geological map of the Croesus Mine Road outcrops 1 and 2, scale is 1:100, by B. Moulton and A. Fowler.

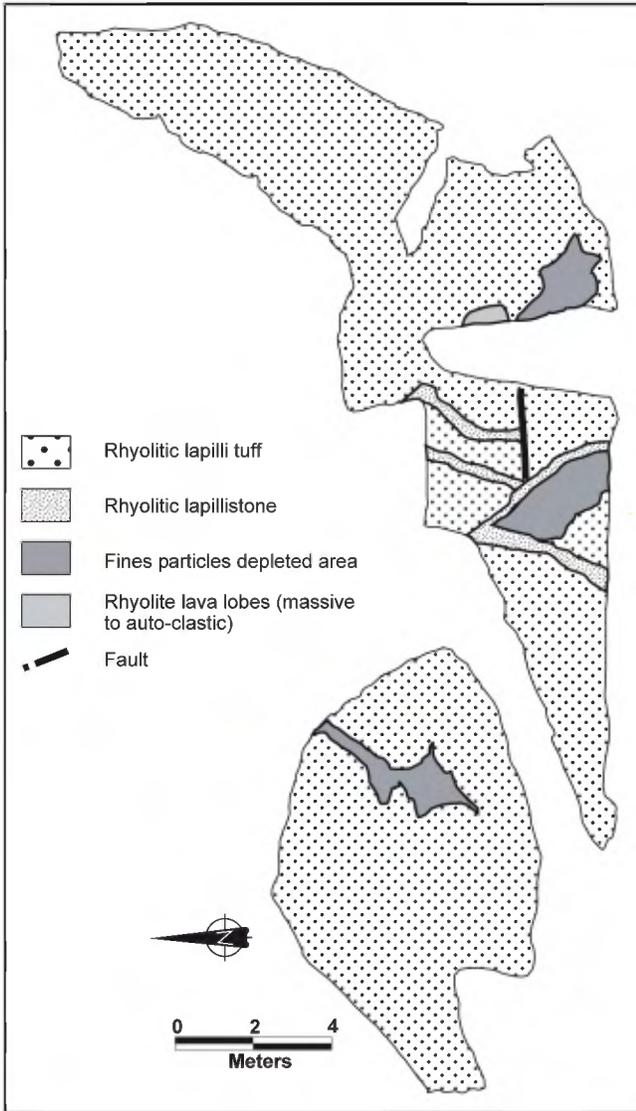


FIGURE 8 – Geological map of the Asbestos Mine Road outcrops by B. Moulton, E. Dinel and A. Fowler, Stop 5A , Approximate Location, UTM Zone 17, NAD 83, 554606E, 5377623N (first two outcrops).

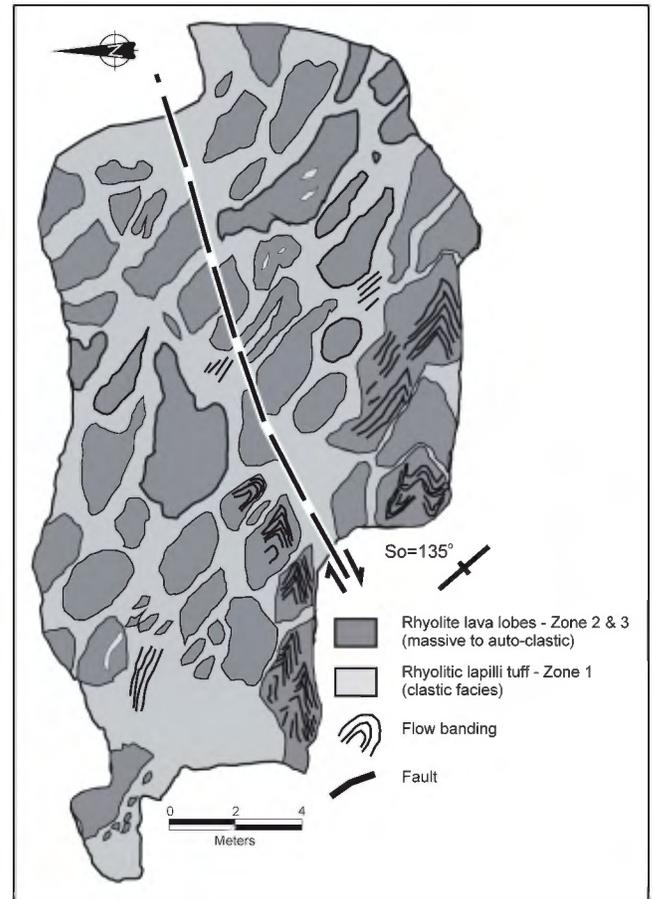


FIGURE 9 – Geological map of the Asbestos Mine Road outcrop by B. Moulton, E. Dinel and A. Fowler, Stop 5A, Approximate Location, UTM Zone 17, NAD 83, 554645E, 5377630N (third outcrop).

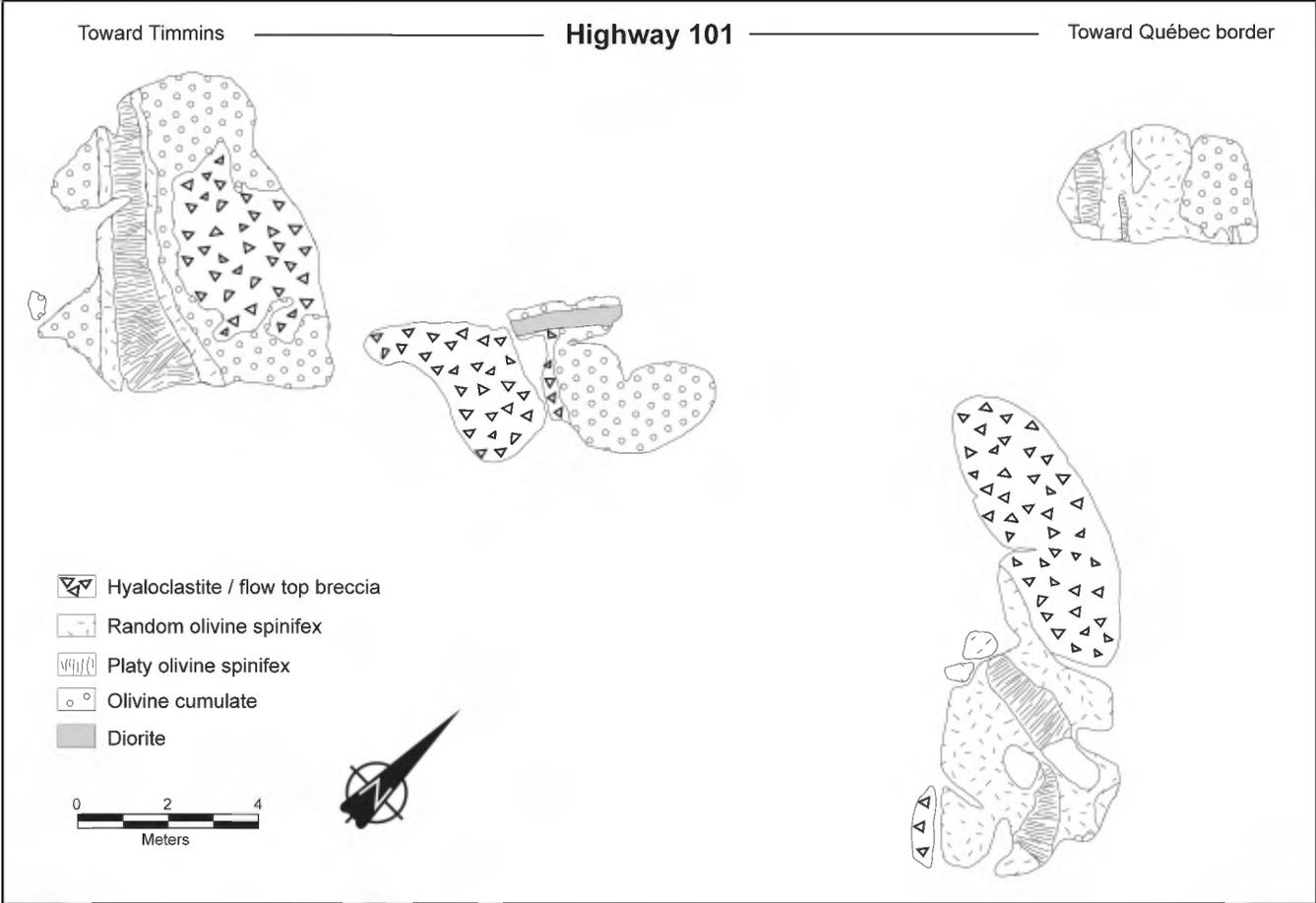


FIGURE 10 – Simplified geological map of the Guibord's komatiitic exposure along the Highway 101 in Guibord Township.

Photomicrographs from Stop 1C



PHOTO 1A - Overgrown olivine crystals within the host cumulate at the sill margins (field of view (fov) ~2 mm).



PHOTO 1B - Olivine crystal with dendritic overgrowth (fov ~2 mm).

Textures of volcanoclastic rocks of the Middle Tholeiitic Unit at the Potter Mine



PHOTO 2A - Framework-supported lapillistone.



PHOTO 2B - Detail of framework-supported lapillistone.



PHOTO 2C - "Agglutinate" lapilli.



PHOTO 2D - Fluidal bombs.

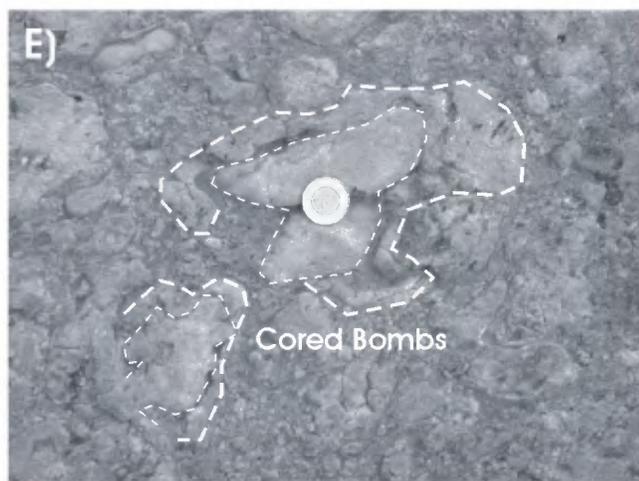


PHOTO 2E - Cored bombs (for scale, diameter of coin is 28 mm).

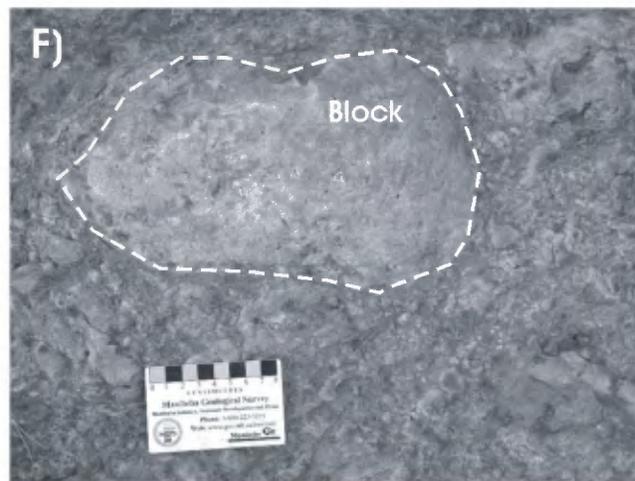


PHOTO 2F - Blocks.

(Photos are from stops 2.2C and 2.2E; from Péroquin *et al.*, 2005)

Mineralized diamond-drill core from the Potter Cu-Zn VMS deposit

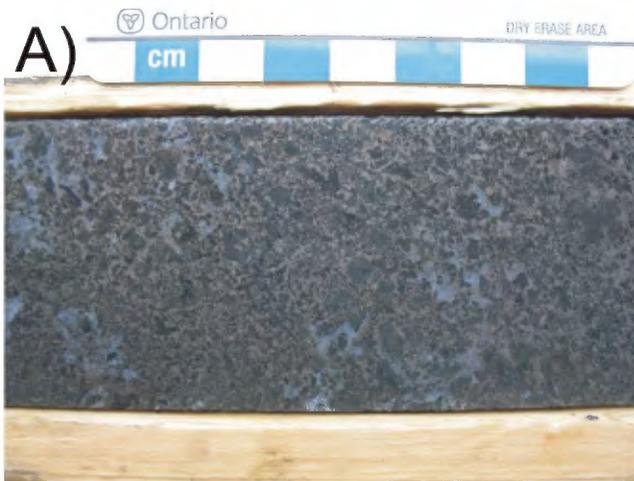


PHOTO 3A - Subseafloor mineralization where the carbonate matrix (in white) is being replaced by pyrrhotite.

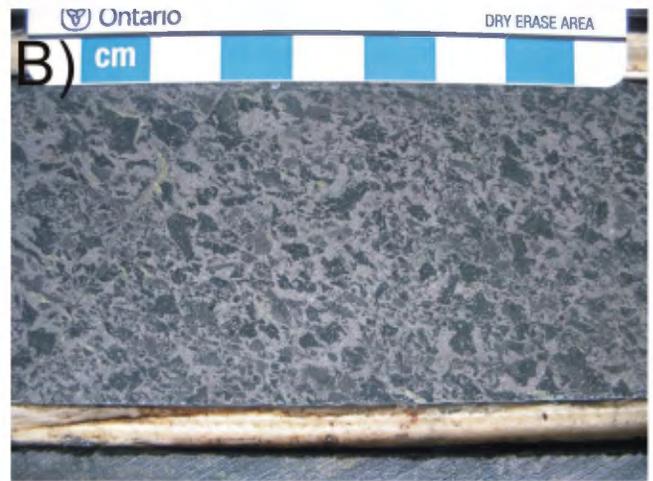


PHOTO 3B - Complete replacement of the matrix by pyrrhotite in subseafloor mineralization.

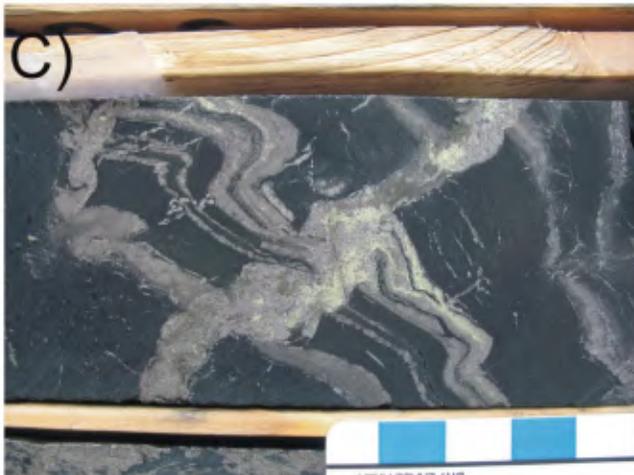


PHOTO 3C - Bedded mineralization in argillite in sea floor mineralization.



PHOTO 3D - Possible primary massive bedded mineralization as part of the sea floor mineralization.



PHOTO 3E - Veins on chalcopyrite cross-cutting the volcanoclastic.

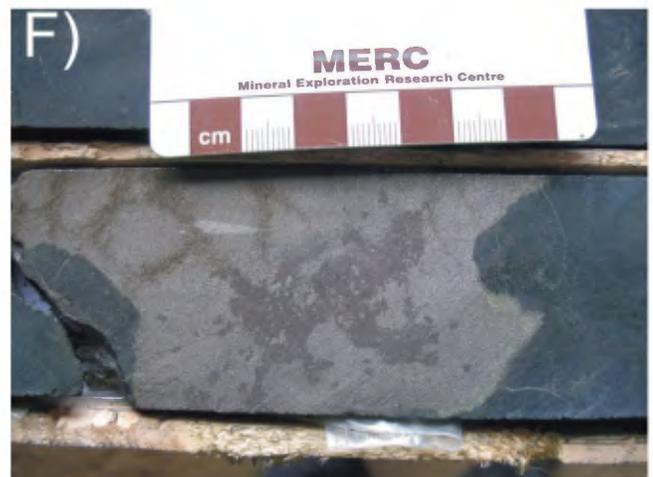


PHOTO 3F - Block of pyrrhotite and sphalerite in an ultramafic intrusion.

Basalt flows from the Kidd-Munro assemblage in Munro Township



PHOTO 4A - Basaltic pillow breccia flow.



PHOTO 4B - Massive basaltic flow cross-cut by a basaltic dyke.

3

Géologie et nouvelles corrélations dans la partie Ouest du Groupe de Malartic et dans le Groupe de Kinojévis, Québec

P. Pilote (MRNF), V. McNicoll (CGC-Ottawa), R. Daigneault (UQAC), J. Moorhead (MRNF)

Introduction

Cette excursion a pour objectif de présenter les affleurements clés reliés aux travaux de cartographie et de compilation réalisés dans la partie ouest du Groupe de Malartic et la partie est du Groupe de Kinojévis de 2006 à 2008. Ces travaux avaient pour buts : (1) d'étendre vers l'ouest le schéma stratigraphique du Groupe de Malartic récemment développé dans la région de Val-d'Or, (2) d'examiner les analogies entre l'Assemblage Kidd-Munro (AKM) en Ontario, hôte du réputé gisement Kidd Creek, et certaines unités volcaniques apparentées du côté québécois (figure 1; le Groupe de Kinojévis et la partie inférieure du Groupe de Malartic), et (3) de mettre en évidence le potentiel minéral de cette région.

Cadre géologique

Géologie régionale

La région de La Pause-Preissac (figure 2) est située dans la partie sud de la Sous-province de l'Abitibi de la Province archéenne du Supérieur. Les roches de ce secteur forment un empilement volcano-sédimentaire d'âge archéen composé de roches volcaniques et volcanoclastiques ultramafiques, mafiques et felsiques (figure 3; 2719 ± 1 Ma à 2708 ± 2 Ma; Pilote 2006, Pilote *et al.*, 2007 et 2008) séparées par d'étroites bandes de roches sédimentaires (<2691, 2688 et 2687 Ma; Feng et Kerrich, 1991; Davis, 1991 et 2002; Mortensen et Card, 1993).

Dans la région La Pause-Preissac (figure 2), on retrouve du nord au sud : 1) le Groupe de Figuery inférieur (GFI), (2) le Groupe de Kinojévis (GKI), (3) la Formation de Caste (FLC), (4) le Groupe de Malartic (GM), et (5) la Formation de Mont-Brun (FMB). De nombreuses intrusions pré- à posttectoniques de composition dioritique-tonalitique à monzonitique et monzogranitique coupent la séquence volcanique. Les diverses unités volcaniques sont séparées les unes des autres par des failles ou par d'étroites bandes de roches sédimentaires clastiques d'épaisseur kilométrique, elles-mêmes bordées par des failles. Toutes ces lithologies sont recoupées par des dykes de diabase d'âge protérozoïque et d'orientation N-S à NE-SW.

Les principales failles régionales sont, du nord au sud, les failles de Lyndhurst, Aiguebelle, Manneville Nord et Sud, La Pause et Parfouru. Ces structures, orientées E-W à NW-SE, jouent un rôle important : (1) en contrôlant la continuité

des unités stratigraphiques, (2) en soulignant la bordure des unités sédimentaires plus jeunes, (3) en distribuant les incréments successifs de la déformation régionale, et (4) en montrant le long de certains segments un potentiel minéral élevé, démontré par exemple par une densité supérieure de dykes et d'intrusions syntectoniques.

Géologie locale

Les unités stratigraphiques seront décrites du nord vers le sud. Dans la partie NE, le GFI (Labbé, 1999) est constitué d'andésite communément coussinée contenant localement quelques niveaux d'andésite basaltique (figure 1). Un tuf schisteux dacitique provenant du gîte Abcourt et assigné au FGI, a livré un âge U-Pb de 2706,4 ± 3,3 Ma (David *et al.*, 2007). Du côté sud, ces lithologies sont en contact de faille avec le Groupe de Kinojévis et plus à l'est, avec son équivalent, le Groupe de Landrienne. Le Groupe de Kinojévis (GKI) comprend les formations de Deguisier (FDE) et de Lanaudière (FL). La FDE se compose de tholéiites ferri-fères et magnésiennes, de rhyolites lobées tholéiitiques et de volcanoclastites intermédiaires à felsiques datées à 2719,4 ± 1 Ma et 2718,1 ± 1,3 Ma (McNicoll, *dans* Pilote *et al.*, 2008). L'abondance de filons-couches gabbroïques constitue son caractère le plus distinctif. La FL se compose de laves ultramafiques abondantes et de laves mafiques et felsiques (Sanschagrín et Leduc, 1979; Goutier, 1997), de bassins sédimentaires contenant, entre autres, des argilites graphiteuses et finalement de nombreuses intrusions de composition tonalitique à monzonitique. Deux complexes rhyolitiques d'affinité tholéiitique ont été datés dans la FL à 2718,7 ± 0,7 Ma et de 2716,2 ± 0,8 Ma (McNicoll *et al.*, 2007). Ces âges, de même que l'association spatiale étroite entre des laves ultramafiques et des complexes rhyolitiques, représentent des éléments caractéristiques comparables à ceux retrouvés dans l'AKM (Bleeker *et al.*, 1999; Ayer *et al.*, 2002; Berger, 2002). Par ailleurs, à l'est de notre secteur, la Formation de Lanaudière contient d'autres complexes rhyolitiques ainsi que de minces niveaux sédimentaires. Elle est délimitée par les failles Aiguebelle et Manneville Nord. Goutier (1997) a proposé que la FDE et la FL étaient solidaires à l'origine et ont été subséquentement séparées par des failles.

La Formation de Caste (âge U-Pb de <2691 ± 8 Ma; Feng et Kerrich, 1991) est essentiellement constituée d'une alternance de wacke et de pélite, variablement déformés. Elle forme trois bandes distinctes d'épaisseur et d'étendue

variables, en contact de faille avec les volcanites du GKI et du GM (figure 1). La bande la plus volumineuse ceinture les plutons de La Motte et de La Corne.

Le GM se compose, par ordre stratigraphique, des formations de La Motte-Vassan (FLV; 2714 ± 2 Ma), de Dubuisson (FDU; 2719-2718 Ma) et de Jacola (FJ; 2704 ± 2 Ma; Pilote *et al.*, 1999). Dans la région de La Pause-Preissac, la FLV est formée principalement de coulées et de filons-couches ultramafiques, ainsi que de coulées basaltiques et de volcanoclastites. La FDU inférieure est constituée de complexes rhyolitiques et de laves mafiques. Ces complexes sont constitués de coulées et de lobes massifs recouverts de tufs et de brèches de carapace. La FDU supérieure est formée en proportion égale de coulées ultramafiques et basaltiques, accompagnées de tufs de compositions variées. La FJ se compose de volcanites mafiques et localement ultramafiques, avec quelques niveaux importants de volcanoclastites. Les unités volcaniques du GM constituent une séquence généralement homoclinale à pendage abrupt et à polarité sud. Ces roches sont recoupées par le Pluton de La Pause.

La Formation de Mont-Brun (FMB; Goutier, 1997), antérieurement appelée « Groupe de Kewagama » (Imreh, 1984), forme une bande de roches sédimentaires orientée NW-SE, aux contacts faillés, comprise entre les groupes de Malartic (au nord de la Faille La Pause) et de Blake River (au sud de la Faille Parfouru). Elle s'étend depuis la Faille Porcupine-Destor jusqu'au sud de la mine Camflo et du lac De Montigny, à l'ouest de Val-d'Or. Dans la région de La Pause-Preissac, cette formation est essentiellement constituée de bancs de grès, de mudrock, d'un niveau de grès conglomératique et de niveaux métriques de formations de fer. L'âge maximal de cette unité, déterminé par Davis (1991, 2002) sur des zircons détritiques, est de 2687 Ma.

Le Pluton de La Pause et les dykes felsiques porphyriques

Le Pluton de La Pause (PLP) est situé dans la partie centre-nord de la région cartographiée. Sa composition varie de diorite quartzifère à plus communément tonalitique. La tonalite est massive, homogène, peu à non foliée et porphyrique à phénocristaux de quartz et de feldspath. Elle contient de nombreuses enclaves anguleuses d'amphibolite. La géochimie de la phase tonalitique est très comparable à celle des rhyolites, des dykes et des intrusions tonalitiques de la FDU inférieure. Une datation de ce pluton a livré un âge U-Pb sur zircons de 2710 ± 1 Ma (McNicoll, *dans* Pilote, 2006), donc contemporain aux unités de la base du Groupe de Malartic.

Notre cartographie suggère que ce pluton s'est mis en place sous la forme de dykes et de filons-couches multiples injectés à la base de la FLV. Le PLP contient des enclaves hectométriques de volcanites ultramafiques disposées de manière plus ou moins concentrique près de sa périphérie. Des apophyses du PLP s'injectent dans la FDU inférieure. Ce pluton produit une crête structurale à l'origine de l'Anticlinal de La Motte-Vassan (Imreh, 1984), nommé aussi plus localement Anticlinal de La Pause par Beullac et Imreh (1987).

Le Pluton de Preissac, le Pluton de La Motte et différents réseaux de dykes

Le Pluton de Preissac (PPR) appartient au vaste batholite de Preissac-La Motte-La Corne. Le PPR (2681 à 2660 Ma; Ducharme *et al.*, 1997) comprend deux phases intrusives distinctes. La phase précoce est caractérisée par des intrusions différenciées à hornblende variant en composition de la diorite, à la granodiorite et jusqu'à la monzonite. Cette dernière lithologie constitue la phase principale du Pluton de La Corne (PLC). La phase tardive, retrouvée dans le PLC et le PPR, se compose de monzogranite à biotite et de monzogranite à muscovite-biotite. Les minéralisations en Mo du lac Preissac sont associées à cette dernière phase.

Le Pluton de La Motte se compose d'une suite intrusive précoce, comprenant des monzodiorites, monzonites, granodiorites et syénites; et d'une suite intrusive tardive, comprenant des monzogranites à muscovite-biotite-grenat (Boily *et al.*, 1990; Rive *et al.*, 1990; Boily, 1992;), datée à 2642 Ma (Machado *et al.*, 1991). La suite tardive, à laquelle est associée de volumineux réseaux de pegmatites complexes et d'aprites, constitue la moitié nord du Pluton de La Motte.

Importance des couloirs de déformation

La région de Preissac-La Corne est affectée par d'importantes zones de failles d'orientation E-W et NW-SE, qui séparent de grands ensembles lithotectoniques. Des failles d'importance moindre et d'orientation NW et NE, plus tardives, recoupent ces grandes structures.

L'élément structural le plus important de cette région est le Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville (CDPM). Cette structure, comprenant plusieurs tronçons de failles (Mueller *et al.*, 1996, 2008; Goutier, 1997; Daigneault, 1996; Daigneault *et al.*, 2002; Legault *et al.*, 2005), est délimitée au nord par la Faille Aigubelle (FA) et au sud par la Faille Manneville Nord (FMN; figures 2 et 4). La Faille Aigubelle marque approximativement la limite nord d'un secteur caractérisé par une schistosité S_1 à faible pendage nord, subparallèle à la stratification S_0 . La FA est une structure graphiteuse de puissance métrique injectée de dykes tonalitiques porphyriques. Elle est inclinée à 75° vers le nord et devient plus large et complexe vers l'ouest dans le secteur de Destor. Les volcanites situées en bordure de la FA, sont à pendage faible vers le nord et montrent des polarités communément inverses vers le sud. Ces observations constituent des éléments importants en faveur d'un chevauchement précoce (Daigneault *et al.*, 2002), d'envergure régionale, du compartiment nord (la FL) sur le compartiment sud (la FLC). La schistosité S_1 est plissotée, redressée et oblitérée par plusieurs failles tardives, généralement abruptes ou subverticales, possiblement contemporaines à l'événement Destor-Porcupine, lequel se distingue par des minéralisations aurifères caractéristiques et de nombreux dykes tonalitiques-syénitiques. Il est ainsi suggéré que le CDPM, mieux défini plus à l'ouest où il montre

un pendage sud, représente dans notre secteur la conjonction et la superposition de plusieurs failles ou structures d'âges et de composantes de mouvement distinctes.

Les failles Manneville Nord (FMN) et Sud (FMS), à pendage modéré vers le nord, représentent vraisemblablement des zones d'imbrications complexes apparentées à un front tectonique associé à des chevauchements E-W à vergence nord (Mueller *et al.*, 1996, 2008; Goutier, 1997). Ces failles démembrant le GKI et la FLC. Ces zones accolent des copeaux tectoniques montrant des lithologies et des âges très variés. Ceci est bien démontré par une rhyolite assignée à la Formation de Héva-Nord, datée à 2727 ± 2 Ma (Labbé, 1999), située dans la continuité apparente est de la FDU, qui est elle-même datée à 2719-2718 Ma. Ces relations illustrent bien l'imbrication potentielle le long de ces failles de panneaux composés de volcanites d'origine variée, de roches sédimentaires de la FLC, de copeaux d'unités sédimentaires d'âge Timiskaming et d'une multitude de dykes syntectoniques.

Considérations régionales

La cartographie de la région de La Pause-Preissac, combinée aux datations U-Pb (figure 3), a permis d'établir certaines balises pour l'interprétation de ce secteur. Ainsi, un faible écart temporel (< 5 Ma) sépare la mise en place de la FDE (2719-2718 Ma), de la FL (2718-2716 Ma) et la base du GM (2714 Ma). Les failles FMN et FMS bordent les unités sédimentaires de la FLC qui sont au moins 23 Ma plus jeunes (Feng et Kerrich, 1991; Davis, 1991 et 2002) que les volcanites avoisinantes du GKI et du GM. Ces datations soulignent la poursuite d'une activité volcanique quasiment continue à partir de la base du GKI (2719-2716 Ma) jusqu'au GM (2714-2706 Ma) et au Groupe de Louvicourt (2706-2702 Ma; Pilote *et al.*, 1999) dans le secteur de Val-d'Or. Seul le Groupe de Figuery inférieur, avec un âge assumé de 2706 Ma, ne cadre pas avec ces valeurs. Cet âge coïncide plutôt à la mise en place de la FDU inférieure (2708 Ma) et de la FJ (2706 Ma; Pilote *et al.*, 1999). Au plan des corrélations régionales, ces âges tendent à démontrer une et temporelle entre le GKI et l'AKM en Ontario. La FL contient d'ailleurs des rhyolites tholéiitiques associées spatialement et temporellement à des unités komatiitiques, ce qui renforce de manière significative l'analogie avec l'AKM.

Dans la région de Preissac-La Corne, le CDPM présente une signature de chevauchement bien développée dans les roches sédimentaires de la Formation de Caste et dans les unités volcaniques des Groupes de Kinojévis et des formations de Lamorandière et de Héva-Nord. Les fabriques mylonitiques deviennent progressivement plus inclinées (environ 60°) vers le nord (figure 5). Des linéations d'étirements à plongées nord, subparallèles au pendage, sont associées à cette structure à faible pendage vers le nord, à l'exception de la partie ouest où ces linéations montrent une direction régulière vers le NE (figure 4). Les unités volcaniques situées au nord de cette faille montrent une polarité sud (figure 5a). La combinaison d'une surface stratigraphique S_0 inclinée vers le nord à $20^\circ - 60^\circ$ et la présence de coussins

renversés suggère une séquence à polarité inverse produite par un pli couché. La Faille Manneville Sud, orientée ESE et séparant le cortège des plutons de La Corne et de La Motte de celui de Preissac, est oblique à la direction régionale E-W des unités volcano-sédimentaires et qui montrent une schistosité verticale (figure 5b). Les linéations d'étirement parallèles à la direction des failles sont communes dans la région, tandis que des linéations d'étirement à rejet-pendage sont localement présentes au sud du Pluton de La Motte. Les linéations évoluent de rejet-pendage à parallèles à la direction des failles près de la Faille Manneville Sud. Dans le Pluton de La Motte, les linéations magmatiques sont à faible pendage ou quasi subhorizontales, avec une plongée régulière vers le NNE (figure 5b).

Le Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville (CDPM) et la FMS, présentent des structures majeures à l'échelle régionale juxtaposant des unités volcaniques de lithologies et d'âges très distincts, des copeaux de roches sédimentaires plus jeunes et des dykes variés. Elles sont aussi responsables de la mise en place des minéralisations aurifères. Ces points démontrent que ces grandes structures ont une histoire complexe, analogue à certains égards au Couloir de déformation de Casa-Berardi (CCB; Pilote *et al.*, 1990).

Description des arrêts

Introduction

Les arrêts suivants visent à illustrer quelques aspects de la volcanologie, des zones de déformation et du potentiel minéral de la région de La Pause-Preissac. Certains de ces arrêts présentent des évidences de mouvement de chevauchement, des plis couchés et des coussins renversés, qui sont interprétés (Mueller *et al.*, 2006, 2008) comme étant représentatifs d'un environnement de zone de subduction. Les arrêts 2, 4 et 5 illustrent les relations entre le Pluton de La Motte et le Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville (CDPM).

Le CDPM, d'orientation E-W, s'étend sur près de 350 kilomètres, de Timmins jusqu'au Front du Grenville, à l'ENE de Val-d'Or. On trouve plusieurs gisements aurifères (mines Beattie, Donchester, Duquesne, Yvan-Vézina et Davangus) le long du segment occidental de cette faille au Québec, tandis que son extension ontarienne est l'hôte des gisements Holt-McDermott et Harker-Holloway ainsi que la grande majorité des mines d'or des camps de Matheson et de Timmins.

Arrêts visités lors de l'excursion

Arrêt 1 : Volcanite affectée par les fabriques S_1 et S_2 , Formation de Dubuisson supérieure, Chemin La Pause (UTM, NAD83, zone 17, 677800 mE, 5356965 mN)

Ce groupe d'affleurements (figure 6) se situe dans la partie centrale du quart sud-est du feuillet 32D07, du côté nord du chemin La Pause. On y accède par la route qui conduit vers le

lac Patris en empruntant ensuite un embranchement orienté NW-SE. Les lithologies observées consistent en des basaltes massifs et des tufs à lapilli de la FDU supérieure.

Ces affleurements montrent une schistosité S_1 bien développée qui est communément subparallèle à la stratification S_0 . La fabrique S_1 est orientée $155^\circ/69^\circ$ et est plissée par une schistosité S_2 , de type pression-dissolution, orientée $264^\circ/85^\circ$. La fabrique S_1 est associée à des glissements et des failles de même orientation, ainsi qu'à des épaissements de charnières (photos 1.1 et 1.2). La plongée de ces plis varie de 25° à 35° vers le SW. Ces axes de plis s'avèrent quasi colinéaires avec l'orientation des linéations d'étirement observées dans les plans S_1 . Des dykes mafiques et felsiques sont injectés dans les laves mafiques, parallèlement à la fabrique S_1 , et sont également déformés (photo 1.3). Les dykes tonalitiques, eux-mêmes déformés, sont particulièrement abondants, dans ce secteur. Ils contiennent de nombreuses enclaves de basalte ainsi que des veines de quartz-pyrite-séricite (photo 1.4). Des dykes de gabbro/diorite sont par contre injectés selon la direction de la fabrique S_2 et paraissent beaucoup moins déformés.

Dans cette partie de la région de La Pause-Preissac et tout le long du segment où les laves mafiques de la Formation de Dubuisson sont orientées NW-SE (16 km selon cet axe par 2 km selon l'axe NE-SW), le style de plis en Z (figure 6) est particulièrement bien développé, avec comme caractéristique principale une schistosité S_1 subparallèle à la stratification S_0 . Ce type de plis rappelle celui rencontré dans les environs de la mine Camflo, au SW de Val-d'Or, où plusieurs types de minéralisations aurifères sont observés (Trudel et Sauvé, 1992).

Ce segment NW-SE se caractérise également par une densité supérieure de dykes tonalitiques et gabbroïques, pré- à syntectoniques. La plupart des dykes tonalitiques semblent subparallèles à la fabrique S_1 . Ces dykes sont localement séricitisés, albitisés avec des veines de tourmaline, et ankéritisés. Ils constituent des cibles favorables pour des minéralisations filoniennes en or. Cette abondance de dykes altérés, illustre la grande perméabilité de cette zone, située immédiatement au nord de la Faille Parfouru, qui a contribué à la mise en place de magmas et à la circulation de fluides hydrothermaux à différents moments de son évolution structurale.

Arrêt 2 : Contact en chevauchement entre le Pluton de La Motte et les roches sédimentaires de la Formation de Caste : Zone de faille Manneville Nord
(UTM, NAD83, zone 17, 712528 mE, 5368650 mN)

Cet arrêt est situé du côté est de la route 109 et fait partie du Pluton de La Motte (figures 4 et 7). L'affleurement se compose d'un monzogranite à muscovite-biotite-grenat. Les aplites et les pegmatites complexes (photo 2.1) très bien cristallisées sont abondantes et recourent le monzogranite. Des enclaves d'envergure décimétrique à métrique,

de roches sédimentaires de la Formation de Caste, sont comprises dans le monzogranite. Leur orientation respecte relativement bien l'attitude générale en chevauchement de la Zone de déformation Manneville Nord. Les phases aplitiques sont foliées et leurs contacts avec les unités sédimentaires enclavées sont transposés, ce qui produit par endroits des plis en fourreaux (photo 2.2). La foliation magmatique, illustrée surtout par l'alignement des micas, est présente dans le monzogranite et montre une fabrique à faible pendage vers le nord semblable à celle observée dans la Zone de déformation Manneville.

Les affleurements de monzogranite situés plus au sud, le long de cette route, montrent communément une foliation magmatique subhorizontalement ou à faible pendage vers le nord, définie par l'alignement du plagioclase, de la muscovite et de la biotite. Les linéations magmatiques sont alors subparallèles aux linéations d'étirement observées dans la Zone de déformation Manneville.

Arrêt 3 : Tuf à blocs – Formation de Deguisier, âge U-Pb 2719,4 ± 1 Ma
(UTM, NAD83, zone 17, 694956 mE, 5372834 mN)

Cet affleurement, situé dans la partie basale de la Formation de Deguisier, se trouve dans la partie centre nord du quart nord-ouest du feuillet 32D08, le long de la route 395 (figure 8). On y observe un tuf à blocs constitué de fragments dacitiques, rhyolitiques porphyriques à cristaux de quartz et d'une faible proportion de fragments mafiques (photo 3.1). Des lapillis de sulfures massifs pyriteux sont également présents. La schistosité régionale S_1 est orientée E-W avec un pendage de 64° à 78° vers le nord. La stratification S_0 est orientée $293^\circ/61^\circ$ avec une polarité inverse vers le sud. À noter que les blocs sont étirés tant horizontalement que verticalement, ce qui suggère une déformation quasi coaxiale qui produirait dans ce cas des objets déformés en forme de crêpe.

Une datation réalisée sur cet affleurement (McNicoll, dans Pilote *et al.*, 2008) a donné un âge U-Pb sur zircons de 2719,4 ± 1 Ma. Cet âge est comparable à celui de la partie inférieure de l'Assemblage Kidd-Munro en Ontario (Ayer *et al.*, 2002; Berger, 2002). À environ 13 km à l'ouest de ce site, un lobe rhyolitique échantillonné au nord du synclinal d'Abijévis, dans la partie centrale de la FDE, a fourni un âge U-Pb de 2718,1 ± 1,3 Ma (McNicoll, dans Pilote *et al.*, 2008). Cette valeur confirme la contemporanéité des édifices volcaniques felsiques dispersés tout au long de cette formation. Il est également intéressant de noter que plusieurs indices de type sulfures massifs volcanogènes (SMV) se retrouvent dans l'extension est de la carte, dans le quart nord-est du feuillet 32D08, dont le gîte Newcomex. Ce dernier gisement, détenu par Mines Agnico-Eagle Ltée (Mercier-Langevin, 2006), contient des ressources minérales évaluées à 393 523 tonnes courtes titrant 4,97 % Zn, 0,35 % Cu et 40,45 g/t Ag.

Arrêt 4 : Faille Aiguebelle – contact entre les formations de Deguisier et de Lanaudière (UTM, NAD83, zone 17, 695104 mE, 5371000 mN)

Cet affleurement est situé du côté ouest de la route 395, à environ 6 km au nord du village de Preissac et 800 m au nord du pont enjambant la rivière Kinojévis (figure 8). Cette coupe permet d'observer la bordure nord du Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville (CDPM), soit ici les abords nord de la Faille Aiguebelle (figure 9).

On peut voir sur cette section la relation entre la schistosité S_1 , à faible pendage vers le nord, et l'apparition de plus en plus soutenue de zones de déformations subverticales associées au développement du Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville (CDPM; figure 9). Les volcanites mafiques sont fortement cisailées par endroits. Par contre, dans la partie nord de l'affleurement, on distingue des coussins allongés et étirés avec des polarités renversées vers le sud. Ailleurs, dans les environs immédiats et dans la continuité E-W de ces unités, des volcanites mafiques renversées sont observées en bordure et à l'intérieur du CDPM.

Les fabriques structurales observées sont compatibles avec une géométrie de pli couché ou d'une nappe de chevauchement. La schistosité principale S_1 consiste en un clivage ardoisier avec un pendage modéré à faible vers le nord, lequel correspond à une zone de déformation antérieure. Cette schistosité S_1 est plissée et affectée par de nombreux kinks reliés à un second épisode de déformation, associé à des failles fragiles d'orientation E-W. Certaines de ces failles sont importantes et entraînent le long de leur course la fabrique principale S_1 , suggérant une composante de mouvement dextre. Ces relations géométriques suggèrent que cette zone, nommée « Zone de déformation Manneville » par Daigneault *et al.* (2002), représente un épisode de déformation précoce compatible avec une signature de collision-chevauchement, tandis que les évidences de déformation tardive (épisode Destor-Porcupine) sont mieux expliquées par un mouvement en coulissage directionnel.

Arrêt 5 : Aspects de la déformation à l'intérieur de la Formation de Lanaudière (UTM, NAD83, zone 17, 680190 mE, 5368740 mN)

Cet affleurement correspond au décapage n° 01 d'une campagne de 13 décapages réalisés par Ressources Cartier à l'automne 2007 (voir Richard et Carrier, 2007) dans le secteur de l'indice MacCormack, indice situé à environ 100 m plus à l'ouest. On y observe le développement et la répartition hétérogène de la déformation régionale dans la Formation de Lanaudière et à l'intérieur du CDPM (figure 10). Quelques valeurs significatives ont été obtenues sur ces différents décapages, telles que : 570 ppm en cuivre sur 1,03 m au site n° 7; 556 ppm en zinc sur 0,96 m au site n° 11; 49,5 g/t en argent sur 1,12 m au site n° 01; 0,90 g/t en or sur 0,73 m au site n° 11; 0,77 g/t en or sur 1,16 m au site n° 02; et 0,74 g/t en or sur 0,96 m au site n° 11 (Beauregard et Gaudreault, 2009).

Du point de vue historique, l'indice MacCormack a été découvert en 1911 lors des travaux de cartographie de Bancroft (Commission Géologique du Canada). Les meilleurs résultats d'analyse furent de 0,17 à 4,80 g/t Au (L.V. Bell, 1936-38) et de 1,37 à 7,89 g/t Au (Nortyne Gold Mines, 1944). Des travaux plus récents réalisés par SOQUEM montrent que le contexte géologique du secteur s'apparente à celui du gisement Kerr-Addison, en Ontario (présence de carbonate, fuschite, veines et veinules de quartz-carbonate-albite et dykes de syénite et quartz-feldspath). Plus récemment, Gaudreault (2005) a échantillonné quelques affleurements dans les environs de cet indice. Les analyses ont révélé entre 5 et 284 ppb Au et entre 0,5 et 19,1 Ag, à partir d'échantillons choisis.

Les récents travaux réalisés par Ressources Cartier dans ce secteur ont permis de mettre au jour une zone de déformation identifiée par forage sur plus de 1,6 kilomètres de longueur et sur plus de 200 mètres de largeur. Cette zone représente possiblement l'extension vers l'est de la Faille Porcupine-Destor. Elle est bordée par deux systèmes de dykes aurifères (Beauregard et Gaudreault, 2009), le système de dykes du contact nord et le système de dykes du contact sud. Le système nord est représenté par des dykes de composition intermédiaire fortement altérés (carbonate-albite), avec de multiples injections en stockwerk, de veinules de quartz et pyrite disséminée aurifère. Ces dykes ont été recoupés par forages sur des épaisseurs variant de 25 à plus de 70 mètres. Le système de dykes sud est constitué de dykes de composition felsique, porphyriques à feldspath-quartz, hématitisés, silicifiés, et localement albitisés. Les zones aurifères et argentifères de ces dykes sont généralement associées avec une altération en albite et une minéralisation en pyrite (Beauregard et Gaudreault, 2009). Ces dykes sont généralement d'épaisseur métrique et très déformés, à l'exception de celui marquant le contact sud du couloir, et qui a été recoupé en forage sur plus de 26 mètres (KI-07-03) et 40 mètres (KI-08-31). Ces dykes rappellent ceux associés à la minéralisation des mines Kerr Addison et Harker-Holloway.

Sur le décapage n° 01 l'orientation de la schistosité principale S_1 varie du nord vers le sud de E-W, à N-S et finalement à E-W. Ces directions suggèrent un patron de pli en « Z » avec une fabrique S_2 orientée NE et à pendage abrupt vers le nord. Des failles d'orientation ENE recoupent les flancs courts et l'amorce des charnières de ce pli en « Z ». Plusieurs réseaux de veines de quartz en extension, orientées NW-SE et EW, recoupent les schistes à ankérite-fuschite (photo 5.1). D'autres veines minéralisées occupent plus particulièrement les segments de failles orientés NNE (figure 10). Les linéations d'étirement, contenues dans la fabrique S_1 , montrent des plongées abruptes vers le NE.

Arrêt 6 : Rhyolite, Formation de Lanaudière, âge U-Pb de 2718,7 ± 0,7 Ma (UTM, NAD83 zone 17, 679800 mE, 5368920 mN)

Cet affleurement (figure 11) a été dégagé mécaniquement par la compagnie Ressources Cartier en 2007 (cartogra-

phie sommaire par Richard et Carrier (2007), décapage n° 11). Il démontre bien le potentiel en sulfures massifs volcanogènes de la Formation de Lanaudière. On peut y observer une rhyolite fragmentaire, appartenant à une suite tholéiitique, recouverte de façon conforme par une exhalite cherteuse contenant de faibles valeurs en zinc et en cuivre (photo 6.1). Cette exhalite montre une puissance d'environ un mètre et présente une polarité vers le sud. Les teneurs y atteignent localement 0,11 % Cu, 0,21 % Zn et 0,42 g/t Au (Beauregard et Gaudreault, 2009). La rhyolite fragmentaire est modérément séricitisée à cet endroit. Des lobes rhyolitiques avec textures d'écoulement laminaire et une altération chloriteuse plus prononcée sont par contre observés à l'ouest de cet affleurement (Pilote *et al.*, 2007).

Cette exhalite est surmontée par des coulées basaltiques massives et coussinées, plus ou moins chloritisées selon les secteurs. Un dyke tonalitique sépare les basaltes coussinés d'une intrusion ultramafique à l'extrémité sud de cet affleurement. La schistosité régionale est orientée WNW avec un pendage abrupt vers le nord. La faible intensité de la déformation régionale est ici remarquable.

Une datation U-Pb sur zircons a été faite sur une rhyolite massive située à environ 200 mètres de cet affleurement et a livré un âge de $2718 \pm 0,7$ Ma (McNicoll, dans Pilote *et al.*, 2008). Cet âge confirme la contemporanéité du volcanisme felsique de la Formation de Lanaudière et celui de la base de l'Assemblage Kidd-Munro (Ayer *et al.*, 2002; Berger, 2002), lequel représente les lithologies sous-jacentes à la mine Kidd Creek (Bleeker *et al.*, 1999). Ce lien temporel, de même que l'association spatiale commune entre des coulées ultramafiques et rhyolitiques de la Formation de Lanaudière et l'AKM, signale un excellent potentiel pour la découverte de gîtes de sulfures massifs volcanogènes dans ce secteur et tout le long de la Formation de Lanaudière, là où des centres volcaniques felsiques sont retrouvés.

**Arrêt 7 : Exemple de minéralisation de type
« Cadillac Moly »
(UTM, NAD83, zone 17, 693460 mE, 5355600 mN)**

Cet affleurement est situé du côté ouest de la route 395, à moins de 1 km au nord-ouest de l'ancienne fosse de la mine Cadillac Moly (figure 12). La mine Preissac Moly est située à environ 2,5 km au NNW. L'affleurement présente un type de minéralisation peu commun en Abitibi, des veines pegmatitiques de quartz-microcline contenant de 1 à 3 %

de feuillets de molybdénite de tailles variables (1 mm à 5 mm). Les épontes montrent une altération potassique rosée, d'une envergure ne dépassant pas habituellement la largeur des veines (photo 7.1). Les veines sont orientées globalement E-W avec un pendage subvertical ou abrupt vers le sud. La roche encaissante est le monzogranite à muscovite-grenat du Pluton de Preissac. Un dyke de diabase, d'orientation NE, appartenant à l'essaim de dykes de l'Abitibi (1141 ± 1 Ma), recoupe le monzogranite et les veines minéralisées. Des enclaves de monzogranite veinées sont même contenues dans la bordure de trempe de ce dyke de diabase (photo 7.2).

Rappelons que la minéralisation de la mine Cadillac Moly, découverte en 1906, consistait en molybdénite, bismuthinite et pyrite dans des pegmatites granitiques ou dans des veines et veinules d'extension. Les veines se compose principalement de microcline rose saumon et de quartz blanc à gris. De 1965 à 1970, la mine a produit 1 761 000 t titrant 0,138 % MoS₂, 0,04 % Bi et 0,45 g/t Ag (Lavergne, 1985). De la fluorite massive et en agrégats de cristaux de couleur pourpre à presque noir, de la chlorite vert foncé et des micas vert pâle à vert foncé sont associés aux minéraux métalliques. La veine Blueberry (de type stockwerk) contient un pourcentage appréciable de fluorine. Cette veine a été découverte par sondage au début des années 1960. En 1979, les réserves de cette mine étaient estimées à 507 000 t de minerai titrant 0,19 % MoS₂ et 0,03 % Bi (Exploratech Ltée, 1979).

La mine Preissac Moly a été découverte en 1909. La minéralisation consiste en molybdénite, pyrite, chalcopyrite, bismuthinite, bismuth natif et tantalite. Elle se trouve dans des dykes de pegmatite, des veines de quartz pegmatitiques et des veines de quartz recoupant le monzogranite, dans ou près de la zone de contact avec les schistes à actinote-biotite (métabasalte) du Groupe de Malartic. De 1943 à 1944 et de 1962 à 1971, la mine a produit 2 235 880 t de minerai titrant à 0,186 % Mo et 0,03 % Bi. Une des caractéristiques de ce gisement est la transition complète au niveau de la minéralisation entre les dykes de pegmatite, les veines de quartz pegmatitiques et les veines de quartz. La minéralisation en molybdène se situe toutefois principalement dans les veines de quartz pegmatitiques. Le molybdène se présente en feuillets ainsi qu'en amas. Les feuillets de molybdénite ainsi que des aiguilles de bismuthinite sont associés aux sulfures, à la fluorite violette, à la muscovite verte et à de petits cristaux de grenat orangé-rouge dans les veines de quartz blanc. Le bismuth natif accompagne la molybdénite et la muscovite.

RÉFÉRENCES

- AYER, J. – AMELIN, Y. – CORFU, F. – KAMO, S. – KETCHUM, J. – KWOK, K. – TROWELL, N., 2002 – Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*; vol. 115, pages 63-95.
- BEULLAC, R., – IMREH, L., 1987 – Géologie du secteur de Preissac-La Pause-Cléricy (Abitibi). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-03, 36 pages.
- BEAUREGARD, A.-J. – GAUDREAU, D., 2009 – Rapport technique selon la norme 43-101 de la propriété Kinojévis de Ressources Cartier Inc. Rapport disponible sur le site www.Sedar.com.
- BERGER, B.R., 2002 – Geological synthesis of the Highway 101 area, east of Matheson, Ontario. Ontario Geological Survey; Open File Report 6091, 124 pages.
- BLEEKER, W. – PARRISH, R.R. – SAGER-KINSMAN, A., 1999 – High-precision U-Pb geochronology of the late Archean Kidd Creek Deposit and Kidd volcanic complex. *In: The giant Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit, western Abitibi Subprovince, Canada*. Editors: Hannington, M.D. and Barrie, C.T.; *Economic Geology Monographs* 10; pages 43-70. 1999.
- BOILY, M., 1992 – Exploration des métaux de haute technologie (Li, Be, Ta) dans les systèmes peralumineux de la région de Preissac – La Corne. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 91-09, 24 pages.
- BOILY, M. – WILLIAMS-JONES, A.E. – MULJA, T. – PILOTE, P., 1990 – Rare element granitic pegmatites in the Abitibi greenstone belt: a case study of the Preissac-Lacorne batholith. *In: La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois*. Éditeurs: M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. Institut canadien des mines et de la métallurgie, Volume Spécial 43, pages 299-312.
- DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformations de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 96-33, 128 pages.
- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W.U. – CHOWN, E.H., 2002 – Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince, Canada. *Precambrian Research*; volume 115, pages 261-290.
- 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 à la suite des travaux de 2005-2006. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2007-01, 17 pages.
- DAVIS, D.W., 1991 – Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the Southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons. *Association Géologique du Canada – Association Minéralogique du Canada, Programme et Résumé*, Toronto, vol. 16, page A29.
- DAVIS, D.W., 2002 – U-Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi Subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics. *Precambrian Research*; vol. 115, pages 97-117.
- DAWSON, R.K., 1966 – A comprehensive study of the Preissac-La Corne batholith, Abitibi County, Québec. Geological Survey of Canada; Bulletin 142, 76 pages.
- DUCHARME, Y. – STEVENSON, R. K. – MACHADO, N., 1997 – Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and La Motte leucogranites, Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*; vol. 34, pages 1059-1071.
- EXPLORATECH Ltée, 1979 – Évaluation du potentiel en molybdène au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DPV 619, 40 pages.
- FENG, R. – KERRICH, R., 1991 – Single zircon age constraints on the tectonic juxtaposition of the Archean Abitibi greenstone belt and Pontiac Subprovince, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; vol. 55, pages 3437-3441.
- GAUDREAU, D., 2005 – Rapport technique des travaux 2004 sur la propriété Manneville, pour le compte de 170364 Canada inc. Val-d'Or, 5 janvier 2005.
- GOUTIER, J., 1997 – Géologie de la région de Destor (SNRC 32D/07-200-0201). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-13, 37 pages.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M., 2007 – Compilation géologique de la Sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; échelle 1/500000.
- IMREH, L., 1984 – Sillon de La Motte-Vassan et son avant-pays méridional: synthèse volcanologique, lithostratigraphique et géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 82-04, 72 pages.
- IMREH, L., 1990 – Notes accompagnant les cartes préliminaires au 1:15 840 de l'Abitibi-Est méridional, coupure 32C/05 W. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-39, 18 pages, 2 cartes.
- IMREH, L., 1991 – Notes accompagnant les cartes préliminaires au 1:15 840 de l'Abitibi-Est méridional, coupure 32D/08 E. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-38, 21 pages, 2 cartes.
- LABBÉ, J.-Y., 1999 – Évolution stratigraphique et structurale dans la région d'Amos-Barraute. *Dans : Études géologiques dans la région d'Amos; Coordonnateur : J.-Y. Labbé*; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 98-04, pages 5-18.
- LAVERGNE, C., 1985 – Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 85-08, 84 pages.
- LEGAULT, M. – GOUTIER, J. – BEAUDOIN, G. – AUCOIN, M., 2005 – Synthèse métallogénique de la Faille de Porcupine-Destor, Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; ET 2005-01, 37 pages.
- MACHADO, N. – PHILIPPE, S. – DAVID, J. – GARIÉPY, C., 1991 – Géochronologie U-Pb du territoire québécois : Fosses du Labrador et de l'Ungava et sous-Province de Pontiac. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-07, 50 pages.
- McNICOLL, V. – VAN BREEMEN, O. – DUBÉ, B. – GOUTIER, J. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DION, C. – SIMON-ROSS, P. – MONECKE, T. – PERCIVAL, J. – THURSTON, P. – LEGAULT, M. – GIBSON, H. – AYER, J. – BLEEKER, W. – BERGER, B. – PILOTE, P. – BÉDARD, J. – LECLERC, F. – RHÉAUME, P., 2007 – Nouvelles datations U-Pb dans le cadre du projet IGC-3 Abitibi / Plan cuivre : implications pour l'interprétation géologique et l'exploration des métaux usuels. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2007-04, page 14.

- MERCIER-LANGEVIN, P., 2006 – Campagne de forage, automne 2006, propriété Figury, mines Agnico Eagle Ltée. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 62308, 77 pages.
- MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D., 1993 – U-Pb age constraints for the magmatic and tectonic evolution of the Pontiac Sub-province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; vol. 30, pages 1970-1980.
- MRN-OGS, 1984 – Carte lithostratigraphique de la Sous-province de l’Abitibi. Publication conjointe du Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec et de l’Ontario Geological Survey; DP 83-16.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J.K. – CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; vol. 265, pages 127-150.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – GABOURY, D. – PEARSON, V., 2008 – Effusive and explosive subaqueous volcanism in the Abitibi greenstone belt: ocean floor and subaqueous caldera volcanism. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Québec 2008, Guidebook to Field Trip A1, 80 pages.
- PILOTE, P., 2006 – Géologie de la partie ouest du Groupe de Malartic : corrélations régionales. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2006-03, page 30.
- PILOTE, P. – GUHA, J. – DAIGNEAULT, R. – ROBERT, F. – GOLIGHTLY, J. P., 1990 – Contexte structural et minéralisations aurifères des gîtes Casa-Berardi, Abitibi, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*; vol. 27, pages 1672-1685.
- PILOTE, P. – SCOTT, C. – MUELLER, W. – LAVOIE, S. – RIOPEL, P., 1999 – Géologie des formations Val-d’Or, Héva et Jacola – nouvelle interprétation du Groupe de Malartic. *Dans* : Séminaire d’Information sur la Recherche Géologique, Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 99-03, page 19.
- PILOTE, P. – MOORHEAD, J. – MUELLER, W., 2000 – Développement d’un arc volcanique, la région de Val-d’Or, ceinture de l’Abitibi : volcanologie physique et évolution métallogénique. *Dans* : Géologie de la région de Val-d’Or, Sous-province de l’Abitibi – volcanologie physique et évolution métallogénique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2000-09, pages 1-19.
- PILOTE, P. – McNICOLL, V. – DAIGNEAULT, R. – MOORHEAD, J., 2007 – Géologie de la partie ouest du Groupe de Malartic et corrélations à l’échelle de la Ceinture de l’Abitibi. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2007-04, pages 16-17.
- PILOTE, P. – McNICOLL, V. – DAIGNEAULT, R. – MOORHEAD, J., 2008 – Géologie des groupes de Malartic et de Kinojévis. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DV 2008-06, page 42.
- RICHARD, P.-L. – CARRIER, A., 2007 – Cartographie sommaire des décapages 2007 sur la propriété Kinojévis. Rapport préparé par InnovExplo Inc. pour Ressources Cartier Inc.; Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63400.
- RIVE, M., PINTSON, H., et LUDDEN, J. 1990. Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Dans* : La ceinture polymétallique du nord-ouest québécois. *Éditeurs* : M. Rive, P. Verpaest, Y. Gagnon, J.-M. Lulin, G. Riverin et A. Simard. L’Institut canadien des Mines et de la Métallurgie, Volume spécial 43, pages 65-76.
- ROCHELEAU, R. – HÉBERT, R. – LACOSTE, P. – ST-JULIEN, P. – RACINE, M. – GAUDREAU, R., 1997 – Synthèse stratigraphique, paléogéographique et gîtologique: cantons de Vauquelin, Pershing et parties de Louvicourt, Pascalis et Denain. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 97-11, 117 pages, 6 cartes.
- SANSCHAGRIN, Y. – LEDUC, M., 1979 – Quart sud-est du canton d’Aiguebelle. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec; DV-676.
- TRUDEL, P. – SAUVÉ, P., 1992 – Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements d’or du district de Malartic. Ministère de l’Énergie et des Ressources, Québec; MM 89-04, 124 pages.

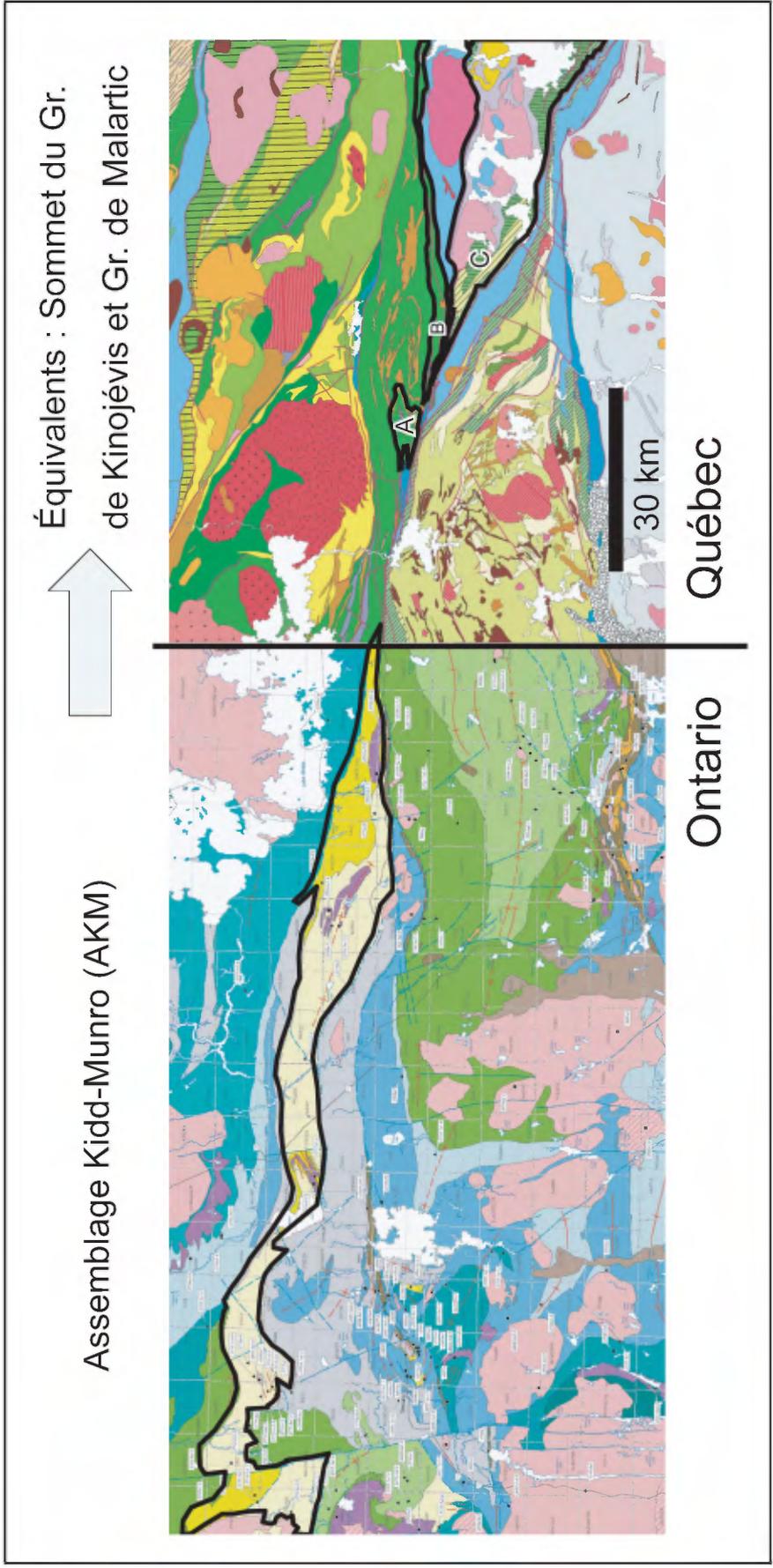


FIGURE 1 – Comparaisons et corrélations entre l'Assemblage Kidd-Munro (AKM), dans le nord-est ontarien (MRN-OGS, 1984) et ses équivalents possibles du côté nord-ouest québécois (Goutier et Melançon, 2007). **A** = secteur Dector, **B** = secteur de la Faille Manneville et de la Formation de Lanaudière, **C** = partie ouest du Groupe de Malartic..

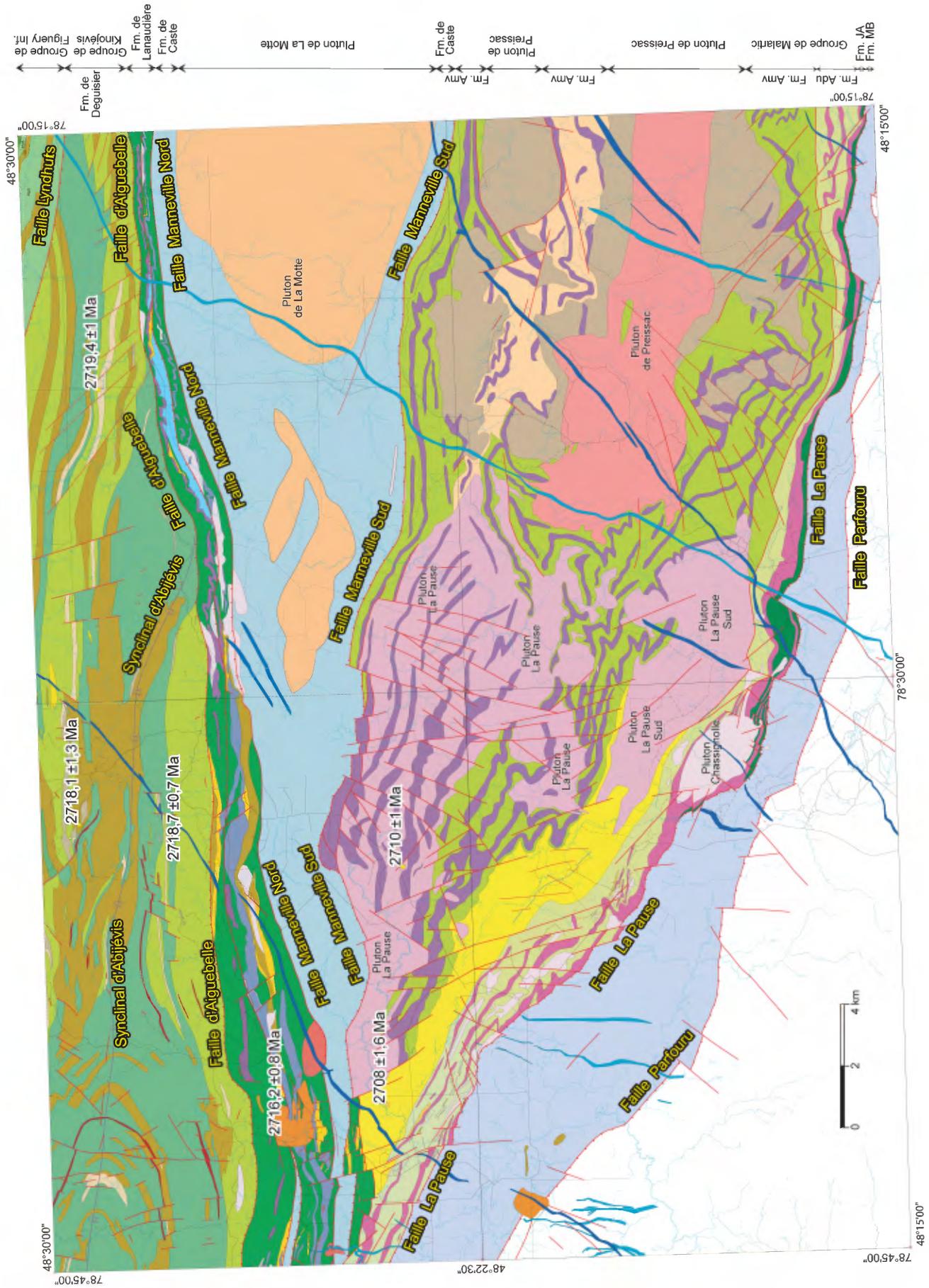


FIGURE 2 — Géologie des régions de La Pause et de Preissac (tirée de Pilote, 2006 et Pilote et al., 2007, 2008).

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

PROTÉROZOÏQUE

Essaim de dykes de l'Abitibi (1141 +/- 1 Ma)

 Pabi Dyke de diabase à olivine

Essaim de dykes de Matachewan (2473-2446 Ma)

 Pmaw Dyke de diabase

ARCHÉEN

Batholite de La Motte (2647 Ma)

 Almo Monzonite et monzogranite à muscovite et biotite, pegmatite, apélite

Pluton de Preissac (2681-2660 Ma)

 Apr2 Monzonite et monzogranite à muscovite, biotite et grenat

 Apr1 Monzonite et monzogranite à biotite, diorite quartzifère

Groupe de Timiskaming

Brèche de Davangus

 Adn Conglomérat polygénique et roche sédimentaire

Groupe de Kewagama

Formation de Caste

 Alc Grès et mudrock turbiditique avec claystone noir (<2691 Ma)

Formation de Mont-Brun

 Amn Grès et mudrock turbiditique (<2682-2697 Ma)

Pluton de La Pause Sud

 Alps Tonalite

Pluton de La Pause (2710 +/- 2 Ma)

 Alpa Suite diorite quartzifère à tonalite

Groupe de Malartic (2714 à 2702 Ma)

Formation de Jacola (2706 +/- 1 Ma)

 Aja1 Basalte, basalte magnésien et volcanoclastite mafique

Formation de Dubuisson (2708 +/- 1 Ma)

 Adu8 Sulfures semi-massifs, exhalite cherteuse et volcanoclastite felsique

 Adu7 Volcanoclastite felsique à intermédiaire

 Adu5 Dacite et volcanoclastite felsique à intermédiaire

 Adu2 Komatiite, basalte magnésien et volcanoclastite mafique

 Adu1 Basalte, basalte magnésien et volcanoclastite mafique

Formation de La Motte-Vassan (2714 +/- 2 Ma)

 Amv6 Volcanoclastite mafique et sédiments pyriteux avec intercalations de basalte magnésien et de komatiite

 Amv3 Basalte, komatiite et intrusion ultramafique

 Amv1 Komatiite, basalte magnésien et basalte

Groupe de Kinojévis

Formation de Lanaudière (2718-2716 Ma)

 Aln6 Argilite, grès, mudrock graphiteux et chert

 Aln5 Basalte magnésien, basalte, filon-couche et volcanoclastite mafique

 Aln3 Komatiite et filon-couche ultramafique, basalte et volcanoclastite mafique

 Aln2 Basalte et volcanoclastite mafique

 Aln1 Volcanite et volcanoclastite felsique

Formation de Deguisier (2719 à 2718 Ma)

 Adg7 Volcanoclastite fragmentaire à grain fin, de composition felsique à intermédiaire

 Adg6 Volcanoclastite fragmentaire grossière, de composition felsique à intermédiaire

 Adg4 Andésite et volcanoclastite intermédiaire à mafique

 Adg3 Volcanite et volcanoclastite felsique

 Adg2 Basalte et volcanoclastite glomérophyrique

 Adg1 Basalte, basalte andésitique et volcanoclastite mafique

Groupe de Figuary supérieur (2720-2706 Ma)

 Afg(s)1 Andésite coussinée et massive, volcanoclastite mafique

Groupe de Figuary inférieur (2706 Ma ?)

 Afg(i) Andésite, basalte, filon-couche et volcanoclastite felsique

LÉGENDE LITHOLOGIQUE

 I2D Syénite porphyrique

 I2E Dyke et stock de monzonite porphyrique quartzifère

 I2F-I1D Dyke monzonitique et tonalitique porphyrique

 I3A Filon-couche de gabbro

FIGURE 2 – Légende.

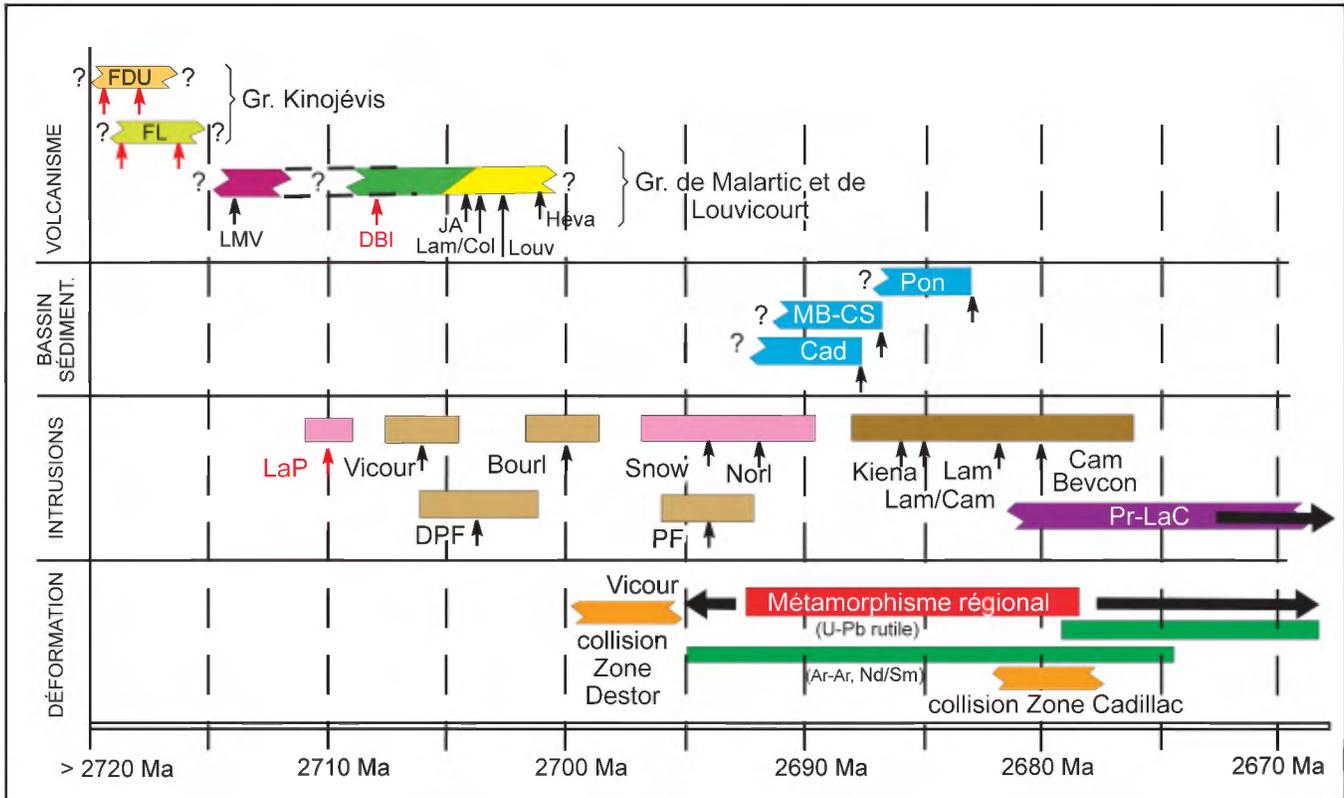


FIGURE 3 – Compilation des données géochronologiques du secteur Preissac-Malartic avec subdivisions entre les grands domaines géologiques. **Volcanisme** : FDU = Formation de Deguisier, FL = Fm. de Lanaudière, LMV = Fm. de La Motte-Vassan, DBI = Fm. de Dubuisson Inf., JA = Fm. de Jacola, Col = rhyolite de Colomnière, Lam = dacite de Lamaque, Louv = dacite de Louvicourt, Héva = tuf à fragments de la Fm. de Héva. **Bassin sédimentaire** : Cad = Gr. de Cadillac, MB = Fm. de Mont-Brun, CS = Fm. de Caste, Pon = Gr. de Pontiac. **Intrusions** : LaP = Pluton de La Pause, Vicour = filon-couche de Vicour, DPF = dyke porphyrique à feldspath (diorite porphyrique) de la mine Sigma, Bourl. = Batholite de Bourlamaque, Snow = stock de Snowshoe, PF = dyke porphyrique feldspathique de la mine Sigma, Norl = tonalite de Norlartie; Kiena = granodiorite de la mine Kiena, Lam = intrusion tonalitique centrale (*main plug*) de la mine Lamaque, Cam = monzonite de la mine Camflo, Bevcon = Pluton de Bevcon, Pr-LaC = Batholite de Preissac-La Corne. Les données en rouge proviennent des travaux de V. McNicoll (CGC – Ottawa). L'âge du métamorphisme régional demeure imprécis (pour plus de détails, voir Pilote *et al.*, 2000).

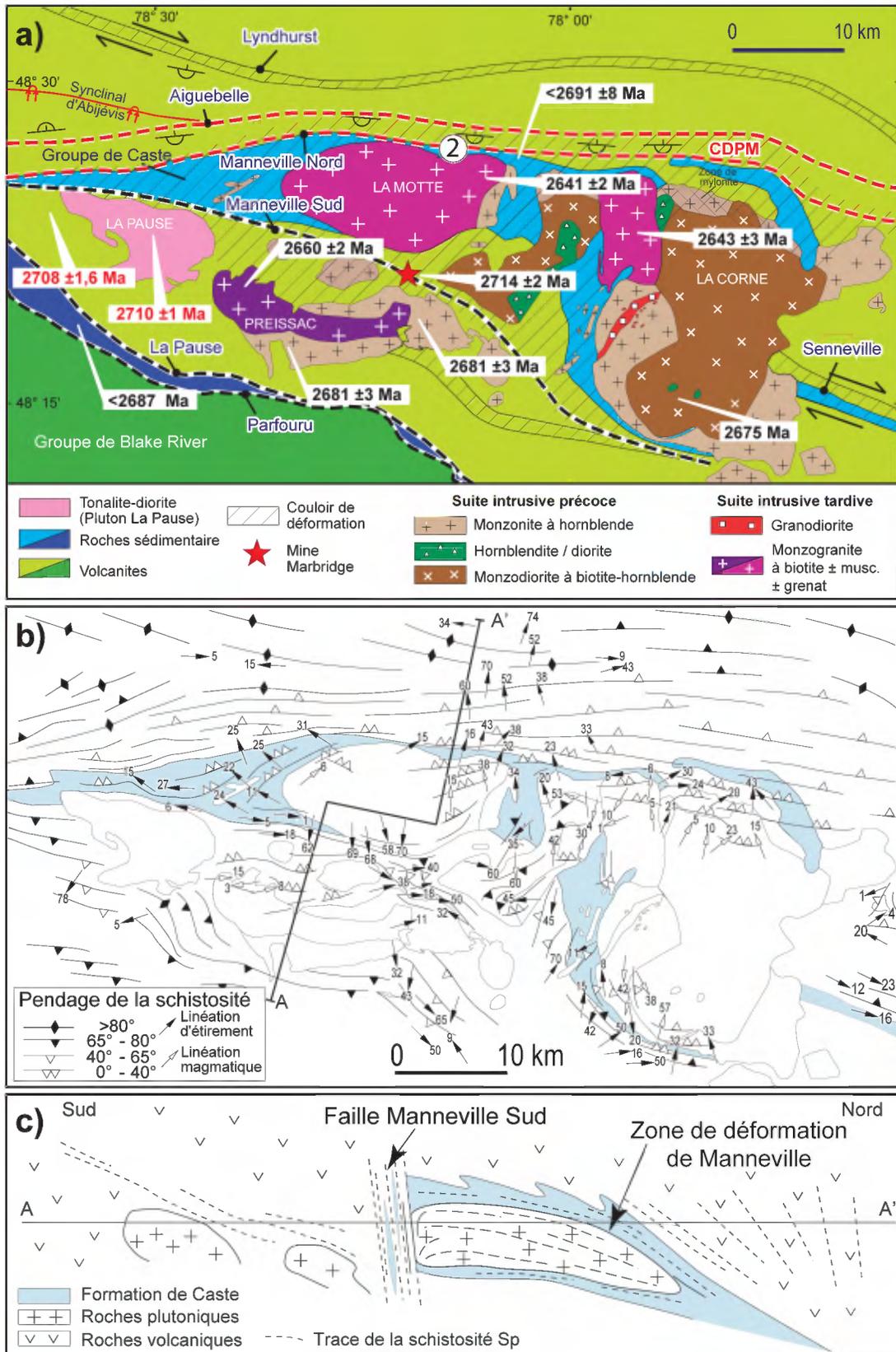


FIGURE 4 – a) Géologie du secteur Preissac-La Corne montrant les unités volcano-sédimentaires, les intrusions du batholithe de Preissac-La Corne et la localisation des diverses datations réalisées (géologie modifiée de Dawson, 1966, Imreh, 1984, Boily *et al.*, 1990, Boily, 1992, Daigneault, 1996 et Pilote *et al.*, 2007, 2008). Le Couloir de déformation Destor-Porcupine-Manneville (CDPM) recoupe toute la région d'est en ouest. La position de l'arrêt 2 est indiquée. **b)** Carte structurale montrant les trajectoires de la schistosité principale et des linéations d'étiement. **c)** Section schématique montrant la forme interprétée du Batholithe de Preissac-La Corne et de la Zone de déformation Manneville. La Faille Manneville Sud est une zone de déformation subverticale recoupant les fabriques à pendages faibles associées à la Zone de déformation Manneville (modifiée de Daigneault *et al.*, 2002 et de Mueller *et al.*, 2008).

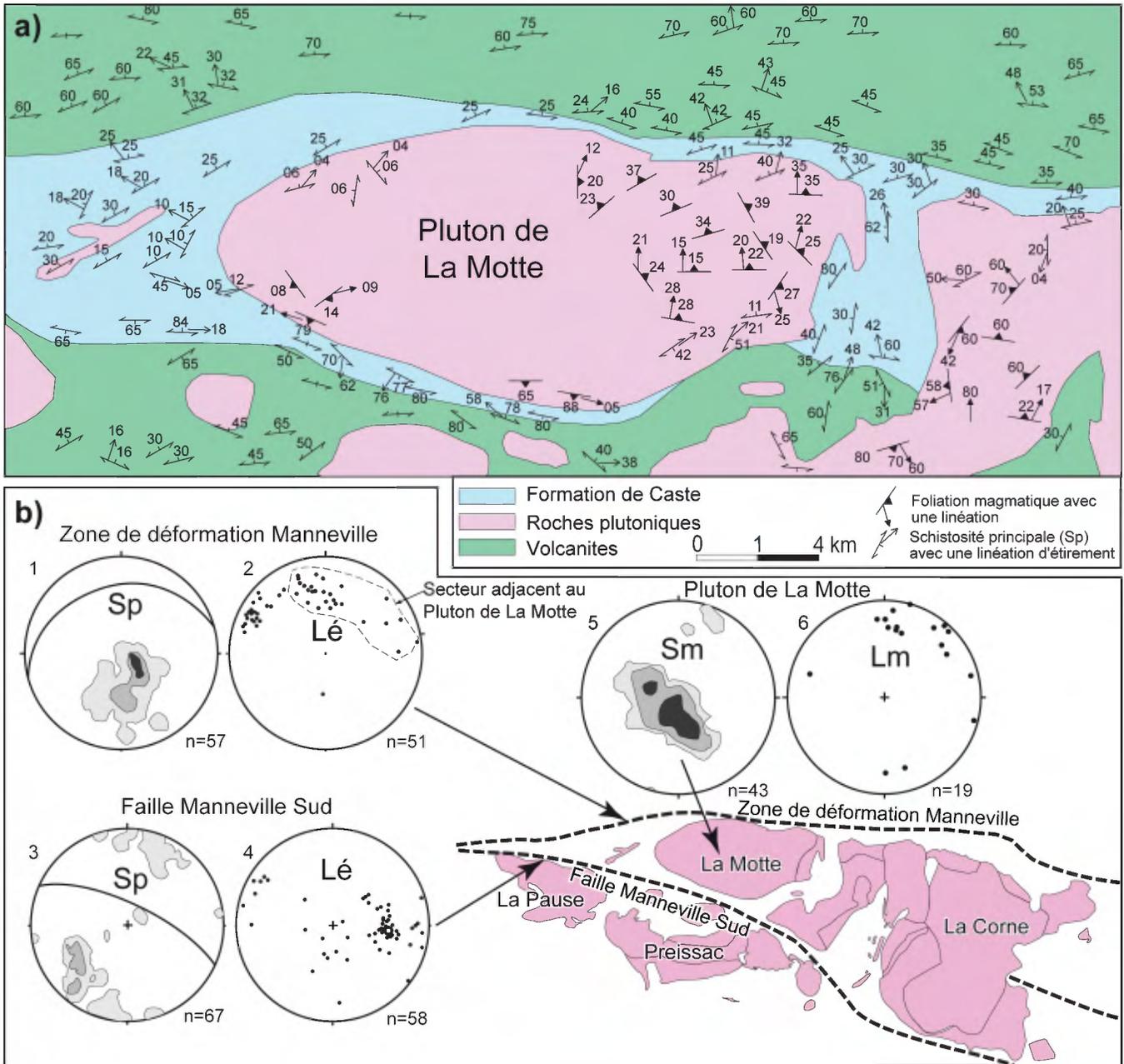


FIGURE 5 – a) Attitude similaire des fabriques magmatiques du Pluton de La Motte comparées à celles associées à la Zone de déformation Manneville Nord. b) Les données structurales projetées sur des stéréogrammes montrent que les foliations et les linéations magmatiques sont comparables aux fabriques à l'état solide observées dans la Zone de déformation Manneville. La Faille Manneville Sud est caractérisée par une réorientation des fabriques antérieures vers des directions SE accompagnée de linéations d'étirement devenant obliques à subhorizontales. Sp = schistosité principale, Lé = linéation d'étirement, Sm = foliation magmatique, Lm = linéation magmatique (modifiée de Daigneault *et al.*, 2002 et de Mueller *et al.*, 2008).

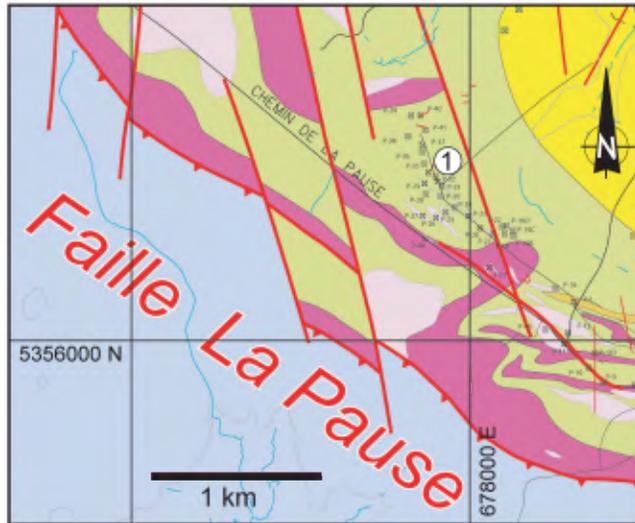


FIGURE 6 – Localisation de l'arrêt 1. Notez le style de plissement en « Z » dans les basaltes, basaltes magnésiens et komatiïtes de la Formation de Dubuisson supérieure, ainsi que l'abondance de dykes tonalitiques du côté nord de la Faille La Pause. La légende lithologique est la même que pour la figure 2.

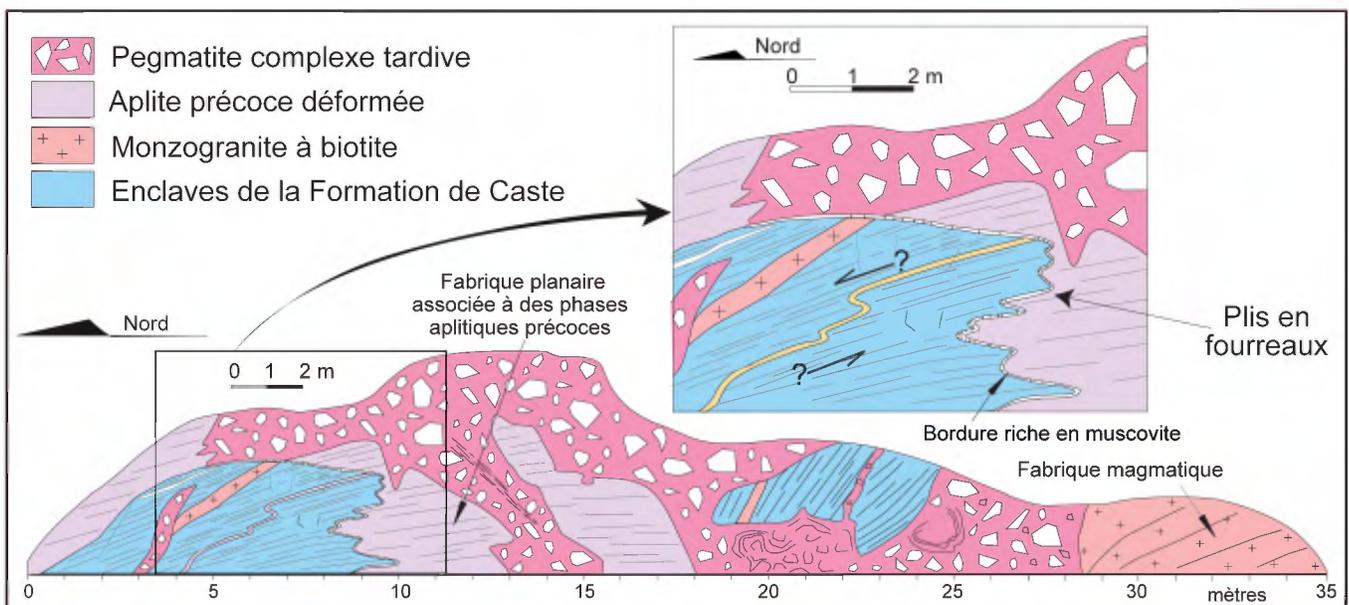


FIGURE 7 – Section verticale détaillée située près du contact nord du Pluton de La Motte. Des enclaves de roches sédimentaires de la Formation de Caste sont quasi en places et sont recoupées par des phases pegmatitiques non foliées tardives, rubanées et bréchiées. La phase pegmatitique précoce, directement au contact, montre une foliation à l'état solide bien développée tandis que le monzogranite est caractérisé par une foliation submagmatique à pendage faible. La cartouche montre un pli en fourreau observé au contact entre les roches sédimentaires et une phase pegmatitique précoce. Un pli asymétrique dans un dyke d'aplite suggère une composante de cisaillement normale (modifiée de Daigneault *et al.*, 2002 et de Mueller *et al.*, 2008).

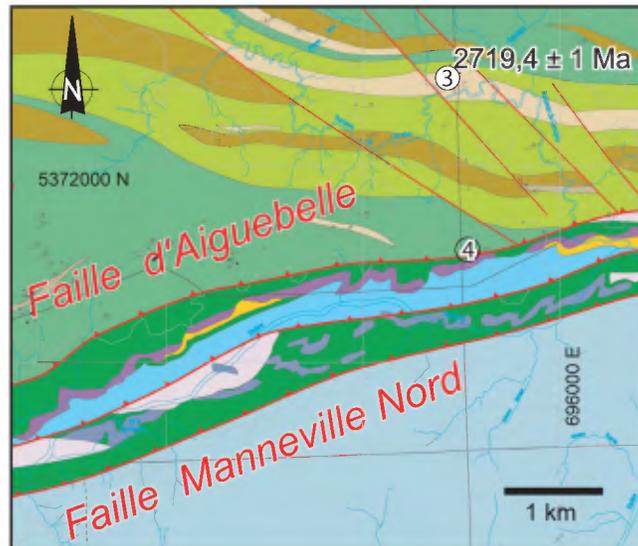


FIGURE 8 – Localisation des arrêt 3 et 4. L'arrêt 3 illustre la présence de niveaux fragmentaires, d'origine volcanique et de composition felsique dans la Formation de Deguisier. L'arrêt 4 se trouve en bordure nord de la Faille Aiguebelle, laquelle marque la bordure du Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville. La légende lithologique est la même que pour la figure 2.

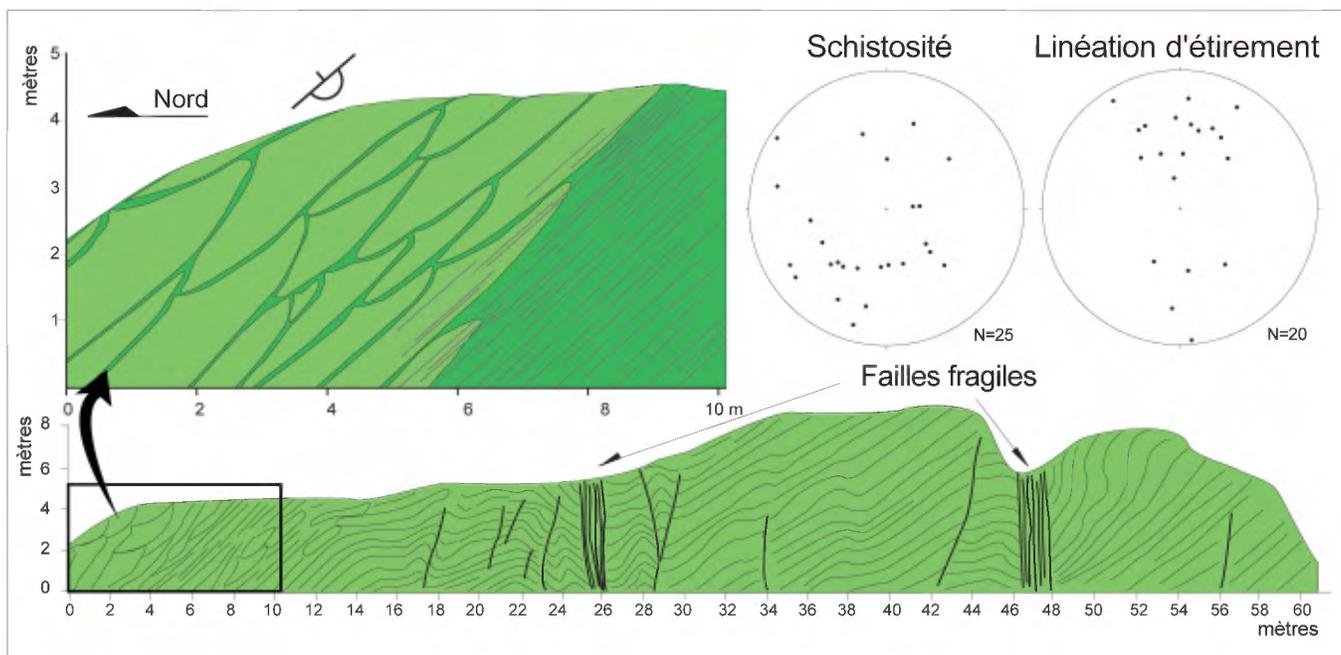


FIGURE 9 – Section verticale montrant la bordure nord du Couloir de déformation de Destor-Porcupine-Manneville aux abords de la Faille Aiguebelle. Notez la relation de recouvrement entre les fabriques reliées au chevauchement précoce (la « Zone de déformation Manneville » proprement dite) avec les fabriques plus abruptes associées à des failles subverticales tardives reliées à l'événement Destor-Porcupine. Les coussins suggèrent un sommet vers le sud pouvant s'intégrer dans un pli couché (modifiée de Mueller *et al.*, 1996, 2008).

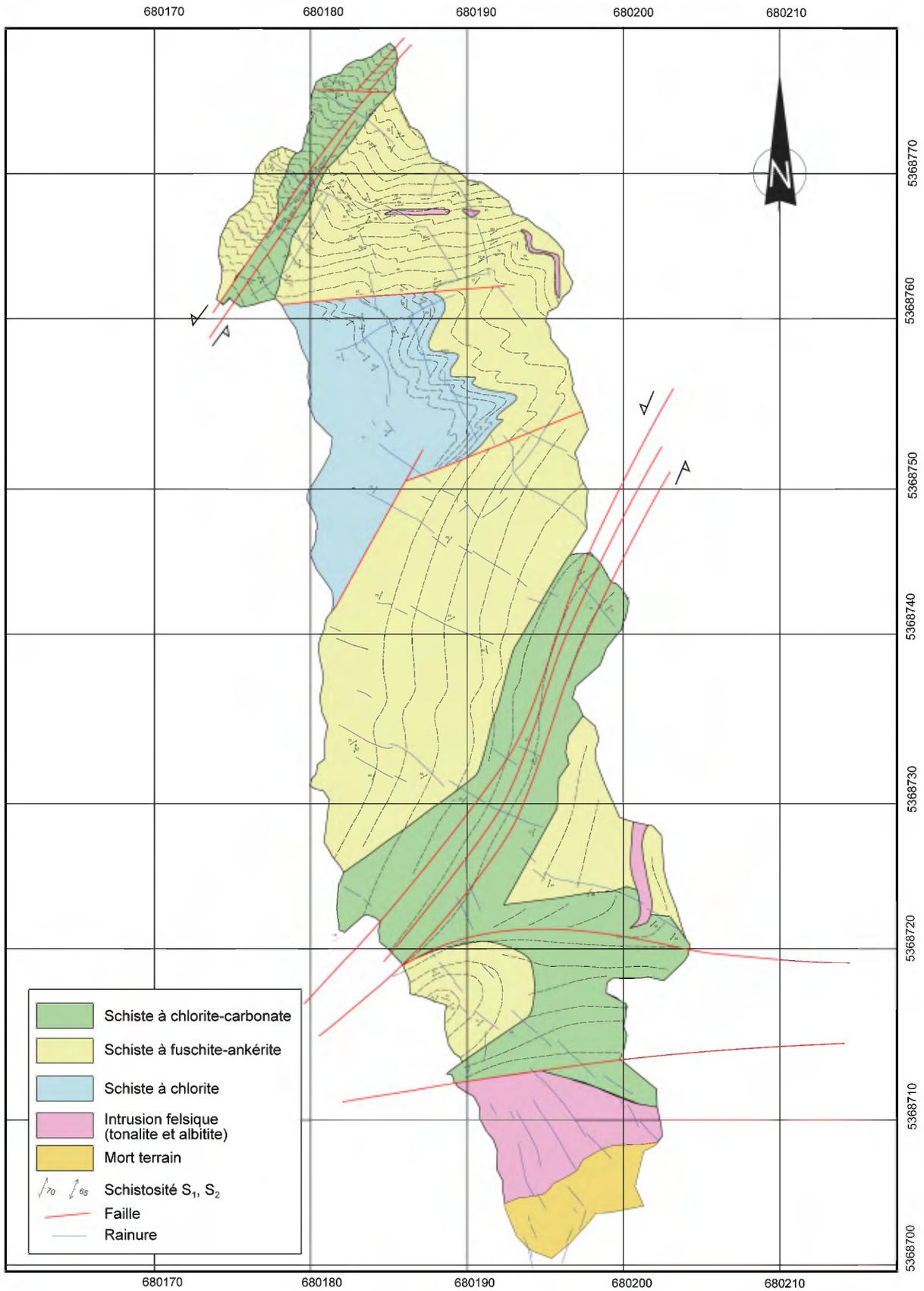


FIGURE 10 – Aspect de la déformation à l’intérieur de la Formation de Lanaudière (modifiée de Pilote *et al.*, 2008). La trajectoire de la schistosité S_1 est indiquée; coordonnées en UTM NAD83.

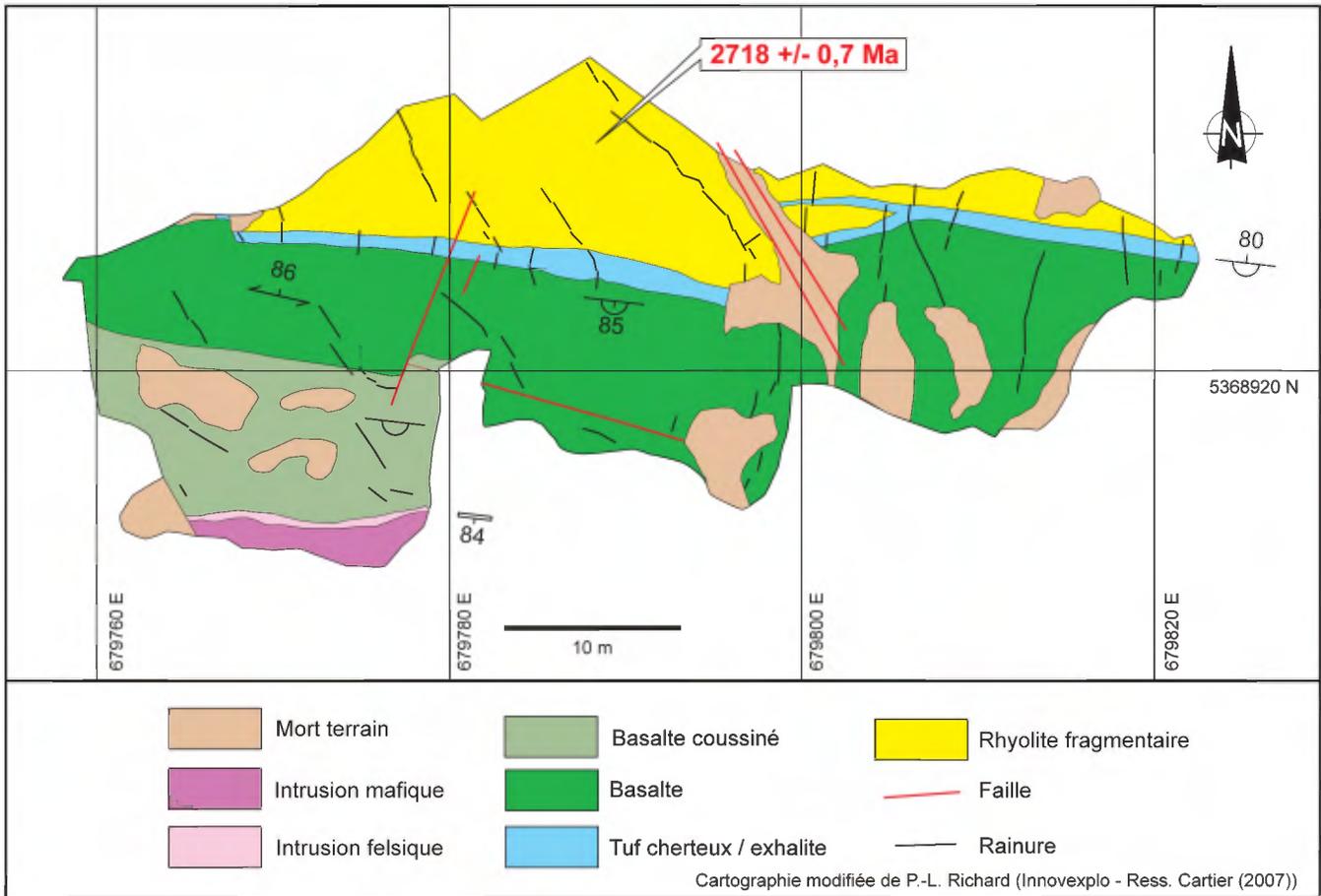


FIGURE 11 – Contact entre une rhyolite fragmentaire, une exhalite et une coulée basaltique de la Formation de Lanaudière. Le faciès massif à lobe de la coulée rhyolitique a livré une date U-Pb sur zircons de $2718,1 \pm 0,7$ Ma (McNicoll, dans Pilote *et al.*, 2008). Cartographie modifiée de Richard (Innovexplo – Ressources Cartier, 2007).

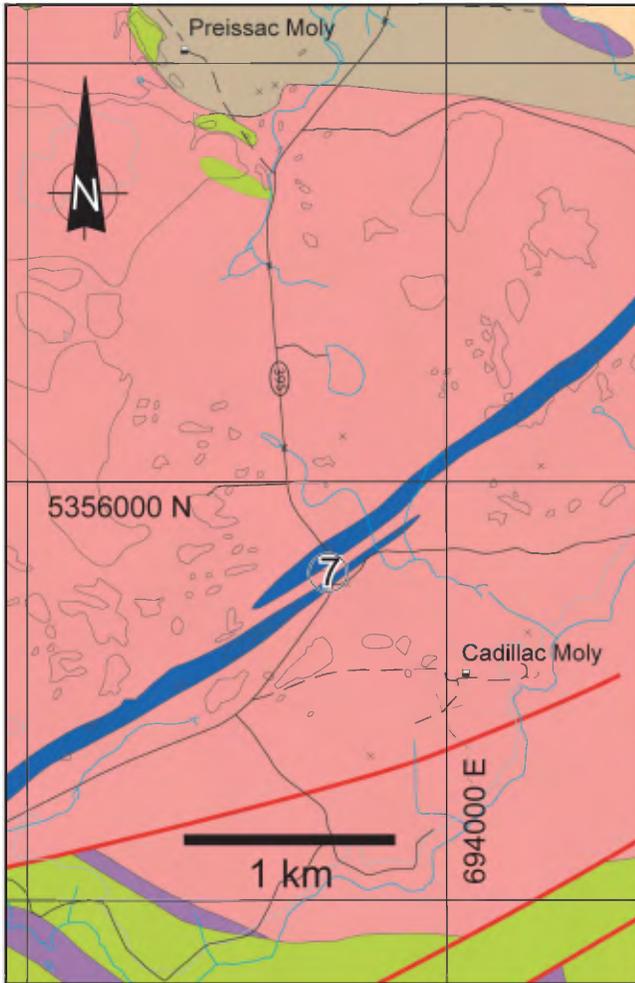


FIGURE 12 – Localisation de l'arrêt 7. Il est situé entre les anciennes mines de molybdène de Preissac Moly et de Cadillac Moly. La légende lithologique est la même que pour la figure 2.

Photographies



PHOTO 1.1 - Charnière de pli en « Z » avec la schistosité S2 qui plisse la schistosité S1, basalte de la FDU supérieure.



PHOTO 1.2 - Série de plis en Z avec la schistosité S2 bien développée.



PHOTO 1.3 - Vue en détail d'un dyke variolaire synvolcanique affecté par les fabriques S1 et S2, cette dernière étant de type pression-dissolution (subparallèle au crayon).



PHOTO 1.4 - Dyke tonalitique déformé contenant des enclaves schisteuses de basalte de la FDU supérieure.



PHOTO 2.1 - Pegmatite complexe bréchique avec bordure riche en muscovite, feldspath potassique et grenat.



PHOTO 2.2 - Plis en fourreaux affectant le contact entre les roches métasédimentaires de la Formation de Caste et une phase aplitique du Pluton de La Motte.

Photographies



PHOTO 3.1 - Tuf à blocs de compositions dacitique à rhyolitique de la Formation de Deguisier.



PHOTO 5.1 - Développement spectaculaire de réseaux de veines de quartz en extension dans les schistes à ankérite-fuschite de la Formation de Lanaudière, à l'intérieur du CDPM.



PHOTO 6.1 - Exhalite cherteuse, minéralisée en sulfures, située au contact entre une rhyolite fragmentaire et une coulée de basalte massif, Formation de Lanaudière.



PHOTO 7.1 - Exemple de veines de quartz minéralisées en molybdénite avec front d'altération en microcline.



PHOTO 7.2 - Enclaves de monzogranite coupées par des veines de quartz-microcline-muscovite-molybdénite encaissées dans la bordure de trempe d'un dyke de diabase protérozoïque.

