

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

ÉVOLUTION VOLCANOLOGIQUE ET CHIMICO-STRATIGRAPHIQUE DU DISCTRICT MINIER DE MATAGAMI, SOUS-PROVINCE DE L'ABITIBI, QUÉBEC

Par
Julie-Anaïs Debreil

Thèse présentée pour l'obtention du grade de
de Philosophiae doctor (Ph.D.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examineur interne	Jean Bédard Commission Géologique du Canada
Examineur externe	Suzanne Paradis Commission Géologique du Canada
Examineur externe	Phillips C. Thurston Université Laurentienne
Directeur de recherche	Pierre-Simon Ross INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Patrick Mercier-Langevin Commission Géologique du Canada
Codirecteur de recherche	Michel Malo INRS-ETE

À Sandie Prescott Smith Mongendre

REMERCIEMENTS

Merci à mon directeur Pierre-Simon Ross, et mes co-directeurs Patrick Mercier-Langevin et Michel Malo pour m'avoir donné l'opportunité de faire ce doctorat. Je tiens à remercier particulièrement Pierre-Simon Ross pour sa grande disponibilité. Merci à Patrick et Pierre-Simon pour les multiples discussions et commentaires enrichissants qui m'ont permis d'en arriver là.

Un grand merci à ceux qui ont financé cette thèse: le CRSNG, Xstrata Zinc Exploration, Donner Metals, SOQUEM, Breakwater Resources et DIVEX. Merci également à CGC pour les contributions en nature.

Merci à mes collègues partenaires pour cette belle expérience et les nombreuses réunions de partage et d'échange: Xstrata Zinc Exploration, Donner Metals, SOQUEM, Breakwater Resources, le MRN, la CGC, DIVEX, CONSOREM, Polytechnique et l'UQAC.



Excursion géologique à Matagami en 2009 : Dominique Genna, Pierre Boszczuk, Simon Urbain, Pejman Shamshipoor, Charlene Gagnon, Yvon Trudeau, Julie-Anaïs Debreil, Michel Allard, Pierre-Simon Ross, Sylvain Lacroix, Gilles Roy, Damien Gaboury, Gilles Bouchard, Richard Nieminem, Réal Daigneault, Isabelle D'Amours, Robin Adair, Serge Perrault, Mélanie Gagnon, Pierre Rhéaume, Harvey Keiths, Patrick Carr.

Un merci tout particulier à Gilles Roy, Pierre Pilote et Kenneth Williamson qui ont toujours cru en moi, et qui m'ont beaucoup soutenu. Aussi Xavier Quidelleur qui est toujours présent quand il le faut!

Merci à mes assistants de mes trois étés de terrain: Charlène Gagnon, Olivier Lamarche, Vincent Jolin-Thériault, qui ont grandement participé à ce travail.

Merci à mes collègues: Pierre Pilote, Kenneth Williamson, Gilles Roy, Michel Allard, Réal Daigneault, Bastien Fresia, Alexandre Bourke, Russell Rogers, Dominique Genna, Charlène Gagnon, Patrick Carr, dont l'aide, sous de multiples formes, a été réellement appréciée.

Merci à mes amis: Christiane, Bastien, Alex, Simone, Louloute, Guillaume, Charles, Ben, Annaël, Sam, Anne-Ju, Tux, Joseph, Patrick, Pierre, Ken, Audrey et Max, Joannie, Ti-Max, Isa, Daphnée, Roxanne, Camille, Sarane, Antoine, William, Séverine, David, Jef, Josué, Angus, Jef et Maud, Laurianne, les collègues de l'INRS. Parce que la famille c'est important.

Mes matelots: Dider, Caroline, Seb, Mathieu, Charles, Annaël, Tux, Oli, Jean-Seb, Annie, Vlad, Bastien, pour m'avoir toujours aider à garder la tête en dehors de l'eau.

La famille de la Lib': David, Catherine, Monsieur Adrien, Xavier, Charles, Annaël, Sam, Laurence, Cath, Christophe, Mylène, Gab Paquet, Mik, Edmé, la famille de la Librairie en général, pour m'avoir permis de m'exprimer pleinement et de me retrouver.

Merci à ma famille: Maman, Papa, Alexis, Sophie, Sandie, Gérard, Nina, Mikail, Alaya, Christian, Anne et sa famille, la famille Menguy, Alice, Nadia, Balbine, Gégé, Max, Sylvie et Mahaut, Kristoff, Maud, Erell, Romain, Zinou, parce que même loin des yeux, ils restent près de mon cœur!

Pour finir, en 5 ans les gens vont et viennent, participant chacun à leur manière aux vies des autres. Je voudrais remercier ceux qui m'ont accompagné au cours des derniers mois, qui furent des plus intenses. Je pense à Laurence (Hit the road Jack), Charles pour son immense soutien, Ben mon ami, Joseph et Ann-Julie pour leur belle énergie, Alex que j'aime avec un bécard, Bastien parce que c'est mon « bro », Hélène pour nos longues discussions, Daphnée parce qu'elle est merveilleuse, et bien entendu, Pierre et Ken, mes collègues et amis.

Pour finir: Manu Script, je te quitte.

Et une spéciale dédicace à Mozart et à son requiem !

RÉSUMÉ

Le camp minier de Matagami, situé dans le nord de la ceinture archéenne de roches vertes de l'Abitibi au Québec, abrite 19 gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) connus dont dix ont été exploités depuis 1963. Ces gisements sont de type bimodal-mafique puisqu'associés à des niveaux de roches volcaniques felsiques dans une séquence dominée par les laves mafiques sous-marines. Malgré la richesse minérale de la région, les roches ont été peu étudiées d'un point de vue volcanologique. Pourtant, la taille, la teneur, la forme et la position des gisements de SMV sont contrôlées en partie par l'architecture volcanique. Ailleurs en Abitibi et dans le monde, le lien spatial entre la position des centres éruptifs des unités volcaniques, les conduits hydrothermaux, les failles synvolcaniques et les gisements a été établi, mais ce genre de travaux n'a jamais été réalisé dans le cas de Matagami. Plus largement, la géologie régionale de Matagami n'a pas été mise à jour depuis les années 1980.

Au niveau de la géologie régionale, les travaux réalisés avec le MRN définissent deux grands domaines (« Nord » et « Sud ») séparés par une zone de cisaillement ENE. Le Domaine Nord montre des évidences de compression D2 orientée N-S. Le Domaine Sud est affecté par une compression faible à modérée D2, mais est principalement caractérisé par des plis P1 orientés N-E. La superposition des déformations D1 et D2 crée une géométrie de « dôme et bassin » dans la Plaine Centrale, ce qui a des implications importantes pour l'exploration. Le Domaine Sud contient les secteurs suivants : le Flanc Nord, le Flanc Sud, le Camp Ouest et la Plaine Centrale. La majorité des gisements découverts à Matagami se situent sur le Flanc Sud et le Flanc Nord, alors que les deux autres secteurs représentent des zones intéressantes pour l'exploration régionale.

La séquence stratigraphique régionale contient trois groupes : le Groupe du lac Watson à la base, suivi du Groupe de Wabassee, puis du Groupe de Daniel. Le Groupe du lac Watson (~2726 Ma) contient principalement des laves felsiques tholéitiques, surmontées par un niveau repère, la Tuffite Clé. Le Groupe de Wabassee (2726-2725 Ma) est principalement composé de laves mafiques à intermédiaires, avec localement des unités felsiques, d'affinité tholéitique à transitionnelle. Finalement, le Groupe de Daniel (2723 Ma), nouvellement proposé et présent seulement dans la Plaine Centrale, est caractérisé par des roches volcaniques mafiques à felsiques d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. La mise en carte de ce dernier groupe montre une géométrie de dômes et bassins dans la Plaine Centrale, avec des pendages faibles. Ces âges correspondent à l'assemblage de Deloro (2730-2724 Ma, Ayer *et al.*, 2002). La datation par méthode U-Pb sur zircons d'une rhyolite de type Watson sous le gisement Caber dans le Camp Ouest permet de la corréliser avec la Rhyolite du lac Watson du Flanc Sud, ce qui indique – avec la géochimie – que le même niveau stratigraphique favorable, celui de la Tuffite Clé, est présent également dans le Camp Ouest.

Des travaux plus détaillés ont eu lieu sur le Flanc Sud afin d'en reconstruire l'architecture volcanique. En termes méthodologiques, la géochimie des éléments majeurs et en traces a d'abord servi à la caractérisation des unités présentes, permettant ainsi la création d'une colonne stratigraphique complète. Une fois les unités identifiées, leurs variations de faciès ont été observées au sein de 19 forages et de quelques affleurements. Finalement, afin de contraindre temporellement la mise en place des unités, quatre unités felsiques du Flanc Sud ont été datées par la méthode U-Pb sur zircons.

Sur le Flanc Sud, ces travaux ont montré que deux unités effusives mafiques à intermédiaires importantes étaient présentes dans le Groupe de Wabassee, soit l'Andésite Inférieure et le Basalte Supérieur. La connaissance précise de la stratigraphie du Flanc Sud a permis de

corrélés des niveaux exhalatifs (« tuffites »), augmentant le potentiel économique de certains secteurs. Par ailleurs, la Rhyolite de Dumagami dans le centre du Flanc Sud a été divisée en deux: la Dacite de Dumagami-O surmontée par la Rhyolite de Dumagami-O.

Les travaux de volcanologie ont montré que les unités volcaniques felsiques du Flanc Sud se mettent en place selon le modèle de coulée de lave de type lobes-hyaloclastite. Dans le cas de la Rhyolite de Bracemac, il s'agirait d'une seule coulée, mais le cas de la Rhyolite du lac Watson, plusieurs coulées sont juxtaposées et superposées, ce qui explique son grand volume total. Le modèle de coulées de type lobes-hyaloclastite implique une présence plus importante de roches fragmentaires qu'au préalablement supposé, principalement au sommet et en bordure des coulées, ce qui a des implications pour la mise en place des gisements de SMV par remplacement sous le fond marin, notamment à Bracemac-McLeod. Finalement, la géochronologie montre que la durée du volcanisme sur le Flanc Sud est de l'ordre 5 Ma au maximum, et que les gisements se sont mis en place à l'intérieur de 2,5 Ma (probablement moins).

Ces différentes approches ont permis la création d'un modèle présentant la reconstruction volcanologique, métallogénique et géochronologique du Flanc Sud, où les principales étapes sont (1) la mise en place de la Rhyolite du lac Watson à partir de plusieurs centres effusifs; (2) la déposition de la Tuffite Clé et la mise en place de plusieurs lentilles de sulfures massifs; (3) la mise en place de la Rhyolite de Bracemac et de la Rhyolite de Dumagami-P; (4) la mise en place de l'Andésite Inférieure et de la Rhyolite/Dacite de Dumagami-O; et (5) la mise en place du Basalte Supérieur et des dernières minéralisations.

Les travaux ont également permis d'établir le lien entre la volcanologie et la minéralisation sur le Flanc Sud. Trois modèles sont proposés pour les SMV: (1) un modèle classique de mise en place de monticules de sulfures sur le fond marin, applicable aux gisements de Mattagami Lake, Orchan Ouest, Orchan, Bell Allard et Isle Dieu; (2) un modèle de lentilles tabulaires, témoins de la circulation de fluides au sein des roches fragmentaires (remplacement sous le fond marin), applicable aux gisements de Bracemac et de McLeod; (3) un modèle de remplacement le long de failles synvolcaniques, créant des lentilles discordantes, applicable aux gisements de Persévérance. Ainsi, au sein d'un même camp minier, plusieurs modèles de formation de lentilles de sulfures peuvent être considérés, selon les faciès volcaniques retrouvés dans la séquence.

Finalement, à un niveau plus régional, les travaux de géochimie ont permis de proposer un modèle pétrogénétique et tectonique suivant la théorie actualiste. Les roches de la région de Matagami se seraient tout d'abord formées en contexte d'arrière-arc océanique (groupes du lac Watson et de Wabasse). Au cours du temps, un changement de pendage dans la plaque subductée aurait fait s'approcher l'arc (Groupe de Daniel).

ABSTRACT

The Matagami mining camp, located in the northern Abitibi Greenstone belt in Québec (Archean), contains 19 known volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits, of which ten have been exploited since 1963. These deposits are of the bimodal-mafic type, as they are associated with felsic volcanic rocks within a sequence dominated by mafic submarine volcanic rocks. Despite the mineral wealth of this region, the host rocks have been little studied from a volcanological point of view. However the size, grade, shape and location of VMS deposits are controlled in part by the volcanic architecture. Elsewhere in the Abitibi, a spatial link between the positions of effusive centers, hydrothermal conduits, synvolcanic faults and ore deposits has been established, however this type of work has not been undertaken at Matagami. Moreover, the regional geology has not been updated since the 1980s.

The recent MRN regional mapping campaign suggests a new geological subdivision of the Matagami region into the North and South Domains, delimited by a ENE-trending shear-zone. The North Domain shows evidence of intense D2 north-south flattening. The South Domain is affected by moderate to weak D2 flattening, but is mainly characterized by NE-trending D1 folds. Superposition of D2 over D1 has created a “dome and basin” geometry in some areas, which has important impacts for exploration. The South Domain includes the historical South Flank and North Flank, plus the West Camp and the Central Plain. Most of the deposits known at Matagami are found on the South and North flanks, whereas the two other areas are prospective for regional exploration.

The regional stratigraphy is composed of three groups: the Watson Lake Group, the Wabassee Group and the Daniel Group. The Watson Lake Group (~2726 Ma) includes tholeiitic felsic rocks, overlain by the Key Tuffite, a marker horizon. The Wabassee Group (2726-2725 Ma) is mostly composed of tholeiitic to transitional mafic to intermediate rocks, and some local felsic units. Finally, the newly proposed Daniel Group (2723 Ma), found only in the Central Plain, is characterized by transitional to calc-alkaline, mafic to felsic volcanic rocks. U-Pb geochronology on zircons from a Watson-like rhyolite under the Caber VMS deposit (West Camp) allows a correlation with the Watson Lake Rhyolite found on the South Flank, which when combined with geochemistry indicates that the same fertile stratigraphic horizon, the Key Tuffite, is also present in the West Camp. Those ages correspond to the Deloro assemblage (2730-2724 Ma, Ayer *et al.*, 2002).

The current work was focused on the South Flank in order to reconstruct its volcanic architecture. Major and trace element geochemistry was first used to characterize the different volcanic units, allowing construction of a detailed stratigraphic column. Once the units were identified, their facies variations were observed in 19 drill holes and some outcrops. Finally, in order to temporally constrain the deposition of those units, four felsic units have been dated by the U-Pb method on zircons.

This work shows that on the South Flank, two important mafic to intermediate effusive units dominate the Wabassee Group: the Lower Andesite and the Upper Basalt. Precise knowledge of the stratigraphy leads to correlation of some exhalative layers (“tuffites”) along the South Flank, increasing the economic potential in some sectors. Another development is that the historical Dumagami Rhyolite in the central part of the South Flank is now divided into two distinct units: the Dumagami-O Dacite and the Dumagami-O Rhyolite.

Volcanology studies show that felsic volcanic units were emplaced as ‘lobe-hyaloclastite’ lava flows. The Bracemac Rhyolite represents a single lava flow, but the Watson Lake Rhyolite is composed of superimposed and juxtaposed flows, which explains its large total volume. The

lobe-hyaloclastite emplacement model implies a larger proportion of fragmental rocks within the felsic units than previously thought, mainly on the flow tops and flanks. This has implications for generation of sub-seafloor replacement-style VMS deposits, for example at Bracemac-McLeod. Finally, geochronological data shows that the South Flank volcanism lasted up to 5 m.y. and that ore deposition occurred within 2.5 m.y. or probably less.

The combination of the different approaches lead to a volcanological, metallogenic and geochronological reconstruction of the South Flank, where the principal stages are: (1) emplacement of the Watson Lake Rhyolite; (2) deposition of the Key Tuffite and of several VMS ore bodies; (3) emplacement of the Bracemac and Dumagami-P rhyolites; (4) emplacement of the Lower Andesite and Dumagami-O Dacite/Rhyolite; (5) deposition of the Upper Basalt and the last mineralization.

This work also establishes a link between volcanology and mineralization on the South Flank. Three VMS emplacement models are proposed: (1) a classic model of sulphide mound deposition on the seafloor, applicable to the Matagami Lake, Orchan West, Orchan, Bell Allard, and Isle Dieu deposits; (2) a sheet-like model, where mineralization is formed by mostly lateral fluid circulation through clastic rocks (sub-seafloor replacement), applicable to the Bracemac and McLeod deposits; (3) replacement along synvolcanic faults, creating discordant lenses, applicable to the Persévérance ore deposits. Therefore, several models can be considered in a single mining camp, depending on the volcanic facies found in the host sequence.

Finally, on a regional scale, geochemical work allowed presentation of a petrogenetic and tectonic model using an uniformitarian approach. Rocks of the Matagami mining camp would first have formed in an oceanic back-arc environment (Watson Lake and Wabasse Group). Through time, a change in the dip to the subducting slab would have brought the arc towards Matagami (Daniel Group).

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	v
Résumé	vii
Abstract	ix
Table des matières	xi
Liste des tableaux	xviii
Liste des figures	xix

CHAPITRE 1: Contexte géologique et métallogénique de Matagami	1
1.1. La Sous-province de l'Abitibi.....	2
1.2. Les sulfures massifs volcanogènes (SMV).....	5
1.2.1. Classification des SMV.....	6
1.2.2. Caractéristiques et modèle de formation.....	8
Âges.....	8
Environnement tectonique de dépôt.....	8
Origine des fluides.....	10
Moteur du système hydrothermal.....	10
Architecture des dépôts.....	11
Niveau exhalatif associé.....	11
1.2.3. Altération associée aux SMV.....	12
1.2.4. Lien entre les lentilles de sulfures massifs et la séquence volcanique.....	14
1.3. Stratigraphie et géologie de la région de Matagami.....	15
1.3.1 Structure et stratigraphie.....	16
Structure régionale.....	16
Le Flanc Sud.....	18
Le Flanc Nord.....	18
Le Camp Ouest.....	20
La Plaine Centrale.....	20
1.3.2. Le Groupe du lac Watson.....	20
Dacite du lac Watson.....	21
Rhyolite du lac Watson.....	21
1.3.3. La Tuffite Clé.....	22
1.3.4. Le Groupe de Wabassee.....	23
Unité de Véract.....	23
Unité Allard.....	26
Unité Bell.....	26
Rhyolite de Bracemac.....	26
Rhyolite de Dumagami.....	26
Tuf de New Hosco.....	27

<i>Rhyolites du Flanc Nord</i>	28
1.3.5. Les roches intrusives.....	28
1.3.6. Le Complexe de la rivière Bell.....	29
1.4. Métallogénie du camp minier de Matagami.....	30
1.4.1 Gisements du Flanc Sud.....	30
<i>Partie centrale</i>	30
<i>Partie sud : Bracemac-McLeod</i>	33
<i>Partie nord : Persévérance</i>	35
<i>Comparaison et origine des gisements du Flanc Sud</i>	35
1.4.2 Gisements du Camp Ouest.....	37
1.5. Terminologie.....	39
1.6. Organisation de la thèse.....	41
CHAPITRE 2: Problématique, objectifs et méthodes	43
2.1. Problématique.....	43
2.1.1. Architecture volcanique et minéralisations.....	43
<i>Lien entre la volcanologie et les minéralisations</i>	44
<i>Mécanisme de déposition des unités volcaniques</i>	44
2.1.2. Stratigraphie et corrélation de la région de Matagami.....	46
<i>Chimico-stratigraphie</i>	47
<i>Corrélation entre les secteurs</i>	47
<i>Corrélation des niveaux minéralisés du Groupe de Wabasse</i>	49
2.1.3. Altération hydrothermale.....	51
2.1.4. Processus magmatiques et environnements tectoniques.....	51
2.1.5. Chronologie des événements.....	52
2.2. Objectifs.....	53
2.2.1. La géochimie et ses objectifs.....	53
2.2.2. La géochronologie et ses objectifs.....	54
2.2.3. La volcanologie et ses objectifs.....	54
2.3. Méthodes.....	55
2.3.1. Localisation des secteurs d'étude.....	55
2.3.2. Méthodologie pour la géochimie.....	63
<i>Méthodes analytiques et normalisations</i>	63
<i>Définition des unités et références utilisées pour les diagrammes de géochimie</i>	64
<i>Choix des éléments représentés sur les spectres d'éléments en trace étendus</i>	64
<i>Indices d'altération</i>	65
<i>Principe de la discrimination d'environnements tectoniques</i>	66
2.3.3. Géochronologie.....	67
2.3.4. Volcanologie.....	68
<i>Observations de terrain</i>	68
<i>Variations des faciès volcaniques</i>	69
<i>Mesure des épaisseurs vraies</i>	73

2.4. Publications.....	74
CHAPITRE 3: Mise à jour de la géologie régionale et aperçu de la stratigraphie	
révisée.....	77
3.1 Mise à jour de la géologie régionale.....	77
3.2 Division en deux domaines : Le Domaine Nord.....	80
3.3 Division en deux domaines : Le Domaine Sud.....	83
3.3.1 Le Flanc Nord.....	84
<i>Stratigraphie et structure</i>	84
<i>Métallogénie</i>	84
<i>Intrusions</i>	85
3.3.2 Le Complexe de la rivière Bell (CRB).....	85
3.3.3 Le Flanc Sud.....	86
3.3.4 La Plaine Centrale et modèle 3D.....	87
<i>Stratigraphie et structure</i>	87
<i>Intrusions</i>	89
3.3.5 Le Camp Ouest.....	89
3.4 Nouvelle colonne stratigraphique régionale du Domaine Sud	90
3.4.1 Groupe du lac Watson.....	90
3.4.2 Groupe de Wabassee.....	90
<i>La Formation de la rivière Allard</i>	90
<i>La Formation de la rivière Bell</i>	92
3.4.3 Groupe de Daniel.....	92
3.5 Conclusions du chapitre.....	93
CHAPITRE 4: Géochimie, Stratigraphie détaillée et environnements tectoniques	95
4.1. Les groupes et formations volcaniques.....	95
4.1.1. Groupe du lac Watson.....	100
4.1.2. Groupe de Wabassee.....	100
<i>Formation de la rivière Allard</i>	100
<i>Formation de la rivière Bell</i>	103
4.1.3. Groupe de Daniel.....	100
4.2. Les différentes unités volcaniques.....	103
4.2.1. Groupe du lac Watson.....	104
4.2.2. Groupe de Wabassee - Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud	
et la Plaine Centrale.....	108
<i>La Formation de la rivière Allard</i>	108
<i>Rhyolite de Bracemac</i>	112
<i>Andésite Inférieure</i>	112
<i>Dacite de Dumagami – Secteur de Persévérance</i>	114

<i>Dacite de Dumagami-O vs. Rhyolite de Dumagami-O</i>	114
<i>Basalte Supérieur</i>	118
<i>Basalte de McLeod</i>	119
<i>Basalte de la Plaine</i>	119
4.2.3. Groupe de Wabassee - Formation de la rivière Allard sur le Flanc Nord.....	119
<i>Basalte Supérieur</i>	121
<i>Andésite de la rivière Allard</i>	121
<i>Dacite du Flanc Nord</i>	121
<i>Andésite calco-alkaline</i>	122
4.2.4. Groupe de Wabassee - Formation de la rivière Bell.....	122
<i>Basalte de Bell</i>	122
<i>Basalte de Dunlop</i>	126
4.2.5. Groupe de Daniel.....	126
<i>Basalte transitionnel</i>	129
<i>Dacite transitionnelle</i>	129
<i>Basalte calco-alkalin</i>	129
<i>Andésite calco-alkaline</i>	129
<i>Dacite calco-alkaline</i>	131
<i>Rhyolite calco-alkaline</i>	131
4.2.6. Roches volcaniques à Caber et Caber Nord.....	131
<i>Dacite du lac Watson</i>	132
<i>Rhyolite du lac Watson</i>	132
<i>Andésite Inférieure</i>	132
<i>Basalte Supérieur</i>	134
<i>Andésite de la rivière Allard</i>	134
4.3. Diagrammes de discrimination des unités.....	135
4.3.1. Zr vs. TiO_2	135
4.3.2. Zr/ TiO_2 vs. Zr/Y.....	137
4.3.3. Al_2O_3/TiO_2 vs. Zr/ TiO_2	137
<i>Les différents champs</i>	139
<i>Discussion du diagramme</i>	140
4.4. Corrélation stratigraphique.....	141
4.4.1. Corrélation entre les différents secteurs.....	141
4.4.2. Corrélation des niveaux minéralisés du Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud.....	143
4.5. Altération hydrothermale.....	145
4.6 Environnement tectonique et pétrogénèse.....	149
4.6.1 Diagrammes utilisés.....	149
4.6.2 Application pour les roches de la région de Matagami.....	157
<i>Groupe du lac Watson</i>	157
<i>Roches felsiques de la Formation de la rivière Allard - Groupe de Wabassee</i>	157
<i>Andésite Inférieure</i>	158
<i>Basalte Supérieur</i>	159
<i>Basalte de la Plaine</i>	159
<i>Basalte de Bell, Basalte de Dunlop</i>	159
<i>Basalte transitionnel</i>	160

<i>Séquence calco-alcaline du Groupe de Daniel</i>	160
<i>Sommaire de la séquence de Matagami</i>	160
4.7 Conclusions du chapitre.....	161
CHAPITRE 5: Géochronologie U-Pb	163
5.1 Études géochronologiques antérieures.....	163
5.2 Nouvelles dates U-Pb de la Commission Géologique du Canada.....	165
5.2.1 Objectifs et choix des échantillons.....	166
5.2.2 Localisation des échantillons analysés.....	167
5.2.3 Résultats obtenus.....	167
5.2.4 Interprétation de ces nouveaux âges - discussion.....	173
<i>Relation entre les rhyolites du Flanc Sud</i>	173
<i>Durée du volcanisme felsique sur le Flanc Sud</i>	173
<i>Corrélation du Flanc Sud et du Camp Ouest</i>	173
<i>Déposition de la Tuffite Clé</i>	174
<i>Note sur la minéralisation</i>	176
<i>Comparaison des deux rhyolites de Dumagami</i>	176
<i>Rhyolite du secteur de McIvor</i>	177
5.3 Nouvelles dates U-Pb du MRN.....	177
5.3.1 Rhyolites du Flanc Nord.....	177
5.3.2 Rhyolite du Camp Ouest.....	178
5.3.3 Rhyolite du Groupe de Daniel.....	180
5.3.4 Pluton de McIvor.....	181
5.4 Conclusions du chapitre.....	181
CHAPITRE 6: Volcanologie	183
6.1 Identification des lobes en forage.....	183
6.1.1 Sphérolites.....	184
6.1.2 Textures d'écoulement laminaire.....	184
6.1.3 Amygdules.....	188
6.1.4 Hyaloclastite et bordures figées.....	189
6.2 La Rhyolite de Bracemac.....	189
6.2.1 Faciès volcaniques.....	190
<i>Faciès massif et centres de lobes</i>	190
<i>Observations pétrographiques</i>	190
<i>Bordures de lobes</i>	190
<i>Hyaloclastite</i>	190
<i>Variations de faciès volcaniques</i>	192
6.2.2 Épaisseurs vraies.....	194
6.2.3 Modèle de mise en place.....	194

6.3	La Rhyolite du lac Watson : cartographie.....	195
6.3.1	Affleurement de la Tuffite Clé.....	195
	<i>La Tuffite Clé</i>	198
	<i>Le gabbro</i>	198
	<i>Dyke mafique</i>	198
	<i>Dykes intermédiaires</i>	201
	<i>La Rhyolite du lac Watson</i>	201
	<i>Discussion</i>	203
6.3.2	Affleurement du Portal.....	204
	<i>Observations</i>	204
	<i>Discussion</i>	207
6.4	La Rhyolite du lac Watson en forage.....	208
6.4.1	Faciès volcaniques.....	208
	<i>Observations pétrographiques</i>	208
	<i>Secteur de Bracemac-McLeod</i>	209
	<i>Secteur de Persévérance</i>	212
6.4.2	Synthèse.....	212
6.5	Autres unités felsiques.....	213
6.5.1	La Dacite du lac Watson.....	213
6.5.2	Dacite de Dumagami-P.....	217
6.5.3	Rhyolite de Dumagami-O.....	217
6.5.4	Dacite de Dumagami-O.....	220
6.6	Les unités mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee à Bracemac-McLeod.....	221
6.6.1	Andésite Inférieure.....	220
6.6.1	Basalte Supérieur.....	223
6.7	Conclusions du chapitre.....	225
CHAPITRE 7:	Discussion	227
7.1	Reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud.....	227
7.1.1	Paysage initial.....	227
7.1.2	Mise en place de la Rhyolite du lac Watson.....	229
	<i>Contrainte temporelle</i>	229
	<i>Mise en place des roches volcaniques</i>	230
7.1.3	Déposition de la Tuffite Clé et mise en place de plusieurs lentilles de SMV.....	230
	<i>Contrainte temporelle</i>	230
	<i>Mise en place de la Tuffite Clé</i>	231
	<i>Activité hydrothermale et minéralisation</i>	231
7.1.4	Mise en place de la Rhyolite de Bracemac et de la Dacite de Dumagami-P.....	232
	<i>Contrainte temporelle</i>	232
	<i>Mise en place des unités</i>	232
	<i>Activité hydrothermale et minéralisation</i>	233

7.1.5	Mise en place de l'Andésite Inférieure et de la Rhyolite/Dacite de Dumagami-O	234
	<i>Contrainte temporelle</i>	234
	<i>Mise en place des unités volcaniques</i>	234
	<i>Activité hydrothermale et minéralisation</i>	235
7.1.6	Mise en place du Basalte Supérieur et des dernières minéralisations.....	236
	<i>Contrainte temporelle</i>	236
	<i>Mise en place des laves</i>	236
	<i>Activité hydrothermale et minéralisation</i>	236
7.2	Lien entre la minéralisation et la volcanologie : origine des gisements	
	du Flanc Sud.....	237
7.2.1	Gisements du centre du Flanc Sud.....	239
7.2.2	Secteur de Bracemac McLeod.....	239
7.2.3	Secteur de la mine Persévérance.....	240
7.2.4	Lentilles plus haut dans la séquence.....	240
7.2.5	Synthèse.....	241
7.3	Pétrogenèse et contexte tectonique des laves de Matagami.....	241
7.3.1	Modèle actualiste.....	241
	<i>Évolution temporelle de l'environnement tectonique</i>	242
	<i>Groupes du lac Watson et de Wabasee: volcanisme d'arrière-arc et formation des SMV...</i>	242
	<i>Groupe de Daniel : volcanisme d'arc</i>	245
7.3.2	La tectonique des plaques à l'archéen.....	245
CHAPITRE 8.	Conclusions	247
	<i>Géologie régionale</i>	247
	<i>Travaux de géochimie</i>	247
	<i>Travaux de géochronologie</i>	248
	<i>Travaux de volcanologie</i>	249
	<i>Architecture volcanique</i>	250
	<i>Lien entre la minéralisation et la volcanologie</i>	250
	<i>Contexte tectonique</i>	250
	<i>Travaux futurs</i>	251
CHAPITRE 9.	Références	253

Sur le CD:

ANNEXE 1:	Carte géologique de Matagami (Pilote et al., 2011)
	Precise U-Pb Geochronology of the Matagami Mining Camp, Abitibi Greenstone Belt,
ANNEXE 2:	Quebec : Stratigraphic Constraints and Implications for Volcanogenic Massive
	Sulfide Exploration
ANNEXE 3:	Données géochimiques utilisées dans cette thèse
ANNEXE 4:	Écart-type et moyenne des analyses géochimiques pour chaque unité

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1-1 : Teneurs en métaux des gisements de Matagami.....	31
Tableau 1-2 : Comparaison des gisements retrouvés sur le Flanc Sud.....	37
Tableau 2-1 : Caractéristiques physiques des laves felsiques.....	73
Tableau 6-1 : Épaisseurs vraies des unités du secteur de Bracemac-McLeod.....	225

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1: Contexte géologique et métallogénique de Matagami

Figure 1-1:	Carte géologique simplifiée de la Sous-province de l'Abitibi	3
Figure 1-2:	Tableau récapitulatif des sous-divisions de la Sous-province de l'Abitibi	4
Figure 1-3:	Colonne stratigraphique de la Sous-province de l'Abitibi	4
Figure 1-4:	Classification des SMV	7
Figure 1-5 :	Modèle de formation d'un dépôt de SMV	9
Figure 1-6 :	Diagramme schématique de la formation d'un SVM moderne	9
Figure 1-7 :	Modèle des cellules de convection hydrothermales	13
Figure 1-8 :	Altération liée aux SMV	13
Figure 1-9 :	Carte géologique simplifiée de Matagami	17
Figure 1-10 :	Colonne stratigraphique schématique du Flanc Sud et du Flanc Nord	19
Figure 1-11 :	Diagramme de Winchester et Floyd (1977)	24
Figure 1-12 :	Carte géologique simplifiée du Flanc Nord	25
Figure 1-13 :	Section schématique du centre du Flanc Sud	32
Figure 1-14 :	Sections schématiques du secteur de Bracemac-McLeod	34
Figure 1-15 :	Section schématique du secteur de Persévérance	36
Figure 1-16:	Section schématique de la zone minéralisée de Caber	38

CHAPITRE 2: Problématique, objectifs et méthodes

Figure 2-1 :	Lien entre les structures synvolcaniques et les lentilles de SMV	45
Figure 2-2 :	Diagramme triangulaire Al_2O_3 - TiO_2 -Zr de discrimination	48
Figure 2-3 :	Colonnes stratigraphiques schématiques du Flanc Sud	48
Figure 2-4 :	Coupe schématique est-ouest de la région de Matagami	50
Figure 2-5 :	Section E-O schématique du Flanc Sud	50
Figure 2-6 :	Carte géologique montrant la position des sections étudiées	56
Figure 2-7:	Localisation des sections étudiées dans le secteur de Bracemac-McLeod	57
Figure 2-8 :	Sections typiques du secteur de Bracemac-McLeod	58
Figure 2-9:	Sections étudiées dans le secteur de Bracemac McLeod	59
Figure 2-10 :	Section étudiée dans le secteur d'Orchan	60

Figure 2-11 :	Sections étudiées dans le secteur de Persévérance	61
Figure 2-12 :	Sections étudiées du Camp Ouest	62
Figure 2-13 :	Étapes d'obtention d'un âge U-Pb	68
Figure 2-14 :	Variations de faciès des laves sous-marines	70
Figure 2-15 :	Calcul des épaisseurs vraies	74

CHAPITRE 3: Mise à jour de la géologie régionale et aperçu de la stratigraphie révisée

Figure 3-1:	Carte géologique simplifiée de la région de Matagami	78
Figure 3-1b:	Légende de la carte géologique simplifiée	79
Figure 3-2:	Cisaillement de la rivière Waswanipi sur la rive sud du lac Matagami	81
Figure 3-3:	Levé MEGATEM - gradient magnétique vertical de la région de Matagami	82
Figure 3-4 :	Modélisation 3D	88
Figure 3-5 :	Colonne stratigraphique de la région de Matagami.....	91

CHAPITRE 4: Géochimie, Stratigraphie détaillée et environnements tectoniques

Figure 4-1:	Position des échantillons de laves du MRN	96
Figure 4-2:	Légende des symboles utilisés pour les échantillons.....	97
Figure 4-3 A:	Géochimie des roches volcaniques de la région de Matagami	98
Figure 4-3 B:	Géochimie des roches volcaniques de la région de Matagami	99
Figure 4-4:	Diagrammes d'affinité magmatique des roches volcaniques de Matagami	101
Figure 4-4 suite:	Diagrammes d'affinité magmatique des roches volcaniques de Matagami	102
Figure 4-5:	Diagramme TAS et AFM des roches volcaniques du Groupe du lac Watson	105
Figure 4-6:	Diagramme de Harker des roches volcaniques du Groupe du lac Watson	106
Figure 4-7 :	Les roches volcaniques du Groupe du lac Watson.....	107
Figure 4-8 :	Diagramme TAS et AFM de la Formation de la rivière Allard.....	110
Figure 4-9:	Diagramme de Harker de la Formation de la rivière Allard.....	111
Figure 4-10:	Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale	113
Figure 4-11 :	Discrimination de la Rhyolite et la Dacite de Dumagami-O	116
Figure 4-12 :	Positions stratigraphiques de la Rhyolite et la Dacite de Dumagami-O	118
Figure 4-13 :	La Formation de la rivière Allard sur le Flanc Nord	120
Figure 4-14 :	Diagramme TAS et AFM de la Formation de la rivière Bell.....	123

Figure 4-15 :	Diagramme de Harker de la Formation de la rivière Bell.....	124
Figure 4-16 :	Formation de la rivière Bell	125
Figure 4-17 :	Diagramme TAS et AFM du Groupe de Daniel.....	127
Figure 4-18 :	Diagramme de Harker du Groupe de Daniel.....	128
Figure 4-19 :	Les roches volcaniques du Groupe de Daniel	130
Figure 4-20 :	Les roches volcaniques dans le secteur de Caber et Caber Nord	133
Figure 4-21 :	Diagrammes de discrimination des roches volcaniques de Matagami	136
Figure 4-22 :	Diagramme de discrimination des roches volcaniques Zr-TiO ₂ -Al ₂ O ₃	138
Figure 4-23 :	Corrélation des stratigraphies des différents secteurs	142
Figure 4-24 :	Corrélation des lentilles de SMV au sein du Groupe de Wabasse	144
Figure 4-25 :	Diagramme d'altération de la région de Matagami	146
Figure 4-26 :	Indice d'altération montré en fonction du rapport Zr/Y	148
Figure 4-27 :	Diagrammes de discrimination d'environnements tectoniques	150
Figure 4-28 :	Diagrammes de discrimination d'environnements tectoniques	152
Figure 4-29 :	Diagrammes de discrimination d'environnements tectoniques	153
Figure 4-30 :	Diagrammes de discrimination d'environnements tectoniques	156

CHAPITRE 5: Géochronologie U-Pb

Figure 5-1 :	Position des échantillons de géochronologie	164
Figure 5-2:	Localisation des échantillons de géochronologie au sein du Flanc Sud	168
Figure 5-3:	Position de l'échantillon de géochronologie du secteur d'Orchan Ouest	169
Figure 5-4:	Localisation des échantillons de géochronologie	170
Figure 5-5:	Diagrammes Concordia U-Pb	172
Figure 5-6 :	Position stratigraphique des nouveaux âges obtenus	175
Figure 5-7:	Compilation des datations U-Pb existantes dans la région de Matagami	179

CHAPITRE 6: Volcanologie

Figure 6-1 :	Aspect typique d'une succession idéalisée de lobes felsiques	185
Figure 6-2 :	Exemple de faciès volcaniques au sein d'un lobe felsique en affleurement	186
Figure 6-3 :	Photos illustrant des lobes felsiques en forage	187
Figure 6-4 :	Photomicrographies de la Rhyolite de Bracemac	191

Figure 6-5 :	Représentation des faciès volcaniques de la Rhyolite de Bracemac	193
Figure 6-6:	Coupe schématique de la mise en place de la Rhyolite de Bracemac	195
Figure 6-7 :	Localisation des affleurements de la Tuffite Clé et du portal	196
Figure 6-8:	Cartographie de détail de l'affleurement de la Tuffite Clé	197
Figure 6-9:	Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé	199
Figure 6-10:	Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé	200
Figure 6-11 :	Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé	202
Figure 6-12 :	Cartographie de l'affleurement du portal	205
Figure 6-13 :	Photos de l'affleurement du portal	206
Figure 6-14 :	Schéma récapitulatif de la mise en place de la Rhyolite du lac Watson	208
Figure 6-15 :	Photomicrographies de la Rhyolite du lac Watson	210
Figure 6-16 :	Faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson à Bracemac-McLeod	211
Figure 6-17 :	Faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson à Persévérance	213
Figure 6-18 :	Photomicrographies de la Dacite du lac Watson	215
Figure 6-19 :	Localisation des affleurements de la Dacite du lac Watson	215
Figure 6-20 :	Photos des affleurements de la Dacite du lac Watson	216
Figure 6-21 :	Photomicrographies de la Rhyolite de Dumagami-P	218
Figure 6-22:	Faciès volcaniques de la Rhyolite de Dumagami-P à Persévérance	219
Figure 6-23:	Faciès volcaniques de l'Andésite Inférieure	222
Figure 6-24 :	Photos des faciès volcaniques du Basalte Supérieur	224

CHAPITRE 7: Discussion

Figure 7-1 :	Reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud de Matagami	228
Figure 7-2	Modèles schématiques de formation des SMV	238
Figure 7-3	Reconstruction du paléo-environnement tectonique de Matagami	243

CHAPITRE 1: CONTEXTE GEOLOGIQUE ET METALLOGENIQUE DE MATAGAMI

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes (SMV) constituent une importante source de métaux usuels (Cu, Zn, Pb) et de métaux précieux (Au, Ag) au Canada : en proportion, les SMV représentaient en 2005: 27 % de la production en cuivre, 49 % du zinc, 20 % du plomb, 40 % de l'argent, et 3 % de l'or (Galley *et al.*, 2007). Le camp minier de Matagami, situé au centre-nord de la Sous-province de l'Abitibi au Québec, contient une vingtaine de gisements de SMV archéens et a produit environ 4,6 Mt de Zn et 0,9 Mt de Cu depuis les années 1960 (p. ex. Joklik, 1960). La mine de Bracemac-McLeod y est en production, et l'exploration se poursuit dans le camp minier. La plupart des gisements situés près de la surface ont vraisemblablement déjà été découverts, et l'attention de l'industrie se porte sur l'exploration en profondeur. Dans ce contexte, trois universités (INRS, UQAC, Polytechnique) ont entrepris en collaboration avec quatre compagnies (Donner Metals, Xstrata Zinc, SOQUEM, Ressources Breakwater) et les institutions gouvernementales (MRN et CGC), un projet de recherche multidisciplinaire comprenant trois thèses de doctorat et deux mémoires de maîtrise afin de proposer ultimement de nouveaux concepts et outils pour l'exploration des SMV à Matagami. L'étude doctorale basée à l'INRS, qui fait l'objet de la présente thèse, représente le volet volcanologique, stratigraphique, lithogéochimique et géochronologique du projet. Le projet de l'UQAC se spécialise sur l'origine de l'horizon exhalatif appelé Tuffite Clé, ainsi que des altérations associées aux gisements de sulfures massifs afin de trouver des vecteurs géochimiques pour l'exploration. Le projet de doctorat de Polytechnique a pour objectif d'établir une base de données des propriétés physiques des principales unités fraîches et altérées ainsi que des minéralisations observées dans le camp minier et d'évaluer le potentiel des méthodes gravimétriques et magnétiques en forage à détecter les gisements de SMV.

Ce chapitre débute par une description du contexte géologique et métallogénique de la Sous-province de l'Abitibi (1.1). Dans une seconde partie, la connaissance actuelle des gisements de sulfures massifs volcanogènes est exposée (1.2). Suit la géologie simplifiée de la région de Matagami (1.3), ainsi que sa métallogénie (1.4). Ensuite, une partie explique la terminologie spécifique à cette thèse (1.5). Pour finir, l'organisation de la thèse est dévoilée (1.6). La problématique, les objectifs et les méthodes employées seront présentés au Ch. 2.

1.1. La Sous-province de l'Abitibi

La Sous-province de l'Abitibi, située dans la partie est de la Province du Supérieur, couvre une région de 700 km par 300 km (Goodwin, 1982), ce qui fait d'elle la plus grande ceinture de roches vertes au monde (Lafleche *et al.*, 1992). Cette sous-province s'est formée par l'assemblage de fragments continentaux et d'étendues de croûte océanique entre 2,72 et 2,68 Ga (Desrochers *et al.*, 1993; Ayer *et al.*, 2002; Daigneault *et al.*, 2002; Percival, 2007). La Province du Supérieur est tectoniquement stable depuis 2,6 Ga (Percival, 2007). Plusieurs modèles tectoniques ont été proposés pour la Sous-province de l'Abitibi, allant de la collision de plusieurs terranes (Mueller *et al.*, 1996) à l'empilement de séquences volcaniques autochtones suivi par la déformation régionale et la sédimentation (Ayer *et al.*, 2002, Thurston *et al.*, 2008).

La Sous-province de l'Abitibi (Fig. 1-1) héberge une partie des gisements métallifères les plus riches de la Province du Supérieur, incluant le dépôt géant de SMV de Kidd Creek (148 Mt @ 6,18 % Zn, 2,31 % Cu, 0,22 % Pb, et 87 ppm Ag; Huston *et al.*, 2011). Des gisements de SMV sont également retrouvés à Selbaie (Faure *et al.*, 1996; Piché et Jébrak, 2006); à Normétal (Lafrance *et al.*, 2000); à Joutel (Legault *et al.*, 2002); à Coniagas (Doucet *et al.*, 1994); à Matagami (voir section 1.4); à Chibougamau (Lafrance et Brisson, 2006; Carignan, 2010; Leclerc *et al.*, 2012); à Rouyn-Noranda incluant le gisement Horne (53,7 Mt @ 6,1 g/t Au, 2,2 % Cu et 13,0 g/t Ag; Gibson et Watkinson, 1990; Kerr et Gibson, 1993; Gibson et Galley, 2007); dans le camp de Doyon-Bousquet-LaRonde (ex. Dubé *et al.*, 2007; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a, b et c); et dans la région de Val-d'Or (Pilote *et al.*, 2000).

La Sous-province de l'Abitibi a fait l'objet de nombreuses recherches (Fig. 1-2), et a été historiquement subdivisée en trois majeures parties au Québec: nord, centrale et sud (Dimroth *et al.*, 1982; Ludden *et al.*, 1986; Chown *et al.*, 1992; Daigneault *et al.*, 2002). De récents travaux menés autant dans la partie ontarienne que québécoise ont permis de délimiter neuf assemblages volcaniques et sédimentaires, basés sur des critères géochronologiques, stratigraphiques et géochimiques (Figs. 1-1 et 1-3; Mortensen, 1993a et b; Ayer *et al.*, 2002, Goutier et Melançon, 2007; Thurston *et al.*, 2008; Ayer *et al.*, 2009). Ces assemblages sont :

- Pacaud (2750-2735 Ma; Mortensen, 1993b; Heather *et al.*, 1996);
- Deloro (2730-2724 Ma; Heather *et al.*, 1996; Ayer *et al.*, 2002);

Goodwin et Ridler (1970)	Dimroth <i>et al.</i> (1982)	Ludden <i>et al.</i> (1986)	Chown <i>et al.</i> (1992)		Daigneault <i>et al.</i> (2004)	Ayer <i>et al.</i> (2010)
Avant pays nord	Sous-province de Quetico	Sous-province de l'Opatica	Sous-province de l'Opatica		Sous-province de l'Opatica	Sous-province de l'Opatica
Faciès volcanogènes Complexe Nord	Zone interne	Zone volcanique nord	Zone volcanique nord	Segment volcanique polycyclique	Zone volcanique nord	Sous-province de l'Abitibi 11 épisodes (assemblages) de roches métavolcaniques et métasédimentaires recoupées par des intrusions polyphasées synvolcaniques à syntectoniques
Zone axiale de l'Orogène		Zone centrale de granitoïdes et gneiss		segment volcanique monocyclique		
Faciès volcanogènes Complexe sud		Zone volcanique sud	Zone volcanique sud		Zone volcanique sud	
Faciès de flysch	Ceinture de Bellecombe	Zone sud de granitoïdes et de gneiss (Pontiac)	Sous-province de Pontiac		Sous-province de Pontiac	Sous-province de Pontiac

Figure 1-2: Tableau récapitulatif des sous-divisions de la Sous-province de l'Abitibi proposées dans la littérature (Leclerc, 2011).

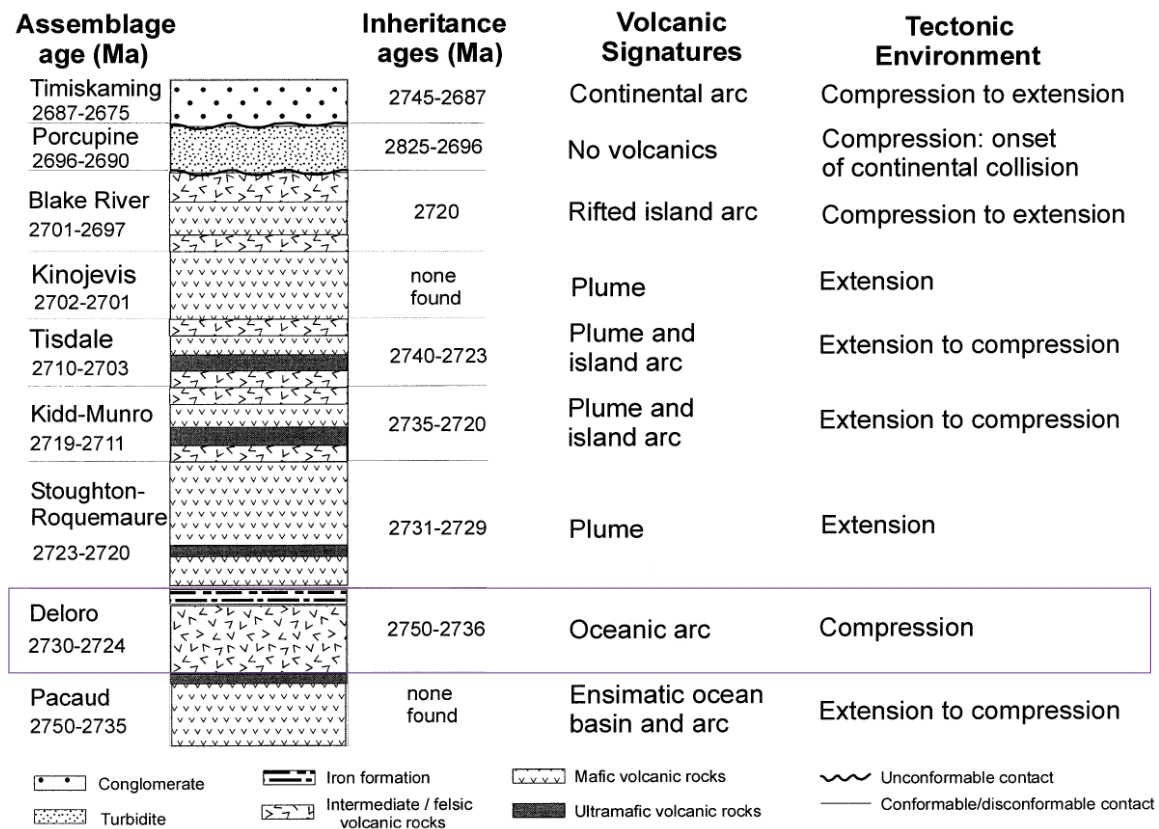


Figure 1-3: Colonne stratigraphique idéalisée des différents assemblages géologiques de la Sous-province de l'Abitibi, montrant leurs âges, leurs signatures volcaniques et les environnements tectoniques associés (Ayer *et al.*, 2002). En violet, l'assemblage pour les roches volcaniques de Matagami.

- Stoughton-Roquemaure (2723-2720 Ma; Corfu et Noble, 1992; Barrie, 1999; Barrie et Corfu, 1999; Barrie *et al.*, *soumis*);
- Kidd Munro (2719-2710 Ma; Corfu *et al.*, 1989; Barrie et Davis, 1990; Corfu et Noble, 1992; Heather *et al.*, 1996; Bleeker *et al.*, 1999; Ayer *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, *soumis*);
- Tisdale (2710-2703 Ma; Corfu *et al.*, 1989; Barrie et Davis, 1990; Corfu et Noble, 1992; Corfu, 1993; Heather *et al.*, 1996; Ayer et Davis, 1997; Barrie et Corfu, 1999; Ayer *et al.*, 2002; Barrie *et al.*, *soumis*);
- Blake River (2703-2695 Ma; Cattell *et al.*, 1984; Corfu *et al.*, 1989; Corfu, 1993; Heather *et al.*, 1996; Ayer *et al.*, 2002; David *et al.*, 2006; Thurston *et al.*, 2008; Ross *et al.*, 2011b; Rogers *et al.*, 2014; McNicoll *et al.*, 2014);
- Porcupine (composé de roches sédimentaires, 2690-2685 Ma; Bleeker et Parrish, 1996; Heather *et al.*, 1996; Ayer *et al.*, 2002);
- Timiskaming (principalement composé de roches sédimentaires, et quelques roches volcaniques alcalines, 2676-2670 Ma; Heather *et al.*, 1996; Ayer *et al.*, 2002).

Les six premiers assemblages sont dominés par les roches volcaniques sous-marines, qui se différencient par leurs signatures géochimiques (Fig. 1-3; Ayer *et al.*, 2002). Selon l'étude des environnements tectoniques basée sur la géochimie, les roches volcaniques de l'assemblage de Deloro, dont fait partie la séquence de Matagami, se seraient formées en environnement tectonique compressif, dans un contexte d'arc volcanique océanique. Ces idées seront revisitées au Ch. 7.

1.2. Les sulfures massifs volcanogènes (SMV)

Jusqu'en 2002, les dépôts de SMV étaient estimés à plus de 5 milliards de tonnes de minerai à l'échelle mondiale (Franklin et Hannington, 2002). Il existe plus de 350 gisements polymétalliques de SMV au Canada selon Galley *et al.* (2007). Les principales ressources métallifères fournies par les SMV varient d'un gisement à l'autre (Franklin *et al.*, 1981; Large, 1992; Franklin *et al.*, 2005): il existe des gisements riches en or (Poulsen et Hannington, 1995; Poulsen *et al.*, 2000; Mercier-Langevin *et al.*, 2011) comme à LaRonde-Penna, dans la Sous-province de l'Abitibi (Dubé *et al.*, 2007a et b; Mercier-Langevin *et al.*, 2007a, b, c), d'autres

riches en cuivre, comme le gisement géant de Kidd Creek en Abitibi cité plus haut (Gibson *et al.*, 2003; Franklin *et al.*, 2005; Hathway *et al.*, 2008), et enfin des gisements riches en zinc, comme ceux de Matagami (voir section 1.4).

Cette revue sommaire de la littérature sur les SMV décrit brièvement les classifications existantes, le modèle de formation et les altérations associées. Cette partie se finit par une discussion sur le lien entre les lentilles de SMV et la volcanologie des roches encaissantes.

1.2.1. Classification des SMV

Les SMV ont tout d'abord été classifiés selon leur contenu métallique (p. ex. Franklin *et al.*, 1981; Large, 1992). Il y avait ainsi les SMV à Cu-Zn, à Zn-Cu et à Zn-Pb-Cu. Ces catégories ont été ensuite raffinées selon la nature des roches hôtes et des altérations associées (p. ex. Morton et Franklin, 1987). Le contenu en or a toujours été un élément important dans la classification des différents types de dépôt (p. ex. Mercier-Langevin *et al.*, 2011).

Les classifications récentes (Barrie et Hannington, 1999; Franklin *et al.*, 2005; Galley *et al.*, 2007) distinguent six environnements de SMV : des séquences de roches volcaniques à dominance mafique (*mafic-dominated*; Fig. 1-4 A), des séquences de roches sédimentaires silicoclastiques contenant des intrusions mafiques (*siliciclastic-mafic*; Fig. 1-4 B), des séquences bimodales à dominance mafique (*bimodal-mafic*; Fig. 1-4 C), des séquences volcaniques bimodales à dominance felsique (*bimodal felsic*; Fig. 1-4 D), des gisements à forte activité de soufre dans des séquences bimodales felsiques, un sous-groupe du précédent environnement (*high sulfidation bimodal-felsic*; Fig. 1-4 E), et pour finir des séquences de roches sédimentaires silicoclastiques contenant des intrusions felsiques (*siliciclastic-felsic*; Fig. 1-4 F). D'après cette classification, les gisements de Matagami se trouvent dans le système bimodal-mafique : une majorité de roches mafiques avec quelques niveaux de roches felsiques.

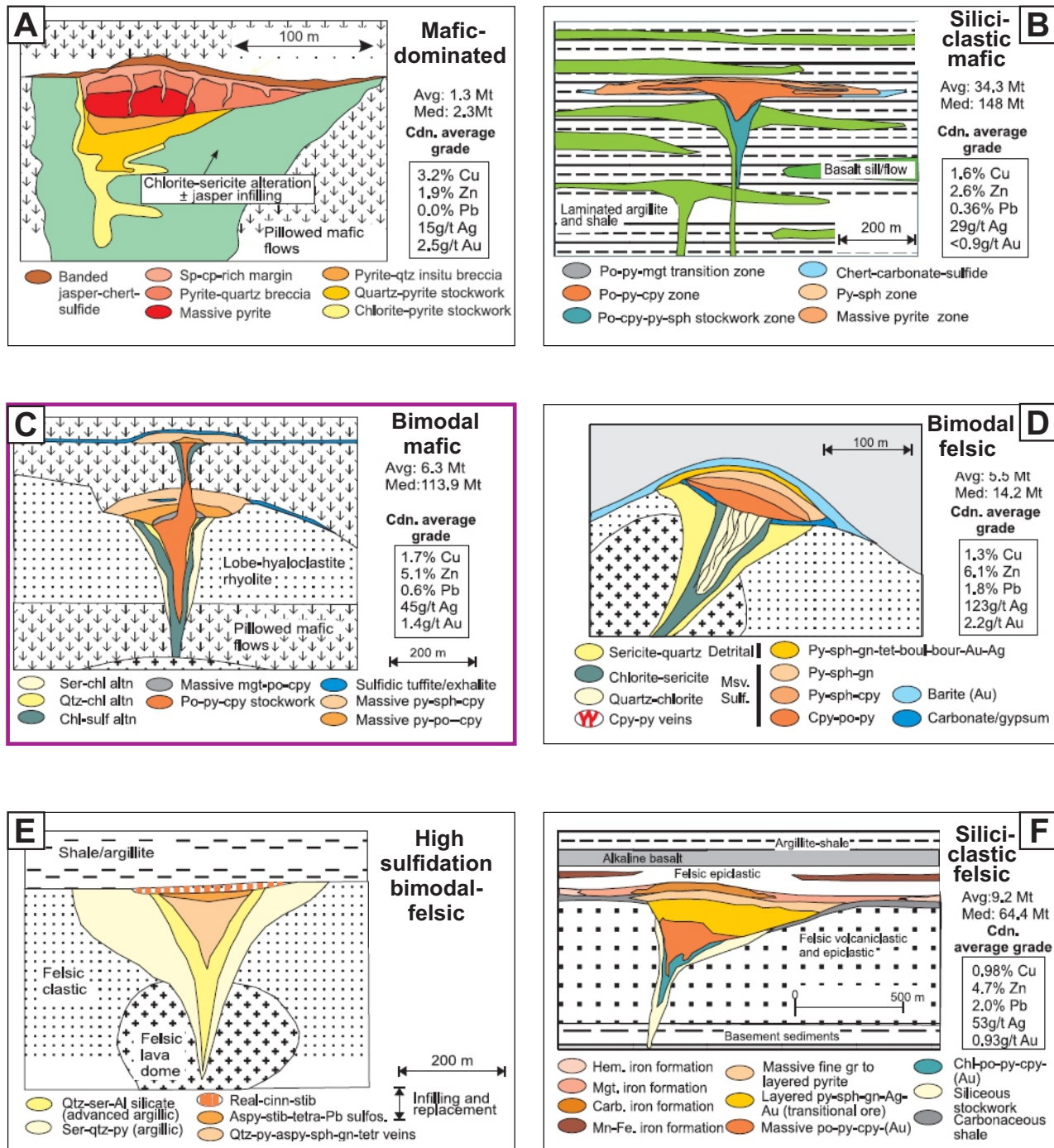


Figure 1-4: Classification lithologique des SMV proposée par Barrie et Hannington (1999), modifiée par Galley et al. (2007). (A) séquence de roches volcaniques à dominante mafique (mafic-dominated), (B) séquence de roches sédimentaires silicoclastiques contenant des intrusions mafiques (siliciclastic-mafic), (C) séquence bimodale à dominance mafiques (bimodal-mafic), (D) séquence volcanique bimodale à dominance felsique (bimodal felsic), (E) séquence bimodale felsique à forte activité de soufre, qui est un sous-groupe du précédent environnement (« high sulfidation bimodal-felsic », et (F) séquence de roches sédimentaires silicoclastiques contenant des intrusions felsiques (siliciclastic-felsic). Encadré en violet : cas de Matagami.

1.2.2. Caractéristiques et modèle de formation

Les caractéristiques ainsi que les modèles de formation des SMV sont présentés dans cette partie. Tout d'abord sont décrits les âges et environnements de dépôt, puis l'origine des fluides et le moteur des systèmes hydrothermaux. Pour finir, l'architecture des dépôts ainsi que les niveaux exhalatifs parfois associés sont discutés.

Âges

La compilation des âges des différents SMV retrouvés à l'échelle mondiale montre que leur formation s'est produite à l'intérieur de périodes distinctes qui s'étendent de l'Archéen à l'actuel (Huston *et al.*, 2010).

Environnement tectonique de dépôt

Les gîtes de SMV sont le résultat de systèmes hydrothermaux actifs au sein des roches volcaniques et parfois sédimentaires en milieu sous-marin (Figs. 1-5 et 1-6; Eckstrand *et al.*, 1995). Les environnements tectoniques dans lesquels les SMV modernes se forment comprennent les rides océaniques, les arcs volcaniques (incluant les arcs océaniques et les marges continentales), et les bassins d'arrière-arc (Franklin, 1996; Allen et Weihed, 2002; Galley *et al.*, 2007; Shanks *et al.*, 2012). En ce qui concerne les SMV archéens, l'applicabilité directe de la tectonique des plaques étant remise en cause pour l'archéen (p. ex. Condie et Pease, 2008; Bédard *et al.*, 2013; cf. discussion au Ch. 7), il est difficile de conclure sur des environnements volcaniques responsables de la formation des SMV. Cependant, deux caractéristiques semblent toujours revenir dans l'environnement de dépôt proposé pour les SMV, peu importe l'époque : des systèmes en extension et un milieu sous-marin (Eckstrand *et al.*, 1995; Franklin, 1996; Allen et Weihed, 2002; Galley *et al.*, 2007; Shanks *et al.*, 2012).

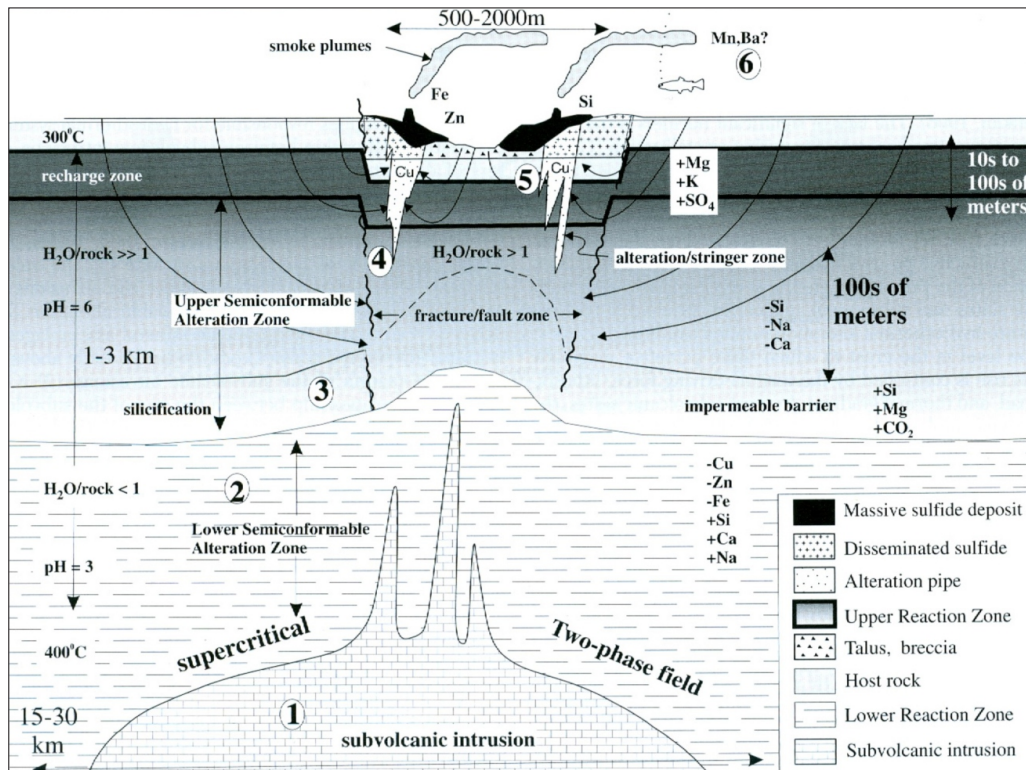


Figure 1-5 : Modèle général de formation d'un dépôt de SMV, illustrant les composantes d'un système hydrothermal de haute température (Franklin *et al.*, 2005). On observe l'intrusion synvolcanique qui sert de moteur thermique à quelques km de profondeur.

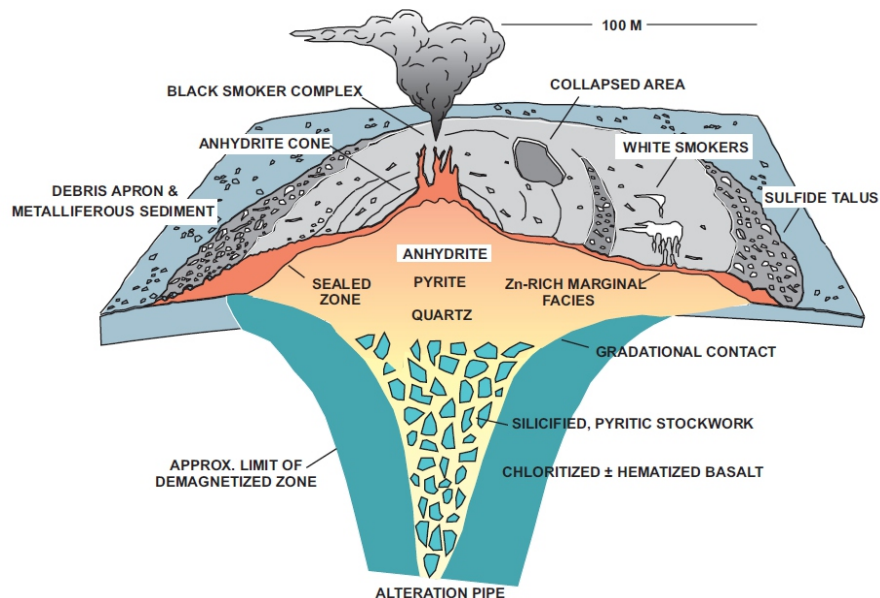


Figure 1-6 : Diagramme schématique de la formation du SVM moderne Trans-Atlantic Geotraverse (TAG) situé au niveau de la ride médio-atlantique. Ce schéma montre la lentille de sulfures massifs concordante surplombant la zone d'altération et de stockwerk. D'après Hannington *et al.* (1998), modifiée par Galley *et al.* (2007).

Origine des fluides

Deux modèles expliquant la source des fluides existent dans la littérature: (1) de l'eau de mer modifiée, et (2) des fluides magmatiques. Selon le premier modèle, plus classique, l'eau de mer s'enrichit en métaux par lessivage des roches volcaniques et/ou sédimentaires sous-jacentes (Fig. 1-5; Spooner et Fyfe, 1973; Large, 1977; Cas, 1992; Ohmoto, 1996; Franklin *et al.*, 2005; Galley *et al.*, 2007). L'autre modèle implique un apport de fluides magmatiques provenant de la différenciation du magma (Henley et Thornley, 1979; Stanton, 1990). Des récents travaux sur l'origine des fluides de différents gisements de SMV semblent indiquer la possibilité de la combinaison des deux modèles, soit un mélange d'eau de mer et de fluides magmatiques (p. ex. Large, 1992; Goodfellow *et al.*, 2003).

Moteur du système hydrothermal

Le moteur responsable de la circulation hydrothermale provient d'une augmentation du gradient géothermal dans la séquence de roches volcaniques et/ou sédimentaires. Il a été supposé que les environnements de rides auraient une anomalie thermique suffisante pour la création de cellules de convection hydrothermales (Spooner et Fyfe, 1973), bien que le modèle actuellement admis implique la présence d'un complexe intrusif (Fig. 1-5; Campbell *et al.*, 1984; Large, 1992; Galley, 1993, 2003; Cathles, 1997; Carr *et al.*, 2008; Piercey, 2011). Ce dernier modèle est basé sur des modélisations numériques de chaleur et de circulation de fluide (Cathles, 1981, 1997; Carr *et al.*, 2008), ainsi que sur des études d'isotopes de l'oxygène autour des roches intrusives (Paradis *et al.*, 1993). Le flux de chaleur produit par de telles intrusions permet la circulation de grandes quantités de fluides dans de grands volumes de roches.

Les compositions des intrusions responsables de l'hydrothermalisme varient de diorite à quartz-tonalite-trondhjemite dans plus de 80 % des districts (Galley, 2003). Notons que les intrusions synvolcaniques cartographiées en surface sont souvent trop petites pour avoir généré un vaste système hydrothermal. Cependant, elles peuvent représenter l'expression à faible profondeur d'un système magmatique plus important.

Architecture des dépôts

Les gisements de SMV présentent typiquement deux parties (Fig. 1-6):

- une partie concordante, de forme lenticulaire, contenant plus de 40 % de sulfures (sulfures massifs à semi-massifs; Sangster et Scott, 1976). C'est sur le fond marin ou juste en dessous que ce monticule se forme. L'augmentation de la taille du dépôt polymétallique s'effectue par croissances et effondrements consécutifs des cheminées minéralisées, ainsi que par augmentation au sein des roches encaissantes de la zone de remplacement interne (Lydon, 1984; Hannington *et al.*, 1995).
- une partie discordante à semi-concordante qui forme un stockwerk / zone de *stringers* entouré d'une « pipe d'altération » (Sangster, 1980; Lavallière, 1995). Cela correspond au conduit des fluides hydrothermaux avant leur sortie sur le fond marin. Avec le passage de fluides au cours du temps, la zone de stockwerk grossit latéralement. Les caractéristiques de l'altération associée aux SMV sont décrites plus en détail à la section 1.2.3.

Certaines études montrent l'importance du remplacement de la roche hôte par les sulfures sous le fond marin pour l'expansion des gisements de SMV (Gibson *et al.*, 1999; Doyle et Allen, 2003). Dans le cas de roches volcaniques fragmentaires, et donc perméables, la majorité de la déposition des sulfures se fait par remplacement au sein de la séquence volcanique (Doyle et Allen, 2003).

Niveau exhalatif associé

Il est fréquent de retrouver, au même niveau stratigraphique que les gisements de SMV, des niveaux sédimentaires / exhalatifs / volcanoclastiques. Ces horizons portent des noms variés selon leur origine, leur composition, leur aspect et leur minéralogie: exhalite (p. ex. Knuckey *et al.*, 1982), argilite ou shale (p. ex. Chapman *et al.*, 2008), formation de fer (p. ex. Peter et Goodfellow, 2003; Peter *et al.*, 2003a, et b), ou tuffite (p. ex. Liaghat et MacLean, 1992). Ces niveaux contiennent trois composantes d'importance variable: (1) une composante exhalative, (2) une composante détritique / volcanique et (3) une composante d'altération (p. ex. Liaghat et MacLean, 1992). La composante exhalative provient de l'activité des sources chaudes hydrothermales, responsables de la formation des lentilles de SMV (MacGehean et

MacLean, 1980; Franklin *et al.*, 1981). Ces horizons représentent un hiatus de l'activité volcanique effusive, propice à la formation et à la préservation de SMV, et servent de repères stratigraphiques. Ils peuvent être latéralement étendus, comme la Tuffite Clé dans la région de Matagami (voir section 1.3.3).

1.2.3. Altération associée aux SMV

L'altération des roches est un indicateur de la circulation des fluides hydrothermaux à l'échelle régionale et locale (Campbell *et al.*, 1981; Franklin *et al.*, 1981; Gibson *et al.*, 1999; Gifkins *et al.*, 2005). Les SMV sont le résultat de systèmes hydrothermaux qui créent des cellules de convection de fluides au sein de la séquence. Les zones intensément altérées peuvent couvrir plusieurs centaines de mètres autour de l'expression minéralisée de ce système, soit les lentilles de SMV et les *stringer* sous-jacents. Cette altération intense locale et l'altération régionale associée sont dépendantes de l'intensité du lessivage et de la chaleur des fluides (Gibson *et al.*, 1999). En profondeur, soit près de l'intrusion responsable de l'anomalie thermique, l'altération régionale s'exprime par des roches au faciès métamorphique des amphibolites (Gifkins *et al.*, 2005). Au-dessus de cette altération se trouve une zone de silicification créant une barrière imperméable nécessaire à la maturation du système hydrothermal. Plus haut, les roches sont métamorphisées au grade des schistes verts (Fig. 1-7; Campbell *et al.*, 1981; Lydon, 1984; Gemmell et Fulton, 2001; Gibson *et al.*, 2003; Galley *et al.*, 2007). La partie « schistes verts » de l'altération régionale semi-concordante se manifeste par les minéraux suivants dans les séquences volcaniques: albite, quartz, chlorite, actinolite et épidote (Galley *et al.*, 2007).

L'altération locale plus intense est typiquement zonée. Le cœur de l'altération est principalement composé d'une zone de *stringer* plus ou moins riche en Cu. Ensuite, se retrouve une altération chlorititeuse, et en périphérie, une zone d'altération séricitique, en particulier pour les SMV archéens (Fig. 1-8; Franklin *et al.*, 1981, 2005; Gibson *et al.*, 1999; Gemmell *et al.*, 2001; Large *et al.*, 2001; Galley, 2003; Gifkins *et al.*, 2005; Herrington *et al.*, 2005; Huston *et al.*, 2011; Shanks *et al.*, 2012). La géométrie de la zone d'altération de la stratigraphie sous la lentille de sulfure est dépendante de la volcanologie.

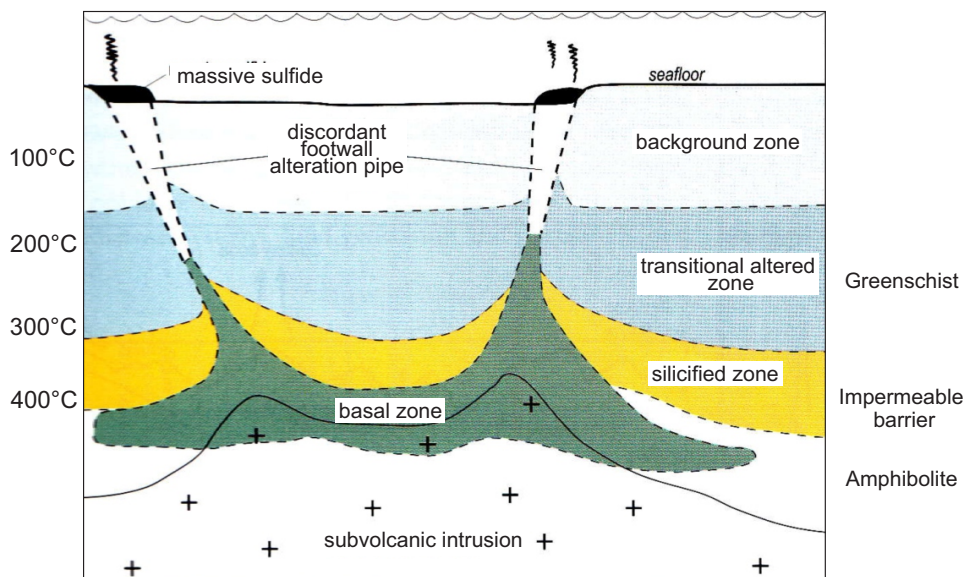


Figure 1-7 : Distribution de l'altération associée aux SMV à l'échelle régionale. Modifié d'après Gifkins *et al.* (2005) et Galley *et al.* (2007).

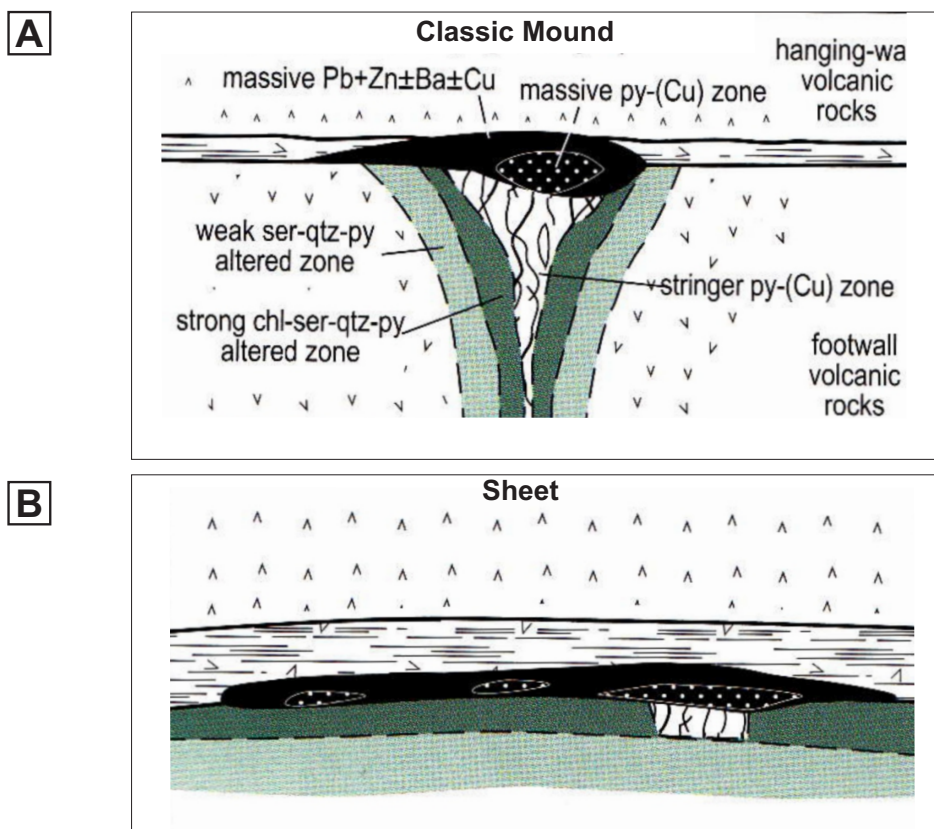


Figure 1-8 : Représentation de deux types d'altération locale sous des lentilles de SMV : (A) dans le cas d'un monticule (p. ex. Hellyer); (B) dans le cas d'une lentille tabulaire (p. ex. Rosebery, Thalanga). Modifié d'après Large (1992).

Dans une séquence dominée par des laves, la porosité est faible, et les fluides vont plutôt emprunter des plans de faiblesse (p. ex. failles synvolcaniques; Fig. 1-8 A). Il en résulte une zone d'altération discordante sous la lentille, et la zonation sera localisée sous la lentille de sulfures. Dans le cas de maturation extrême du système hydrothermal, du talc peut être retrouvé directement sous le gisement, comme c'est localement le cas à Matagami. Dans le cas d'une séquence contenant des roches volcanoclastiques poreuses surmontées possiblement d'une unité imperméable, les fluides vont être confinés au sein de la stratigraphie, et l'altération va être étendue sous forme de feuillet (Fig. 1-8 B). Dans ce cas, la lentille comme l'altération sont tabulaires (p. ex. Fig. 1-8 B). Il est cependant important de noter que la déformation peut venir postérieurement perturber la géométrie des systèmes.

1.2.4. Lien entre les lentilles de sulfures massifs et la séquence volcanique

Les SMV sont le plus souvent encaissés au sein d'une séquence de roches volcaniques. De nombreuses études montrent un lien spatial entre les lentilles de sulfures massifs et les événements volcaniques, ainsi qu'une influence de la séquence volcanique sur l'altération et la composition des sulfures (p. ex. Knuckey *et al.*, 1982; Gibson et Watkinson, 1990; Gibson et Kerr, 1993; Kerr et Gibson, 1993; Hannington *et al.*, 1998; Barrie et Hannington, 1999; Gibson *et al.*, 1999; Allen et Weihed, 2002; Franklin *et al.*, 2005). Dans ce contexte, la volcanologie physique peut servir à comprendre les séquences volcaniques ainsi que les modes de mise en place des unités, et permet aussi de localiser les zones propices à la déposition de sulfures.

Par exemple, dans une succession de roches dominée par des coulées de laves, la séquence volcanique est plutôt imperméable, et les fluides hydrothermaux vont circuler le long de plans de faiblesse, généralement des failles synvolcaniques, créant des zones d'altération intense discordantes à la stratigraphie. Les lentilles de sulfures massifs se retrouvent ainsi à des niveaux marqueurs tels que des niveaux exhalatifs, entre des coulées ou le long de ces failles synvolcaniques. La précipitation des sulfures se fait au fond de la mer ou juste en dessous. L'altération régionale semi-concordante est localisée dans les endroits les plus perméables, soient les niveaux bréchiques, les contacts entre les coulées ou les failles synvolcaniques (Gibson *et al.*, 1999). Dans le cas d'une succession de roches volcanoclastiques par contre, la décharge des fluides hydrothermaux se fait à grande échelle et n'est pas forcément associée à un plan de faiblesse. La précipitation des sulfures se fait alors par remplacement dans les

pores entre les clastes. En conséquence, les lentilles sont de forme tabulaire, et se retrouvent dans la séquence volcanique et non sur le plancher océanique. L'altération intense locale et régionale dans ce cas-ci peut être semi-concordante.

La composition des roches encaissantes a également un impact sur la présence des gisements, et la composition des métaux des SMV. De nombreuses études montrent l'association entre les laves sous-marines felsiques et les dépôts de SMV (Cas et Wright, 1987; Allen, 1992; Ohmoto 1996; Lentz 1998; Gibson *et al.*, 1999; Allen et Weihed, 2002; Piercey, 2011). La plupart des gisements de classe mondiale présentent en effet un certain volume de roches felsiques au sein des roches encaissantes, et sont associés aux faciès volcaniques proximaux des unités felsiques (Allen et Weihed, 2002).

1.3. Stratigraphie et géologie de la région de Matagami

Cette section résume l'état des connaissances sur la géologie régionale de Matagami au début du projet (2008), afin d'établir le contexte géologique de la présente étude¹. L'accent sera mis sur la stratigraphie et les particularités des différents secteurs de la région. La section 1.4 présentera la métallogénie du camp de Matagami.

La géologie de la région de Matagami a été décrite pour la première fois par Robert Bell au début du XX^e siècle. Les premières cartes régionales systématiques ont été réalisées par la Commission géologique du Canada et définissent les principales unités géologiques du camp (Freeman, 1939). La connaissance de la géologie s'est ensuite développée vers le début des années 1960 avec la découverte de plusieurs gisements, dont celui de Matagami Lake (Latulippe, 1959; Joklik, 1960; Jenney, 1961; Hallam, 1964; Roberts, 1966, 1975; Sharpe, 1968; Wang, 1973; Davidson, 1977; Large, 1977; MacLean et Davidson, 1977; Roberts et Reardon, 1978; MacGeehan, 1978; Aftabi, 1980; Costa, 1980; Bonavia, 1981; MacGeehan *et al.*, 1981;

¹ Exceptionnellement, quelques références post-2008 sont citées dans cette section pour compléter le portrait de la géologie régionale.

Clark, 1983; Costa *et al.*, 1983; MacLean, 1984, 1988; Bonavia et MacLean, 1986; Gartner, 1987; Kranodiotis, 1987; MacLean et Kranodiotis, 1987; Tanguay, 1990; Piché, 1991; Lavallière, 1995). Sharpe (1968) a cartographié la région pour ce qui était à l'époque le Ministère des Richesses naturelles du Québec. Il divise la stratigraphie en deux groupes de roches volcaniques: le Groupe du lac Watson surmonté par le Groupe de Wabassee. Ces groupes sont discutés ci-dessous.

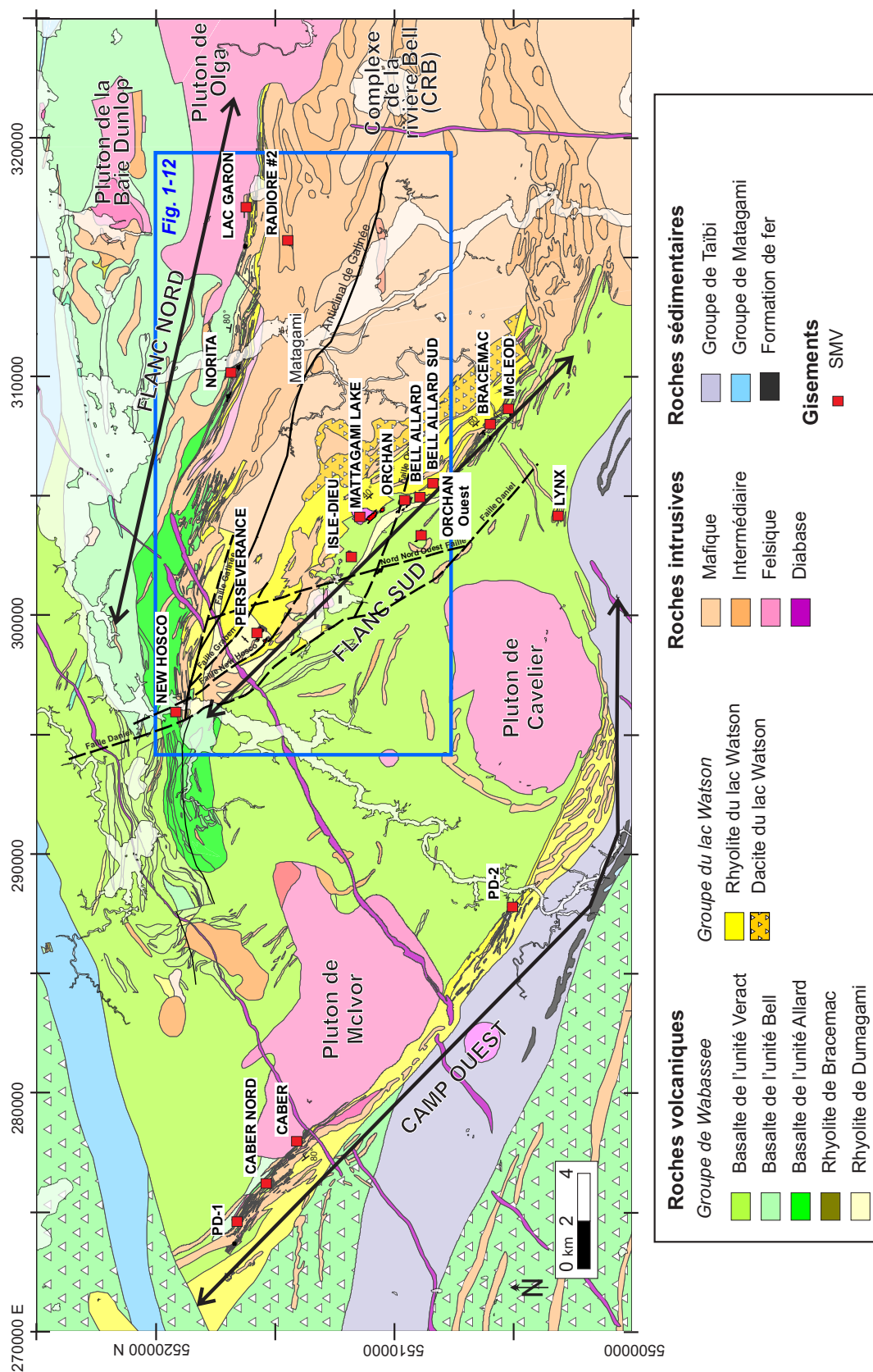
1.3.1. Structure et stratigraphie du camp

Structure régionale

Sharpe (1968) propose l'existence de l'Anticlinal de Galinée, dont l'axe passe au sein du Complexe intrusif de la rivière Bell (CRB), et plonge vers le nord-ouest. Les flancs de l'anticlinal définissent les prolifiques flancs Sud et Nord, où se concentrent la plupart des gisements connus (Fig. 1-9; Piché *et al.*, 1993). Ces deux flancs sont reconnaissables par l'abondance relative de roches volcaniques felsiques, appartenant surtout au Groupe du lac Watson (Sharpe, 1968). Les pendages du Flanc Sud sont typiquement compris entre 45° et 70° avec une polarité SO, alors que ceux du Flanc Nord sont subverticaux (80-85° vers le nord) avec une polarité vers le nord, ce qui appuie la théorie de l'anticlinal.

Bien que l'existence de l'Anticlinal de Galinée soit désormais remise en question (Chap. 3), les termes « Flanc Nord » et « Flanc Sud » sont toujours utilisés pour des raisons historiques. Au dessus des roches volcaniques felsiques se déposent des roches volcaniques mafiques à intermédiaires (le Groupe de Wabassee), avec quelques niveaux felsiques locaux (Sharpe, 1968; Piché, 1991).

La région de Matagami a subi trois phases majeures de déformation. Une première phase, D1, forme des plis d'orientation 340°N qui sont retrouvés dans la Plaine Centrale uniquement. L'absence de cette déformation au sein du Flanc Sud et du Flanc Nord est expliquée par la présence du Complexe de la rivière Bell (Pilote *et al.*, *en prép.*). Le manque de connaissance du Camp Ouest ne permet pas d'y estimer l'influence de D1.



La deuxième phase de déformation D2 est d'orientation E-O. Elle est particulièrement observable sur les derniers kilomètres au nord de la Plaine Centrale, est présente partout sur le Flanc Nord, et marque la schistosité sur le Flanc Sud. Finalement, la troisième phase D3 est orienté 070°N (Pilote *et al.*, *en prép.*). Elle marque le couloir de déformation de la rivière Allard (voir Ch. 3). On y observe un mouvement senestre marquant le chevauchement de la Sous-province de l'Opatika sur la Sous-province de l'Abitibi (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché, 1991; Pilote *et al.*, *en prép.*).

Enfin, la séquence volcanique est recoupée par des plutons intermédiaires à felsiques, syn-volcaniques (le Complexe de la rivière Bell, cf. section 1.3.5; Pluton de McIvor; Rhéaume, 2010) et post-tectoniques (Pluton de la baie Dunlop, Pluton de Cavelier; Fig. 1-9). Les roches volcano-plutoniques sont bordées au nord par les roches sédimentaires du Groupe de Matagami (Beaudry et Gaucher, 1986), et au sud par celles du Groupe de Taïbi (Goutier, 2005). Finalement toutes ces roches sont recoupées par des dykes de diabase protérozoïques orientés NE-SO.

Le Flanc Sud

Les roches volcaniques du Flanc Sud sont divisées en deux principaux groupes définis par Sharpe (1968): le Groupe du lac Watson et le Groupe de Wabasse (Fig. 1-10). Entre les deux groupes se trouve la Tuffite Clé, le principal niveau-repère de la région (Sharpe, 1968; Davidson, 1977; Liaghat et MacLean, 1992). Il est possible d'étendre cette stratigraphie au Flanc Nord et au Camp Ouest.

Le Flanc Nord

La stratigraphie du Flanc Nord a longtemps été considérée comme différente de celle du Flanc Sud (MacGeehan, 1978; MacLean, 1984). Ceci serait dû à une répétition structurale qui divise la stratigraphie en blocs (Piché, 1991; Piché *et al.*, 1993). La stratigraphie du Flanc Nord serait alors équivalente à celle du Flanc Sud. L'extension latérale des unités est cependant difficile à suivre, le Flanc Nord étant situé dans le « couloir de déformation du Lac Garon » (Piché, 1991).

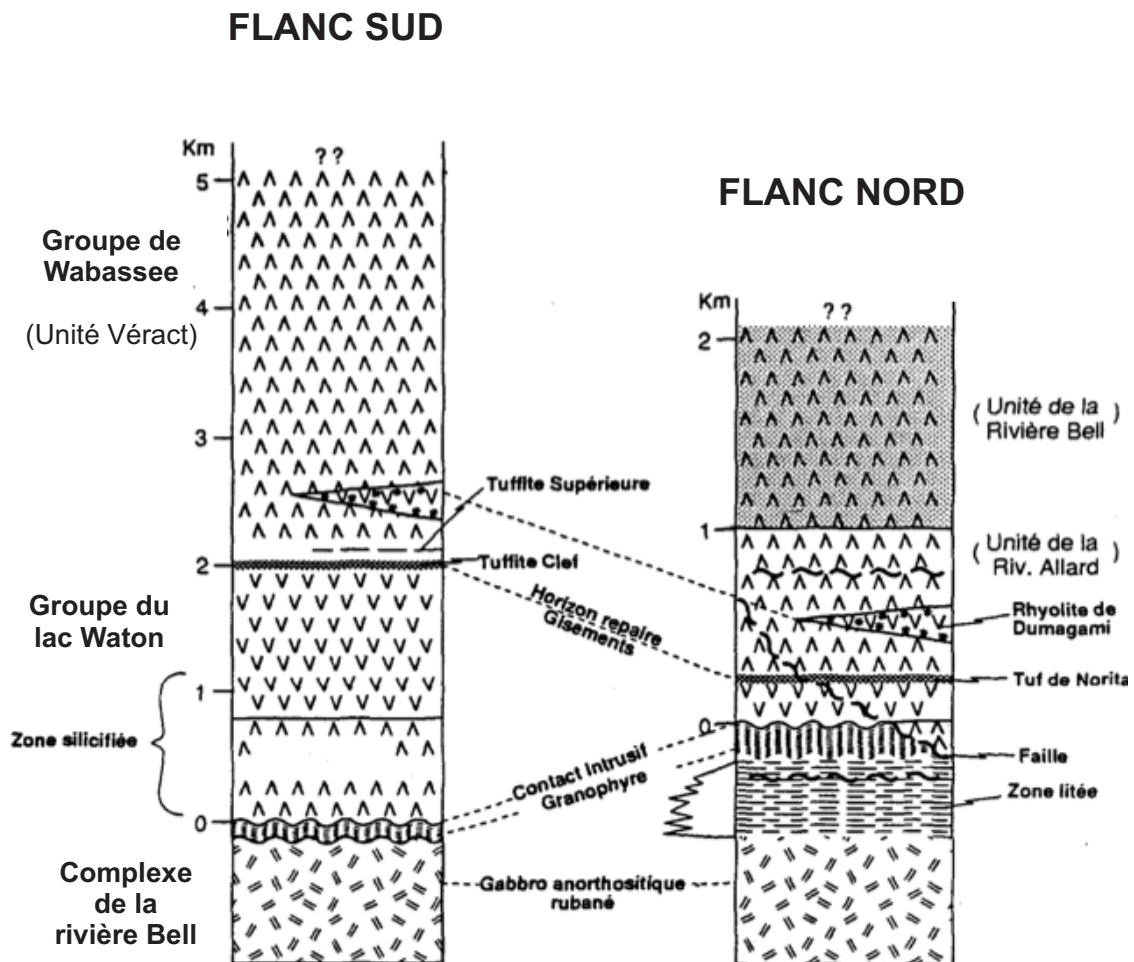


Figure 1-10 : Colonne stratigraphique schématique du Flanc Sud et du Flanc Nord, d'après Piché (1991). Gabbro : =; Rhyolite : v; Basalte : ^; Sphérole : *

L'hypothèse de Piché *et al.* (1993) expliquant en partie la complexité actuelle du Flanc Nord est que la stratigraphie originale a été influencée par plusieurs centres felsiques distincts, plutôt que de former une succession simple et continue comme présumée sur le Flanc Sud. Plusieurs unités felsiques ont été décrites sur le Flanc Nord dans le Groupe de Wabassee comme la Rhyolite de Norita, ainsi que la Rhyolite de Dumagami (Piché, 1991).

Le Camp Ouest

Une autre bande felsique contenant quelques gisements connus, mais non exploités (Caber, Caber Nord, Phelps Dodge) se situe plus à l'ouest et est communément appelée « Camp Ouest ». Le pendage des couches y est subvertical et la polarité est vers le NE (Masson, 2000). Cette partie de la région, malgré son potentiel économique, reste une zone peu comprise au niveau géologique. La stratigraphie est en effet recoupée par de multiples intrusions, ce qui en complique sa compréhension. De plus, le manque d'affleurement et la mauvaise connaissance structurale de cette partie de la région compliquent les corrélations avec le Flanc Sud ou le Flanc Nord.

La Plaine Centrale

Entre le Flanc Sud et le Camp Ouest se trouve une zone appelée informellement la « Plaine Centrale », principalement composée de laves mafiques à intermédiaires. Des travaux de cartographie et de géochimie y définissent des roches calco-alcalines et tholéiitiques (Fig. 1-9; Beaudry et Gaucher, 1986; Barrett et MacLean, 1994).

1.3.2. Le Groupe du lac Watson

Le Groupe du lac Watson est divisé en deux unités felsiques (Sharpe, 1968; Clark, 1983): la Dacite et la Rhyolite du lac Watson. La base de ce groupe est recoupée par le CRB. Il est possible que des unités volcaniques sous-jacentes aient disparu lors de la mise en place de l'intrusion. Piché (1991) décrit une unité de laves mafiques sur le Flanc Nord, au contact avec le granophyre qui représente la partie sommitale du CRB.

Dacite du lac Watson

La Dacite du lac Watson se retrouve sur les flancs Nord et Sud, ainsi que sur le Camp Ouest. Peu de forages pénètrent la Dacite du lac Watson, mais elle est amplement visible en affleurement. Son épaisseur est de 500 m (Piché, 1991). Ses faciès volcaniques sont décrits ainsi:

Une unité de dacite (...) constituée de coulées de laves massives de plusieurs mètres d'épaisseur, amygdalaires, à grain fin, parfois à joints polygonaux et séparées entre elles par des brèches hyaloclastiques. Cette unité est affectée, dans son ensemble, par une altération stratiforme régionale caractérisée par un lessivage presque complet du Na et du Ca et par un enrichissement en Si, Fe et Mg.

La présence de brèches hyaloclastiques implique une mise en place sous-marine. Les faciès massifs accompagnés de joints colonnaires démontrent la présence de coulées épaisses.

Rhyolite du lac Watson

La Rhyolite du lac Watson est retrouvée partout sur le Flanc Sud, ainsi que plus sporadiquement sur le Flanc Nord. Elle est décrite comme une unité de rhyodacite porphyrique à quartz et plagioclase (Sharpe, 1968). Selon Piché (1991):

Le tiers inférieur de cette unité est constitué, en grande partie, de brèche rhyodacitique monomictite, à fragments lithiques anguleux de 1 à 20 cm de diamètre avec quelques rares lobes de lave massive fortement fracturés. Plus haut, dans le tiers central de l'unité, la proportion de lobes de lave augmente graduellement par rapport à la quantité de brèche. Dans cette partie, les brèches sont plutôt de nature hyaloclastique et s'interdigitent latéralement avec les lobes de lave massive dont l'épaisseur varie de 1 à 10 mètres. (...) Le tiers supérieur de l'unité est constitué de coulées massives de 30 à 100 mètres d'épaisseur, séparées entre elles par des bandes d'un matériel hyaloclastique d'une épaisseur inférieure au mètre. Les faciès bréchiques de la partie inférieure de cette unité sont généralement affectés par une altération semblable à celle de l'unité sous-jacente [c.-à-d. la Dacite du lac Watson].

L'épaisseur moyenne de la Rhyolite du lac Watson est de 150-200 m sur le Flanc Sud (Sharpe, 1968; Piché, 1991). Ses caractéristiques volcaniques démontrent également que cette unité s'est déposée dans un environnement sous-marin.

De récents travaux dans la région de Bracemac-McLeod décrivent la Rhyolite du lac Watson comme une rhyolite à grain fin, amygdalaire et porphyrique à quartz. Avec une épaisseur d'au moins 250 mètres dans ce secteur, les faciès volcaniques décrits comprennent des coulées massives, des brèches et des textures d'écoulement laminaire (Adair *et al.*, 2009).

Une unité située sous le gisement Caber dans le Camp Ouest a la même signature géochimique que la Rhyolite du lac Watson (Masson, 2000), mais la corrélation de cette unité avec le Groupe du lac Watson sur le Flanc Sud est encore mal définie.

1.3.3. La Tuffite Clé

La Tuffite Clé marque la fin du Groupe du lac Watson. Elle est formée d'au moins trois composantes principales, dont les proportions sont variables: volcanoclastique, exhalative et d'altération hydrothermale (Davidson, 1977; Liaghat et MacLean, 1992). Cet horizon marqueur est retrouvé partout sur le Flanc Sud, et est associé stratigraphiquement à la plupart des gisements (Sharpe, 1968; Davidson, 1977). Cependant des études montrent que certains dépôts traversent la Tuffite Clé (p. ex. pour le gisement d'Isle Dieu; Clark, 1983; Tanguay *et al.*, 1990). Sur le Flanc Nord, la Tuffite Clé n'a pu être identifiée (Bonavia et MacLean, 1986), bien que le gisement de Norita par exemple occupe la même position stratigraphique que les gisements du Flanc Sud, soit au sommet du Groupe du lac Watson (Piché, 1991). Dans le Camp Ouest, l'unité rhyolitique qui a la signature de la Rhyolite du lac Watson est surmontée par un niveau exhalatif qui pourrait être assimilé à la Tuffite Clé (Masson 2000; Buissière et Théberge, 2006) si la corrélation entre le Flanc Sud et le Camp Ouest est confirmée.

La Tuffite Clé fait l'objet d'un projet de doctorat par Dominique Genna de l'UQAC. Cette étude s'est menée principalement sur des échantillons du Flanc Sud, notamment dans les secteurs de Bracemac-McLeod et de Persévérance.

1.3.4. Le Groupe de Wabassee

Le Groupe de Wabassee surmonte le Groupe du lac Watson. À l'échelle régionale, le Groupe de Wabassee est divisé historiquement en trois unités distinctes (Sharpe, 1968; Beaudry et Gaucher, 1986; Piché, 1991; Figs. 1-11 et 1-12). L'unité Bell et l'unité Allard se retrouvent toutes deux sur le Flanc Nord (Beaudry et Gaucher, 1986; Piché, 1991), et l'unité de Véract est localisée sur le Flanc Sud et dans la zone entre le Flanc Sud et le Camp Ouest (« Plaine Centrale »). Dans les travaux présentés ici (Ch. 3-4), ces trois unités vont disparaître et le Groupe de Wabassee sera divisé en deux formations: la Formation de la rivière Allard et la Formation de la rivière Bell. Dans le présent chapitre les trois unités historiques sont toutefois décrites avec leur nom original. Le Groupe de Wabassee est principalement composé de laves mafiques à intermédiaires, mais certaines roches felsiques sont retrouvées localement au sein de l'Unité de Véract et de l'Unité Allard, et seront décrites ci-dessous après les roches mafiques à intermédiaires. Ce groupe a une épaisseur de 1,8 à plus de 3 km (Costa *et al.*, 1983).

Unité de Véract

L'unité de Véract constitue le Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud et dans la Plaine Centrale. Son épaisseur n'est pas connue, mais Piché (1991) définit l'unité comme suit:

Ce groupe est principalement composé de basalte de couleur vert grisâtre à grains très fins, formant des coulées massives et coussinées. (...) Les 500 mètres inférieurs du groupe contiennent plusieurs unités cherteuses et sulfurées, similaires à la Tuffite Clef, mais de courte extension latérale et généralement dépourvues de sulfures de cuivre et de zinc.

Les échantillons de Piché (1991) ont une signature de basaltes avec quelques échantillons tombant dans le champ basalte / andésite (Fig. 1-11). Les basaltes de l'unité de Véract se distribuent apparemment en partie dans le champ des basaltes alcalins sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977). Selon Beaudry et Gaucher (1986), ceci est probablement dû à des problèmes avec les analyses historiques de Nb. Il ne s'agit pas de roches alcalines selon cette étude. L'unité de Véract disparaît dans la nouvelle stratigraphie proposée aux Ch. 3 et 4.

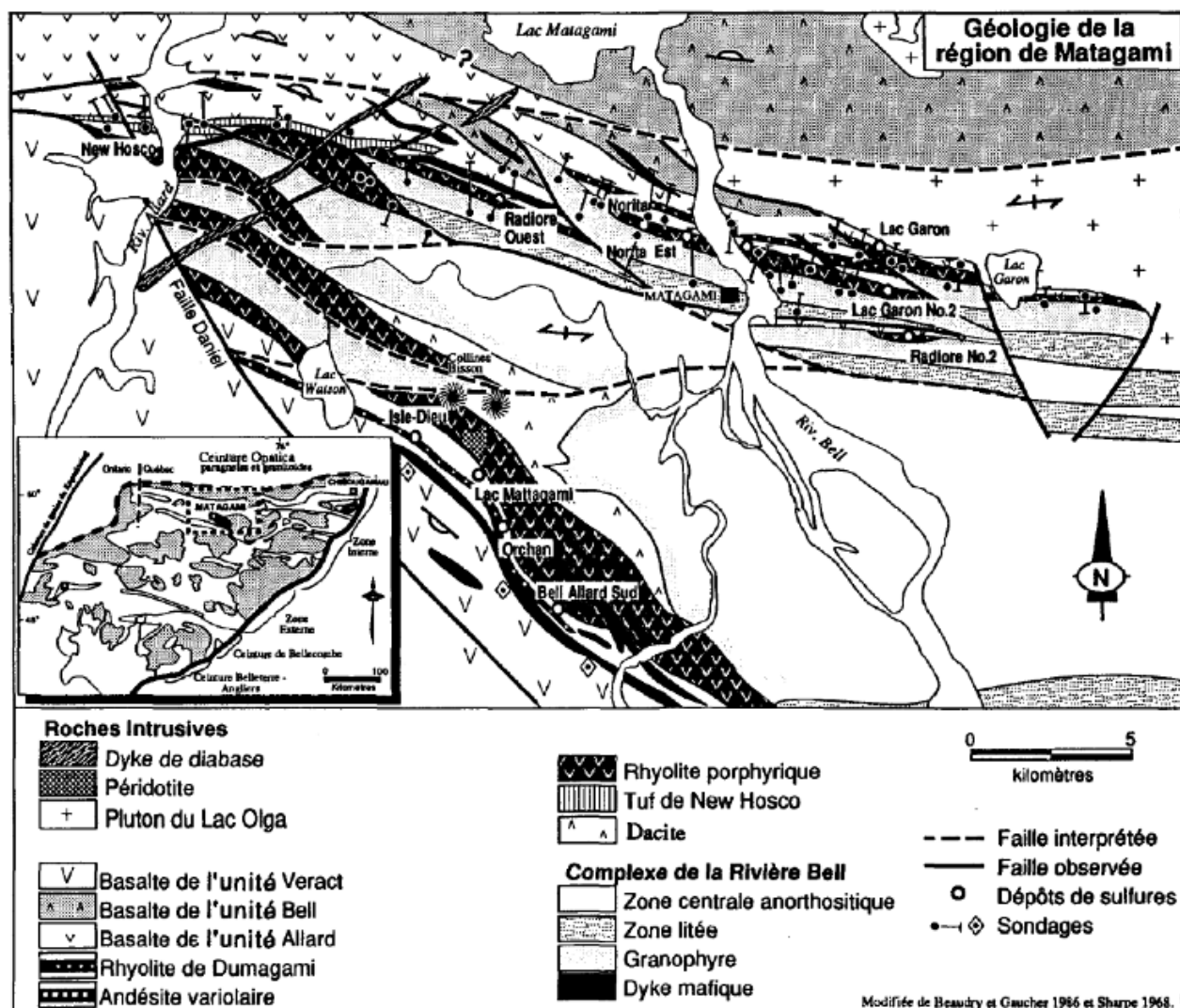


Figure 1-12 : Carte géologique simplifiée du Flanc Nord et d'une partie du Flanc Sud montrant la position des différentes unités felsiques et mafiques dans les secteurs du Flanc Sud et du Flanc Nord. D'après Piché (1991).

Unité Allard

L'unité de la rivière Allard constitue la base du Groupe de Wabassee sur le Flanc Nord. Elle surmonte les laves du Groupe du lac Watson. Ces roches sont retrouvées dans la « charnière » de « l'Anticlinal de Galinée » (Fig. 1-9). Les faciès volcaniques des roches mafiques à intermédiaires incluent des brèches hyaloclastiques intercalées avec des laves massives et coussinées pouvant contenir de 0 à 20 % d'amygdules circulaires (Beaudry et Gaucher, 1986). Il s'agit de basaltes à andésites (Fig. 1-9, losanges pleins) ayant une affinité magmatique transitionnelle d'après Beaudry et Gaucher (1986).

Unité Bell

Cette unité recouvre les roches de l'unité de la rivière Allard sur le Flanc Nord. On y retrouve des faciès massifs, coussinés et bréchiques (Beaudry et Gaucher, 1986), ayant une composition de basaltes à andésites tholéitiques (Piché, 1991; Fig. 1-11, triangles vides). Sharpe (1968) décrit des niveaux rhyolitiques au sein de cette unité, mais Beaudry et Gaucher (1986) remettent cette observation en question.

Rhyolite de Bracemac

Au SE du Flanc Sud, la Rhyolite de Bracemac a été intersectée en forage dans le secteur de Bracemac-McLeod. Elle constitue la base du Groupe de Wabassee dans ce secteur et recouvre la Tuffite Clé, ainsi que les gisements qui s'y trouvent. Cette rhyolite n'affleure pas et n'est donc pas représentée sur les anciennes cartes géologiques. Son épaisseur est de 25 à 60 m (Adair *et al.*, 2009). Cette lave est une rhyolite amygdalaire à grain fin, principalement massive, montrant des textures d'écoulement et quelques niveaux bréchiques (Adair *et al.*, 2009).

Rhyolite de Dumagami

Dans la partie NO du Flanc Sud, dans le secteur de la mine Persévérance, la Rhyolite de Dumagami (Fig. 1-12; MacGeehan, 1978) est située directement en contact avec la Tuffite Clé et surmonte les trois principales lentilles de sulfures massifs de la mine Persévérance. Son épaisseur est difficile à estimer, son sommet étant érodé (Arnold, 2006). La Rhyolite de

Dumagami à Persévérance, décrite comme une lave massive, est caractérisée par d'abondantes sphérolites (1-5 mm) pouvant parfois constituer 90 % de la roche; les parties non-sphérolitiques sont chloritisées (Arnold, 2006).

Dans la partie centrale du Flanc Sud se trouve une autre unité felsique aussi appelée Rhyolite de Dumagami et attribuée à l'unité Veract par Piché (1991). En dépit de l'homonymie, leurs positions stratigraphiques diffèrent possiblement : cette dernière n'est pas directement au contact avec la Tuffite Clé, une épaisseur de roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee l'en sépare. Son épaisseur est de 200 mètres (Piché, 1991). Selon la littérature, les principaux faciès volcaniques de cette unité sont massifs à lobés avec quelques niveaux de hyaloclastite (Sharpe, 1968; Costa, 1980; Piché, 1991).

La Rhyolite de Dumagami a aussi été décrite sur le Flanc Nord (Piché, 1991), au-dessus de laves mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee. À cet endroit, son épaisseur est de 100 à 300 mètres (Piché, 1991). Selon la littérature, les principaux faciès volcaniques de cette unité sont similaires à ceux retrouvés sur le Flanc Sud (Piché, 1991).

Tuf de New Hosco

Cette unité volcanoclastique n'est présente que dans le secteur de New Hosco, soit au nord-ouest du Flanc Nord. C'est au sein de cette unité que se trouve le gisement de New Hosco. L'épaisseur maximum de cette unité est de 100 m. Il s'agit d'un tuf felsique à andésitique (Martin et Lavoie, 1990; Piché, 1991). Dans certains forages, des niveaux rhyolitiques sont intercalés dans les roches volcanoclastiques (Sharpe, 1968). D'après Piché (1991), le Tuf de New Hosco est constitué de « coulées pyroclastiques amalgamées composées surtout de ponces grossières dont la texture et la granulométrie sont homogènes de la base au sommet ». Toujours selon cet auteur, « le tuf est composé de ponces de forme trapue et anguleuse, de 0,5 à 3 centimètres de diamètre, avec environ 10 % de fragments lithiques anguleux de basalte microlithique. Les ponces sont composées de matériel juvénile (soit du verre aphyrique, fortement amygdalaire) maintenant remplacé par de la chlorite ». Entre les lits de tuf à lapillis, on note des lits minces de tuf lité siliceux (Martin et Lavoie, 1990). Une compilation des données géochimiques de Xstrata Zinc et du MRN montre des ratios Zr/Y élevés, entre 5 et 13 (Ross et al., 2012), alors que les volcanites effusives encaissantes ont des caractéristiques géochimiques différentes; le Tuf de New Hosco pourrait donc venir d'une source non-

locale. À noter que cette unité est la seule connue dans la région qui représenterait des roches pyroclastiques.

Rhyolites du Flanc Nord

Les diverses études sur les gisements du Flanc Nord définissent trois ou quatre unités rhyolitiques distinctes, dépendant des études, associées à des lentilles de sulfures massifs: la Rhyolite de Norita, la Rhyolite de Bell Channel, la Rhyolite du lac Garon (MacGeehan, 1978; Bonnavia et MacLean, 1986) et la Rhyolite de Radiore (Bonnavia et MacLean, 1986). Ces roches appartiennent à l'Unité Allard.

Ces études considéraient une stratigraphie continue sur le Flanc Nord. Piché (1991) a démontré la présence de blocs structuraux offrant une répétition stratigraphique. L'auteur propose alors la présence d'une unique rhyolite, en plus de la Rhyolite du lac Watson: la Rhyolite de Dumagami sur le Flanc Nord.

1.3.5. Les roches intrusives

Sharpe (1968) définit trois types de roches intrusives: les roches intrusives appelées « anciennes » qui comprennent les intrusions synvolcaniques, reconnaissables par le fait qu'elles ont subi les mêmes déformations que les roches volcaniques; les roches intrusives appelées « moins anciennes » qui sont post-volcaniques et qui regroupent principalement les massifs granitiques et dioritiques ainsi que les dykes associés; et pour finir les roches intrusives appelées « dykes tardifs de diabase » qui recoupent toute la stratigraphie.

La majorité des dykes et sills gabbroïques synvolcaniques qui gonflent la stratigraphie à Matagami se mettent clairement en place après l'activité hydrothermale responsable de la déposition de sulfures sur le Flanc Sud, étant donné le manque d'altération et le fait qu'elles recoupent la minéralisation (Adair *et al.*, 2009). Après la section suivante décrivant le CRB, la principale intrusion synvolcanique de la région, cette thèse portera uniquement sur les roches volcaniques.

1.3.6. Le Complexe de la rivière Bell

Bancroft (1912) reconnaît l'existence du complexe intrusif anorthositique et gabbroïque lité dès lors appelé « Complexe de la rivière Bell » (CRB). Il s'agit d'un complexe intrusif synvolcanique stratifié qui couvre une région d'environ 25 km par 65 km. Des études sismiques démontrent une extension verticale d'au moins 5 km (Calvert *et al.*, 1995). Les dimensions de cette intrusion sont compatibles avec l'idée qu'il pourrait s'agir de la source de chaleur ayant permis la formation des SMV à Matagami (MacGeehan *et al.*, 1981; MacLean, 1984; Piché *et al.*, 1993; Maier *et al.*, 1996; Carr *et al.*, 2008). Au sein de ce complexe intrusif, trois zones principales ont été définies (Sharpe, 1968): (i) une zone basale anorthositique d'environ 5 km d'épaisseur; (ii) une zone litée de 500-1000 m d'épaisseur; et (iii) un granophyre d'environ 500 m d'épaisseur qui correspond à la partie sommitale (Beaudry et Gaucher, 1986). Goutier (2005) propose une nouvelle division du CRB selon les différentes étapes de formation du complexe: (i) la partie centrale, qui représente un événement précoce, soit la base du CRB; (ii) la partie est, qui est interprétée comme l'étape intermédiaire de la formation du complexe; et (iii) la partie ouest, qui représente la zone la plus évoluée, le sommet de l'intrusion. Dans la partie ouest se trouvent des niveaux de leuco-gabbros riches en magnétite. Ce terrain est en prospection pour ses concentrations en fer-titane-vanadium (Goutier, 2005).

Certaines roches du CRB ont des caractéristiques géochimiques similaires aux laves felsiques du Groupe du lac Watson, ce qui suggère un lien génétique entre le complexe et l'effusion des laves du Groupe du lac Watson (Maier *et al.*, 1996). De plus, les datations obtenues sur le CRB et la Rhyolite du lac Watson sont comparables (~2725 Ma; Mortensen, 1993), ce qui appuie le caractère synvolcanique de cette intrusion.

Un mémoire de maîtrise a été rédigé récemment sur le Complexe de la rivière Bell (Roudaut, 2013). Ce projet avait pour but d'étudier les minéraux contenant les valeurs économiques de vanadium, ainsi que de proposer une genèse pour les zones minéralisées en Fe-Ti-V. Un projet de maîtrise a également été effectué sur les propriétés géophysiques des roches du Flanc Nord et du CRB (Astic, 2011). Ces études des propriétés magnétiques et gravimétriques des roches semblent montrer que la partie septentrionale du CRB se prolonge en profondeur de façon subverticale.

1.4. Métallogénie du camp minier de Matagami

Le camp minier de Matagami comprend 19 gisements de SMV connus, dont la plupart sont particulièrement riches en zinc et relativement riches en cuivre (Tab. 1-1). Les principaux gisements identifiés jusqu'à présent sur le Flanc Sud se trouvent au contact du Groupe du lac Watson et du Groupe de Wabassee, au niveau de la Tuffite Clé.

Les gisements de Persévérance, de Mattagami Lake et Orchan, de Bracemac et McLeod, ainsi que ceux de Caber, sont décrits ci-dessous puisqu'ils sont compris dans les secteurs d'intérêt principaux de cette étude. Une comparaison entre ces gisements sera effectuée pour conclure cette partie.

1.4.1. Gisements du Flanc Sud

Partie centrale

Les gisements de la partie centrale du Flanc Sud (Mattagami Lake, Isle Dieu, Orchan et Orchan Ouest, Bell Allard, Bell Allard Sud, Fig. 1-9) montrent des caractéristiques similaires et typiques des SMV (Roberts, 1975; Lavallière *et al.*, 1994). Tout d'abord, ils se situent tous à la même position stratigraphique, au niveau de la Tuffite Clé. Ils se retrouvent à l'interface de roches felsiques du Groupe du lac Watson et des roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee (Fig. 1-10).

Les gisements comprennent des monticules de sulfures qui surmontent des zones d'altération discordantes dont le cœur minéralisé compose plus de la moitié du gisement en tant que tel (Roberts et Reardon, 1978; Costa *et al.*, 1983; Lavallière, 1995). L'altération est composée majoritairement de chlorite, avec du talc (p. ex. Costa, 1983; Lavallière, 1995) et est surtout présente sous les lentilles (peu au dessus). Dans le cas d'Isle Dieu et d'Orchan Ouest (Fig. 1-13), des sulfures ont été déposés au sein des roches du Groupe de Wabassee. Il est cependant remarquable que ces apophyses semblent structuralement contrôlées.

Tableau 1-1 : Caractéristiques des différents gisements et découvertes récentes dans le camp minier de Matagami. Modifié d'après Adair *et al.* (2009). Ressources prises sur Donnermetals.com le 8 décembre 2011.

	Dépôt	Production	Mt	Zn (%)	Cu (%)	Ag (g/t)	Au (g/t)	Prof (m)
FLANC SUD	Matagami Lake	1963-1988	25,64	8,2	0,56	20,91	0,41	30-228
	Orchan	1963-1982	4,51	9,84	1,02	37,03	0,51	31-366
	Orchan West	Historique	0,34	15,89	1,79	N/C	N/C	1050-1150
	Isle Dieu	1963-1982	3,05	17,85	1,01	76,63	0,46	320-610
	Bell Allard	1968-1970	0,23	9,24	1,14	37,03	0,51	18-70
	Bell Allard Sud	1999-2004	3,59	13,67	1,25	40,55	0,69	950-1025
	Persévérance	2008-2013	5,12	15,82	1,24	29	0,38	30-300
	Bracemac-McLeod	2013-	3,73	9,60	1,26	28,25	0,43	35-900
	McLeod cuivre	RI	0,24	0,96	1,25	7,80	0,19	600-700
	McLeod Deep	Rif	2,63	8,78	1,31	38,83	1,06	600-1200
CAMP OUEST	PD1	RM	0,59	4,34	0,83	19,59	0,12	25-100
		RI	1,14	4,70	1,33	20	N/C	100-515
	Caber ¹	RI	0,515	11	0,5	11,1	0,14	150-350
		Rif	0,285	8,5	0,8	11,6	0,14	150-350
	Caber lentille 11	Rif	0,041	0,1	1	4	0,08	150-350
	Caber Nord ¹	Rif	2,61	4,26	1,59	21,06	N/C	150-500
	PD2	Rif	0,29	1,4	1,48	11,94	N/C	
	Lynx-Yellowknife	Rif	0,20	0,35	1,6	n/c	N/C	
FLANC NORD	Norita	1976-1997	3,89	3,94	183	25,84	0,59	10-689
	Norita Est	1992-1996	1,08	10,21	0,8	41,42	0,74	600-900
	New Hosco	1963-1970	1,83	1,73	1,73	10,29	0,34	9-305
	Garon Lake	1968-1970	0,47	2,17	1,46	10,29	0,34	15-250
	Radiore 2	1979-1980	0,14	1,34	1,57	8,57	0,31	Surface

¹Données du Roscoe (2006). RI : Ressources Indiquées, Rif. : Ressources Inférées, RM : Ressources Mesurées. N/C = non connus

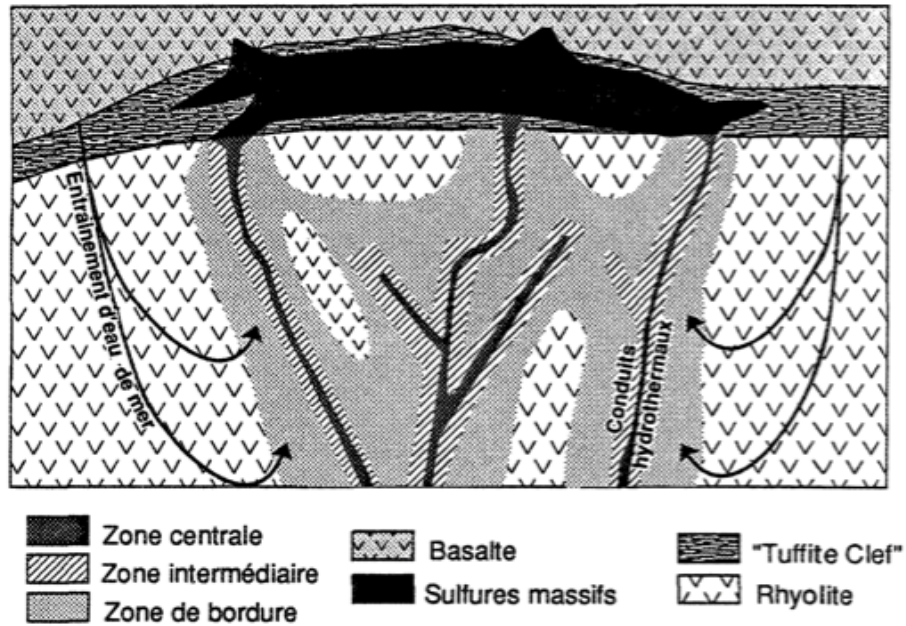
A**Isle Dieu****B****Orchan**

Figure 1-13 : Section schématique des zones minéralisées du centre du Flanc Sud montrant les sulfures déposés au niveau de la Tuffite Clé ainsi que par remplacement dans le Groupe du lac Watson: (A) le gisement d'Isle Dieu; et (B) gisement d'Orchan. On peut observer le contrôle structural sur la position et l'extension des lentilles. Tiré de Adair et al. (2009), d'après Lavallière (1995).

Piché (1991) décrit les zones d'altérations des gisements dans la partie centrale du Flanc Sud comme suit:

Les cheminées d'altération de ces gisements sont situées le long de ces structures orientées qui ont pu servir de canalisations aux fluides minéralisateurs. La direction de ces structures varie légèrement d'un gisement à l'autre. L'exemple le plus frappant de ce phénomène est le gîte d'Orchan qui comprend cinq lentilles longues et minces, alignées le long de failles WSW (...). En coupe, ces lentilles de sulfures apparaissent encastrées dans des dépressions profondes et étroites entaillées dans la rhyodacite du lac Watson. Les zones d'altération associées aux lentilles sont confinées à ces structures (Clark, 1983).

Les gisements d'Isle-Dieu, de Mattagami Lake et de Bell-Allard-Sud possèdent ces mêmes caractéristiques, mais à des degrés différents (Lavallière, 1995).

Partie sud : Bracemac-McLeod

La partie sud du Flanc Sud contient les gisements de Bracemac et de McLeod (Fig. 1-14), en exploitation depuis mai 2013. Les lentilles retrouvées au niveau de la Tuffite Clé se différencient de celles décrites pour le secteur centre du Flanc Sud pour plusieurs raisons.

- Les lentilles se trouvent entre deux unités felsiques, la Rhyolite du lac Watson et la Rhyolite de Bracemac.
- Les principales lentilles semblent tabulaires et concordantes à la stratigraphie le long de la Tuffite Clé, sans d'importantes zones de stockwerks sous-jacentes.
- L'altération du mur est sub-concordante et s'étend aussi localement dans le toit (Fig. 1-14).

Ces différences entre la minéralisation et l'altération du secteur Bracemac-McLeod, par rapport aux gisements du centre du Flanc Sud, sont discutées ci-dessous.

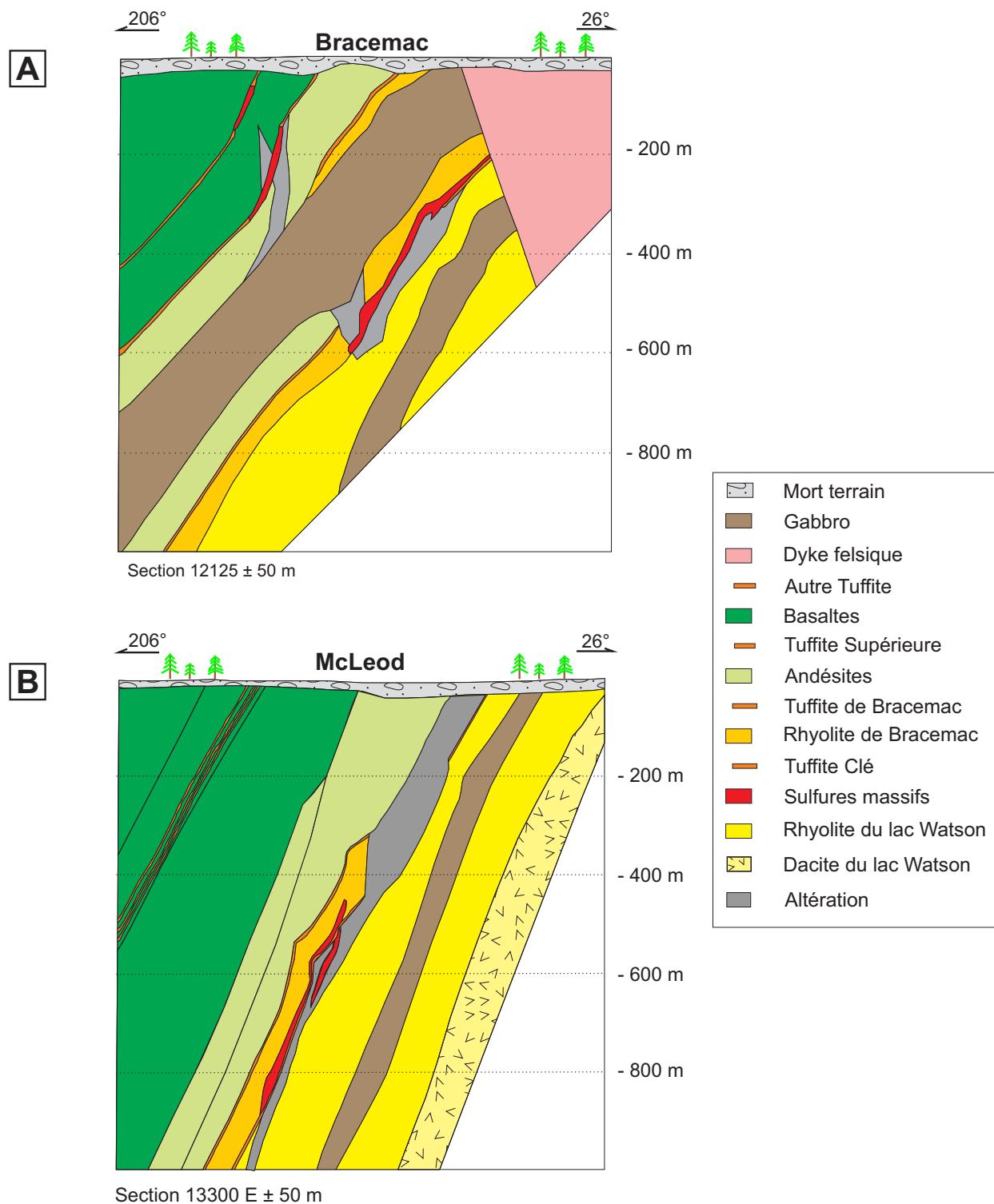


Figure 1-14 : Sections schématiques de la géologie dans le secteur de Bracemac-McLeod. (A) Bracemac; (B) McLeod. Les deux sections montrent les zones d'altération sub-concordantes, ainsi que la lentille principale au niveau de la Tuffite Clé au contact entre la Rhyolite du lac Watson et la Rhyolite de Bracemac (Adair *et al.*, 2009).

Partie nord : Persévérance

Au nord du Flanc Sud se retrouve le gisement de Persévérance, exploité jusqu'en mai 2013, qui contient trois lentilles de sulfures: Persévérance Main, Équinoxe et Persévérance Ouest (Fig. 1-15). Des failles synvolcaniques contrôlent la minéralisation, largement discordante et incluse dans la Rhyolite du lac Watson (Arnold, 2006). À P-main, une lentille secondaire a toutefois partiellement une forme de monticule et une attitude concordante. L'altération à chlorite autour des lentilles et sous les lentilles est modérée à intense, on trouve du talc dans les parties les plus fortement altérées. La Tuffite Clé n'est pas minéralisée, ce qui différencie ce gisement des autres trouvés sur le Flanc Sud.

Comparaison des gisements du Flanc Sud

La comparaison des différents gisements trouvés sur le Flanc Sud (Tab. 1-2) permet de noter la variété des formes des lentilles et des zones d'altération. Plusieurs caractéristiques en ressortent :

- Les gisements dans la partie centrale (Isle Dieu, Mattagami Lake, Orchan, Orchan Ouest, Bell Allard et Bell Allard Sud) se trouvent à l'interface de roches mafiques à intermédiaires et de roches felsiques, contrairement aux lentilles de Persévérance (P-main, P-ouest et Équinoxe) et de Bracemac-McLeod qui sont à l'interface d'unités felsiques.
- Les lentilles minéralisées du centre sont typiques des monticules de SMV, comprenant une lentille concordante développée au fond marin et une zone de stockwerk dans la pipe d'altération sous-jacente. Les lentilles de Persévérance sont structuralement contrôlées (discordantes), et celles de Bracemac-McLeod sont plates et concordantes à la séquence volcanique, sans stockwerks bien développés.
- La Tuffite Clé n'est pas minéralisée dans la partie nord (Persévérance).
- La présence de lentilles minéralisées plus haut dans la stratigraphie, soit au sein du Groupe de Wabasee, se retrouve dans la partie centrale et la partie sud (Bracemac-McLeod).

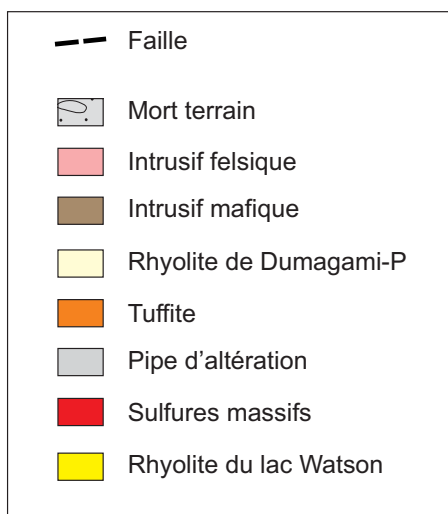
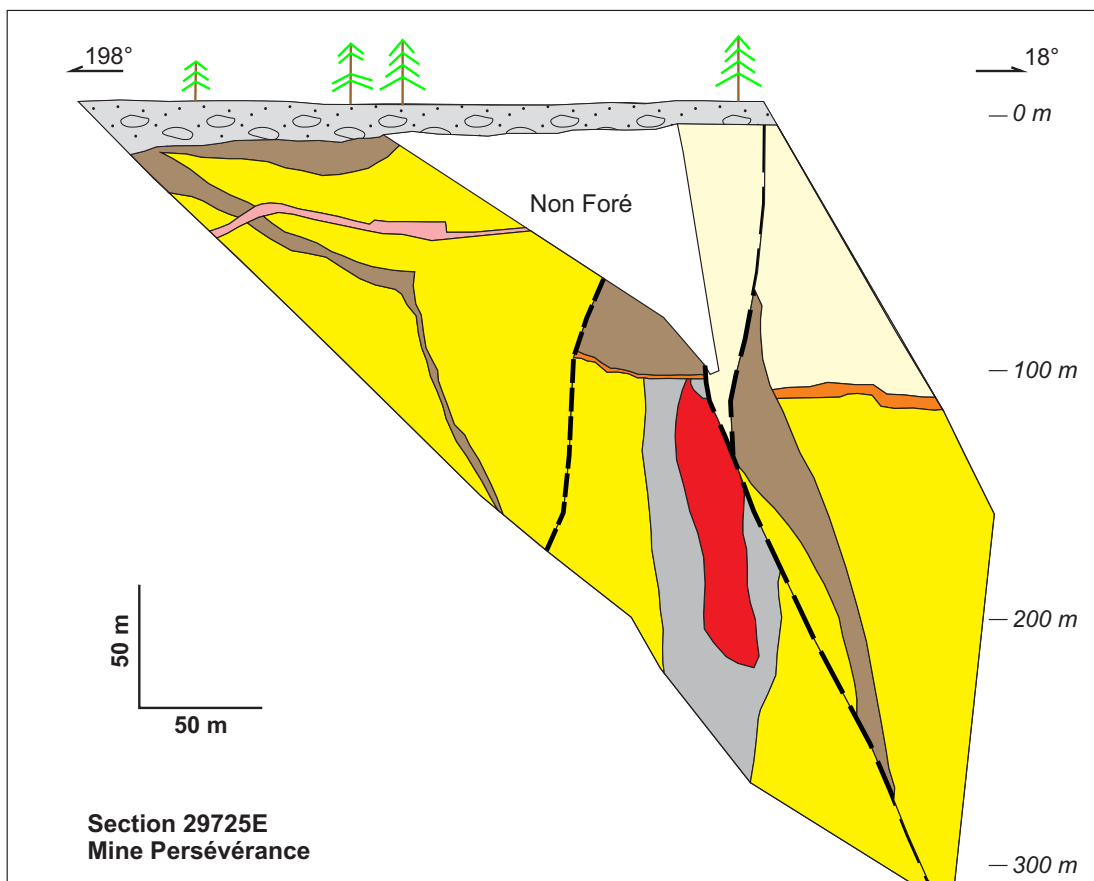


Figure 1-15 : Section schématique de la zone minéralisée d'Équinoxe dans le secteur de Persévérance montrant les différentes unités géologiques, la forme du gisement, structuralement contrôlée, ainsi que la zone de « pipe » également structuralement contrôlée (Arnold, 2006). La minéralisation est confinée dans l'unité de Rhyolite du lac Watson, et ne traverse pas la Tuffite Clé.

Tableau 1-2 : Comparaison des principales caractéristiques des gisements retrouvés sur le Flanc Sud

Gisements	Interface	Lentilles	Altération	Minéralisation Tuffite Clé	Minéralisation Wabassee
Persévérance	Felsique/Felsique	Structuralement contrôlées	Structuralement contrôlée	NON	NON
Lac Mattagami	Felsique/Mafique	Monticule	Cheminée d'altération	OUI	NON
Orchan Ouest	Felsique/Mafique	Monticule	Cheminée d'altération	OUI	OUI
Bracemac	Felsique/Felsique	Tabulaire	Tabulaire	OUI	OUI
McLeod	Felsique/Felsique	Tabulaire	Tabulaire	OUI	NON

1.4.2. Gisements du Camp Ouest

La bande felsique du Camp Ouest comprend plusieurs dépôts connus, mais non exploités (Tab. 1-1). Seul le dépôt de Phelps Dodge a fait l'objet de travaux de nature académique (Kranidiotis, 1987; Kranodioris et McLean, 1987; MacLean et Kranodiotis, 1987; MacLean, 1988), la description des autres gisements se retrouve uniquement dans des rapports d'exploration. Seul le gisement Caber sera discuté ici, puisque ce secteur a fait l'objet de travaux pour cette thèse.

Le gisement de Caber (Fig. 1-16) se situe au sommet d'une unité rhyolitique de même signature géochimique que la Rhyolite du lac Watson du Flanc Sud, au niveau d'un horizon de tuffite équivalent à la Tuffite Clé retrouvée sur le Flanc Sud (Masson, 2000). Des laves mafiques à intermédiaires recouvrent le dépôt. Le dépôt est formé par deux lentilles de sulfures massifs séparées par une intrusion gabbroïque. La différence principale de Caber avec les gisements retrouvés sur le Flanc Sud est la présence à la base du gisement d'une bande importante de magnétite. La stratigraphie se fait tronquer par une faille majeure, la Faille de McIvor, et par le Pluton de McIvor. Ceci ne permet donc pas de déterminer si la présence de lentilles minéralisées plus haut dans la stratigraphie est possible au niveau de Caber. Néanmoins, à Caber Nord, situé au NW de Caber, des lentilles de SMV sont retrouvées au sein du Groupe de Wabassee (Masson, 2000).

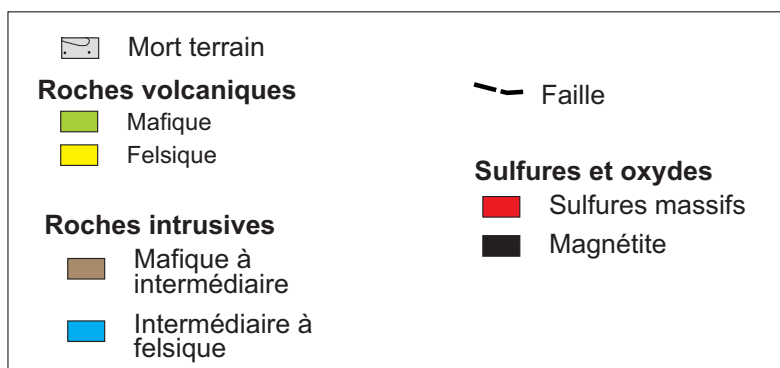
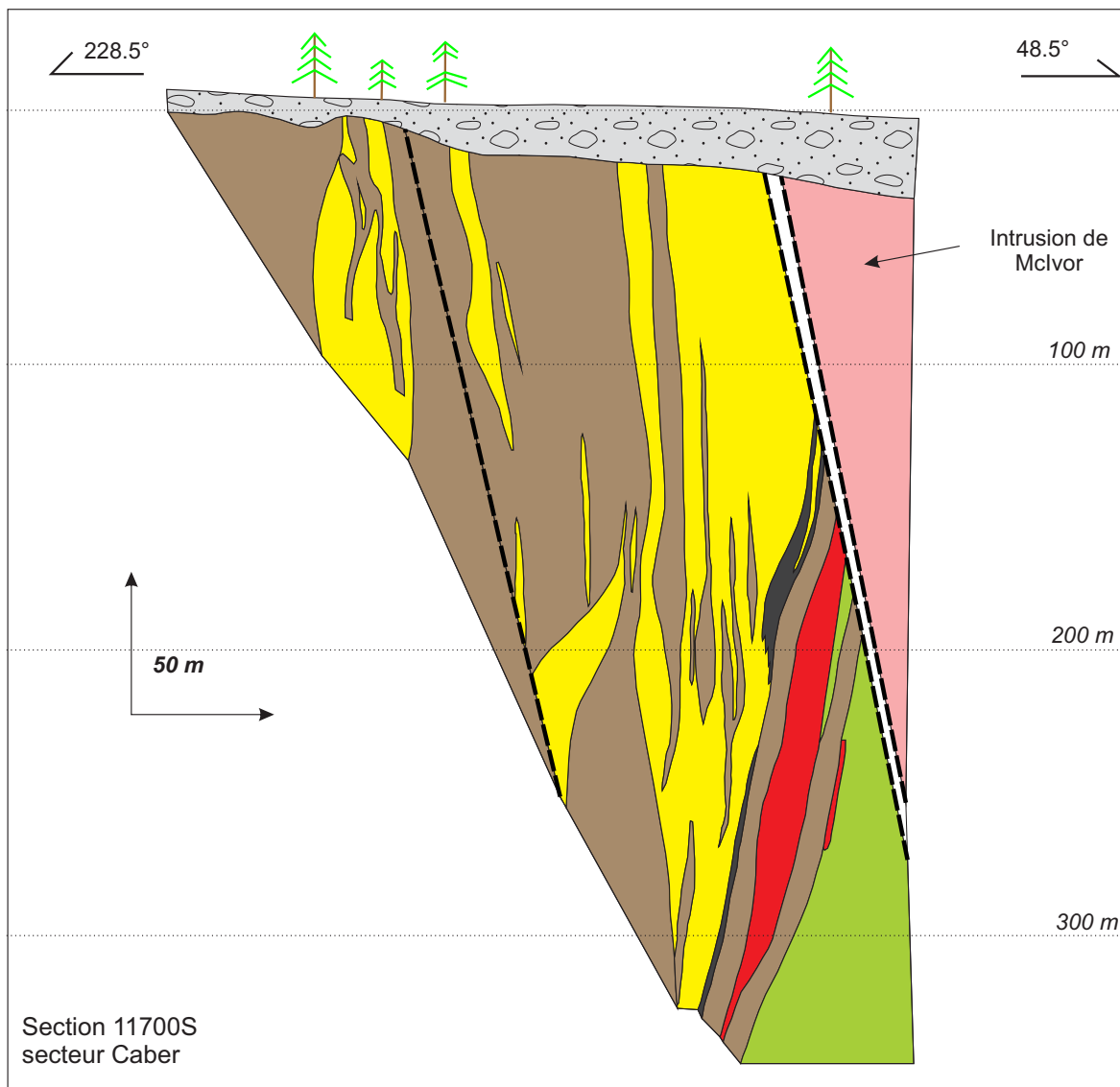


Figure 1-16 : Section schématique de la zone minéralisée de Caber montrant sa position stratigraphique au sommet de la Rhyolite du lac Watson présumée, la position de la zone à magnétite sous la lentille, ainsi que le reste de la stratigraphie. La stratigraphie est recoupée par la Faille de Mclvor.

1.5. Terminologie

Afin d'éviter une confusion potentielle dans les descriptions de roches volcaniques, la terminologie utilisée dans la présente thèse est spécifiée ici. La description des roches volcanoclastiques suit la terminologie et la méthode de White et Houghton (2006).

- Amygdule: vésicule remplie partiellement ou totalement par un minéral secondaire (McPhie *et al.*, 1993).
- Hyaloclastite: roche volcanoclastique primaire qui se forme par un volcanisme effusif sous l'eau. La lave est refroidie par un processus de trempe (refroidissement rapide) et fragmentée au contact de l'eau. Les fragments sont déposés sous l'influence de l'écoulement de la lave. Au sens large, ceci inclut les brèches de coussins (White et Houghton, 2006). Au sens restreint, la hyaloclastite désigne des fragments anguleux de verre volcanique.
- Lobe: équivalent felsique d'un coussin de lave mafique. Les lobes de lave peuvent atteindre des dizaines de mètres de diamètre et sont texturalement zonés: un cœur cohérent cristallin avec une bordure d'obsidienne perlitique présentant une texture d'écoulement laminaire, le tout enveloppé d'une hyaloclastite vitreuse (Yamagishi et Dimroth, 1985; Yamagishi 1987,1991; Kano *et al.*, 1991). Les vésicules sont concentrées seulement dans la partie supérieure du lobe et sont souvent alignées parallèlement à la texture d'écoulement laminaire. Les bordures de lobes peuvent être nettes ou graduelles (McPhie *et al.*, 1993).
- Perlite: verre volcanique dans lequel se trouvent d'abondantes fines craquelures légèrement arrondies. Cette texture se développe en réponse à l'hydratation du verre volcanique. Bien que les fractures perlitiques ne soient pas dues au refroidissement de la lave (Marshall, 1961), les contraintes résiduelles acquises sont probablement partiellement responsables de leur formation (Allen, 1988).
- Sphérolite: texture de dévitrification de haute température du verre volcanique (Keith et Padden, 1963; Lofgren 1971; McPhie *et al.*, 1993; Fowler *et al.*, 2002). Les sphérolites consistent en des fibres cristallines radiales qui forment souvent des amas plus ou

moins sphériques. Dans les roches ignées riches en silice, les fibres cristallines consistent en feldspaths alcalins et/ou quartz. Plus de détails seront donnés à la section 6.1.

- Tholéiitique et calco-alcalin: distinction classique de deux séries magmatiques, les séries tholéiitiques et les séries calco-alcalines, d'après le comportement des éléments majeurs dans le magma (p. ex. Wilson, 1996). Les séries tholéiitiques sont caractérisées par une augmentation de la teneur en fer et en titane dans les basaltes, dû à la cristallisation de minéraux silicatés riches en magnésium et pauvres en Fe-Ti tels que l'olivine et le pyroxène (Le Maitre *et al.*, 2002). À partir de l'andésite basaltique, les oxydes de Fe-Ti cristallisent et les concentrations en Fe-Ti diminuent jusqu'à la rhyolite (Miyashiro, 1974; Toplis et Carroll, 1995). Pour les séries calco-alcalines, le magma est assez oxydé ou riche en eau pour précipiter des quantités significatives d'oxydes de Fe-Ti dans les basaltes, donc ces éléments diminuent continuellement dans le magma avec la différenciation, du basalte jusqu'à la rhyolite (Arculus, 2003). En plus des différences dans le comportement du fer et du titane, les séries tholéiitiques et calco-alcalines se distinguent par les concentrations de potassium et l'aluminium (Middlemost, 1975; Gill, 1981; Wilson, 1996). Ces distinctions des deux séries basées sur les éléments majeurs sont parfaitement applicables aux roches fraîches, mais pour les roches métamorphisées et altérées comme celles de Matagami, il est préférable d'utiliser les éléments traces immobiles (Zr, Y, Th, Yb, etc.) tel que discuté au chapitre 4.
- Texture d'écoulement laminaire (*flow banding*): les textures d'écoulement laminaire se forment en réponse à l'écoulement d'une lave visqueuse. Elles sont communes dans les laves cohérentes felsiques et intermédiaires. Les foliations sont définies par des variations : de la composition, du contenu en vésicules, de la cristallinité, de la granulométrie, de l'abondance en sphérolites, du degré de dévitrification ou de la couleur (McPhie *et al.*, 1993). Plus de détails seront donnés à la section 6.1.
- Tuffite: dans la région de Matagami, roche composée d'un mélange de débris volcanoclastiques et sédimentaires avec une composante exhalative (silice, sulfures) (Sharpe, 1968; Liaghat et MacLean, 1992).

- Vésicule: bulle formée par l'exsolution de volatiles lors de la mise en place de la lave ou dans le conduit volcanique (McPhie *et al.*, 1993).

1.6. Organisation de la thèse

Suite au présent chapitre contextuel, cette thèse s'articule en sept chapitres :

- Le chapitre 2 présente la problématique de la thèse, les objectifs et les méthodes utilisées. Il se conclut par une discussion sur les publications liées à cette thèse.
- Le chapitre 3 montre une nouvelle vision de la géologie régionale de Matagami suite aux travaux effectués par le MRN et par l'auteure. Ce chapitre comprend la présentation de la nouvelle carte géologique de la région, de la nouvelle colonne stratigraphique et une brève description des conclusions structurales résultant des nouveaux travaux, ainsi qu'un modèle 3D.
- Le chapitre 4 présente en détail les travaux de géochimie et de stratigraphie effectués au cours de ce projet de recherche. Chaque unité volcanique est présentée en détail. L'altération hydrothermale des roches volcaniques est ensuite discutée. Pour finir, une discussion sur l'environnement tectonique de déposition des laves est présentée.
- Le chapitre 5 est dédié à l'aspect géochronologique. Il présente une revue bibliographique des âges obtenus avant le projet, les nouveaux âges obtenus par la CGC dans le cadre de ce doctorat, et les âges obtenus par le MRN. La compilation de tous ces résultats forme la conclusion de ce chapitre.
- Le chapitre 6 est consacré aux travaux de volcanologie, en débutant par les observations sur les roches felsiques du Flanc Sud, et l'interprétation de leur mise en place. La Rhyolite de Bracemac sert d'exemple type, puis les roches du Groupe du lac Watson et la Rhyolite de Dumagami sont présentées. Ensuite, les roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassée sur le Flanc Sud sont abordées.

- La discussion forme le chapitre 7. Une reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud est d'abord présentée. Par la suite, trois modèles de mise en place des lentilles de SMV en lien avec la volcanologie sont illustrés. Pour finir, une discussion sur la pétrogenèse et le contexte tectonique des laves est présentée, incluant un modèle suivant l'approche actualiste; une discussion sur la tectonique des plaques à l'Archéen clôture cette discussion.
- Les conclusions sont présentées au chapitre 8, ainsi que des propositions pour des travaux futurs.

Enfin, les références sont listées dans le dernier chapitre. Les annexes comprennent une version non simplifiée de la nouvelle carte géologique discutée au Chapitre 3 (Annexe 1), la version acceptée de l'article de géochronologie parue dans l'édition spéciale d'Economic Geology en janvier 2014 (Annexe 2) et les analyses géochimiques utilisées dans cette thèse (Annexe 3).

CHAPITRE 2: PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET MÉTHODES

Ce chapitre présente la problématique, les objectifs et les méthodes utilisées pour ce projet doctoral. La problématique est divisée en cinq parties: (1) l'architecture volcanique et les centres éruptifs; (2) la stratigraphie et les corrélations; (3) l'altération hydrothermale; (4) les processus magmatiques et l'environnement tectonique; et (5) la chronologie des événements. Les objectifs et méthodes de l'étude sont subséquentement décrits selon trois aspects: la géochimie, la géochronologie et la volcanologie. Pour finir, les publications reliées à cette étude sont présentées.

2.1. Problématique

La plupart des gisements de SMV du camp de Matagami ont été découverts entre les années 1950 et 1970. Ce sont les méthodes géophysiques suivies de forages qui ont permis leur détection directe (p. ex. Joklik, 1960). Ces techniques sont très performantes, mais sont utiles pour des gisements à faible profondeur. Les premiers dépôts découverts étaient localisés proche de la surface, à l'exception des gisements de Bell Allard et Norita Est (Tab. 1-1), trouvés après l'exploitation de gisements moins profonds à proximité. Le potentiel de découverte de nouveaux gisements dans les 300 premiers mètres de terrain semble faible dans le camp de Matagami. Il faut maintenant s'attendre à trouver des gisements plus en profondeur, et par conséquent, il est nécessaire d'adapter les méthodes d'exploration. Tel qu'évoqué au Ch. 1, un vaste projet de recherche multidisciplinaire, multi-compagnies, multi-universités et impliquant également la CGC et le MRN, a été entamé en 2008 afin de proposer ultimement de nouveaux concepts et outils pour l'exploration des SMV à Matagami. Le présent doctorat représente le volet volcanologique, stratigraphique et litho-géochimique du projet.

2.1.1. Architecture volcanique et minéralisations

Dans plusieurs districts miniers à SMV, les études volcanologiques se sont avérées utiles pour comprendre l'histoire géologique de la région, positionner les gisements ou les indices minéralisés dans la séquence volcanique, et éventuellement guider l'exploration (p. ex. Allen,

1992; Gibson et Kerr, 1993; Allen *et al.*, 1996; Lafrance *et al.*, 2000; DeWolfe *et al.*, 2009; Rogers *et al.*, 2014). Ces reconstructions illustrent le lien spatial entre la position des centres éruptifs des unités volcaniques, les conduits hydrothermaux, les failles synvolcaniques et les gisements (Fig. 2-1; Gibson *et al.*, 1999; Gibson et Galley, 2007). Une bonne compréhension de l'architecture volcanique d'un secteur, alliée à une connaissance de l'altération hydrothermale, peut donc constituer une aide précieuse à l'exploration pour les SMV, y compris pour l'exploration en profondeur. Toutefois, de telles études n'ont pas été effectuées à Matagami, notamment à cause du manque d'affleurements à proximité des mines, ce qui a grandement limité la cartographie des faciès volcaniques.

Lien entre la volcanologie et les minéralisations

Dans une séquence volcanique dominée par des laves cohérentes, comme c'est le cas à Matagami, les fluides hydrothermaux responsables de la formation de lentilles de sulfures massifs empruntent les plans de faiblesse dans la séquence volcanique (cf. Ch. 1). Plusieurs auteurs ont ainsi prouvé le lien spatial entre les lentilles de sulfures massifs et les centres éruptifs volcaniques, mafiques ou felsiques, à l'échelle du gisement ainsi que du district, par exemple dans le camp de Noranda (Knuckey *et al.*, 1982; Gibson, 1990; Gibson et Watkinson, 1990; Gibson *et al.*, 1993; Kerr et Gibson, 1993) (Fig. 2-1). La littérature illustre le lien spatial entre les failles synvolcaniques et la position des sulfures massifs, mais également la position préférentielle des lentilles dans les roches poreuses, incluant les roches bréchiques. Étant donné les résultats fructueux obtenus par les études volcanologiques dans le camp de Noranda et ailleurs (Gibson, 1990; Gibson et Watkinson, 1990; Gibson *et al.*, 1999), il est intéressant de tester l'apport de la volcanologie pour l'exploration des SMV dans le camp de Matagami.

Mécanisme de déposition des unités volcaniques

Afin de reconstruire l'architecture volcanique de la région de Matagami, il est nécessaire de comprendre les mécanismes de mise en place de chaque unité volcanique. La Rhyolite du lac Watson est l'unité la plus intrigante en raison de sa grande étendue, son épaisseur et de sa réputation de lave majoritairement massive. Il est facile de l'identifier par sa position stratigraphique sous la Tuffite Clé, ainsi que par ses caractéristiques géochimiques (voir Ch. 4).

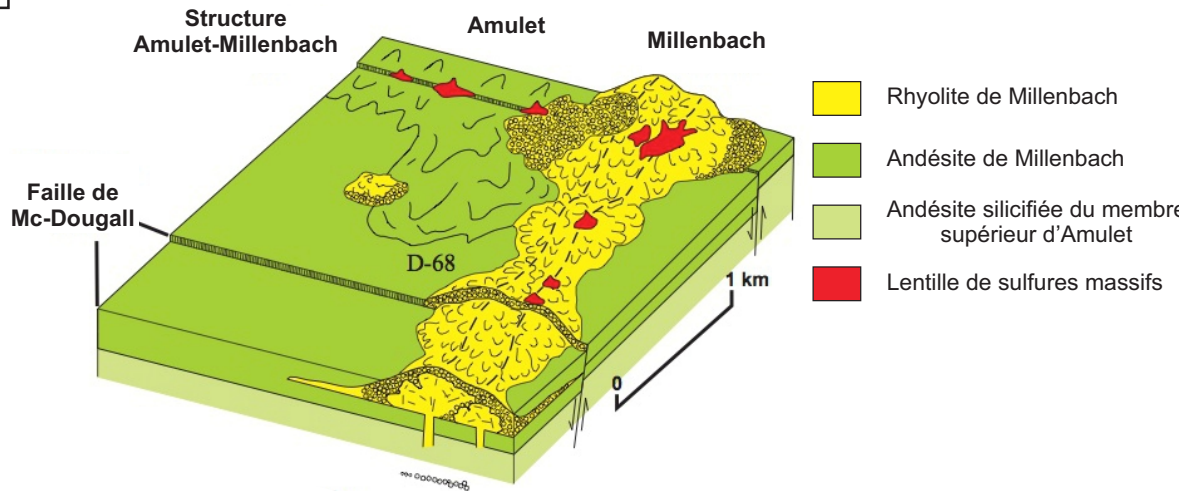
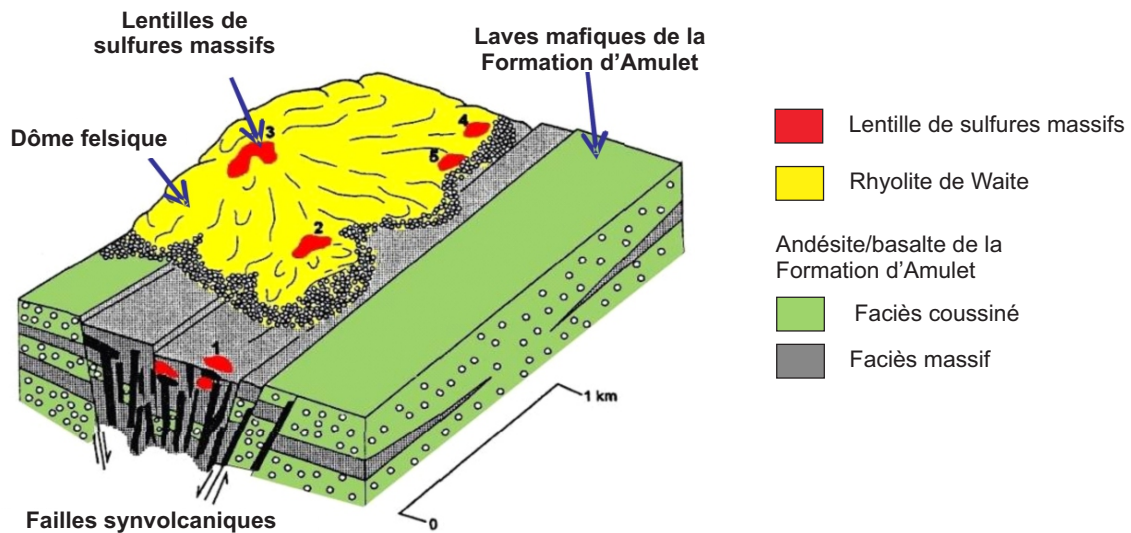
A**B**

Figure 2-1 : Schémas montrant le lien entre les structures synvolcaniques et les lentilles de sulfures massifs volcanogènes dans le secteur de Rouyn-Noranda (Gibson *et al.*, 1999; Gibson et Galley, 2007). (A) Cet exemple illustre le contrôle structural sur le volcanisme et la décharge hydrothermale. Les lentilles de SMV sont localisées le long de la faille synvolcanique d'Amulet-Millenbach. Les lentilles d'Amulet sont reliées au centre éruptif des roches mafiques de la Formation de Millenbach, alors que les lentilles de Millenbach sont reliées à la Rhyolite de la Formation de Millenbach (Gibson et Galley, 2007). (B) Ce schéma montre la reconstruction de la Rhyolite de Waite et les coulées d'andésite/basalte de la Formation d'Amulet au sein d'un graben (Gibson *et al.*, 1999). Cette image met en lumière le lien entre la position des gisements et les failles synvolcaniques (1-Old Waite, 2- East Waite, 3- Vauze, 4- Norbec et 5- D-zone; d'après Dimroth *et al.*, 1985; Gibson, 1990; Gibson et Galley, 2007). Au sein de l'unité felsique, les lentilles se retrouvent soit directement au niveau de l'évent, soit en périphérie dans les niveaux poreux de brèche qui surmontent des failles. Au sein des roches mafiques, les lentilles se retrouvent directement le long des failles synvolcaniques.

Les rhyolites actuelles ont une viscosité très importante; elles n'ont pas la possibilité de s'épancher facilement, mais forment typiquement des dômes ou des coulées épaisses et peu étendues (p. ex. de Rosen-Spence *et al.*, 1980; McPhie *et al.*, 1993), ou des éruptions explosives, que ce soit en environnement subaérien ou sous-marin. Les laves plus fluides, telles que les basaltes ou des rhyolites de faible viscosité, ont en revanche la possibilité de former des coulées étendues (p. ex. Dimroth *et al.*, 1978; McPhie *et al.*, 1993; Branney *et al.*, 2008). La Rhyolite du lac Watson a une épaisseur de plusieurs centaines de mètres sur le Flanc Sud, la littérature parle de 150 à 200 m (p. ex. Piché, 1991) et semble être présente partout dans le camp de Matagami (Flanc Sud, Flanc Nord, Camp Ouest). L'extension latérale de cette unité (plus de 15 km sur le Flanc Sud) ne correspond pas aux modèles d'épanchements classiques des unités felsiques sous-marines, et pourrait suggérer une viscosité anormale. De surcroît, les descriptions des géologues d'exploration basés sur les forages convergent vers une lave homogène, cohérente (massive), avec peu de faciès fragmentaires. D'après Piché (1991), le tiers supérieur de cette unité représente surtout des faciès massifs, et c'est précisément cette partie qui est la plus forée.

Quels sont les mécanismes de mise en place de cette unité? S'agit-il d'un seul évènement provenant d'un unique événement? Les autres unités felsiques, plus locales, suivent-elle les mêmes mécanismes de mise en place? Y a-t-il vraiment si peu de roches fragmentaires associées à cette unité? N'a-t-on pas de matériel poreux permettant de développer de la minéralisation par remplacement? Y a-t-il un lien entre les événements de la Rhyolite du lac Watson et les zones minéralisées?

2.1.2. Stratigraphie et corrélation de la région de Matagami

La stratigraphie de la région de Matagami, définie premièrement par Sharpe (1968) puis détaillée par Beaudry et Gaucher (1986) et Piché (1991), est bien connue au niveau des différents gisements exploités. Cependant, la corrélation entre les différents secteurs (le Flanc Sud, le Flanc Nord, le Camp Ouest et la Plaine Centrale) est encore loin d'être établie (Fig. 2-2). Sont-ce les mêmes formations volcaniques au sein de ces différents secteurs?

Chimico-stratigraphie

Les bases de données lithogéochimiques des compagnies minières, notamment Xstrata Zinc Canada, comportent principalement des analyses d'éléments majeurs et de quelques éléments en trace. Les classifications géochimiques utilisées par ces compagnies sont basées principalement sur trois éléments immobiles: Zr, Ti et Al, et représentées dans un diagramme ternaire (Fig. 2-3). Ce diagramme est un très bon outil pour différencier les roches felsiques des roches mafiques, ainsi que pour discriminer certaines unités felsiques entre elles. Cependant, la discrimination des unités mafiques à intermédiaires entre elles est moins évidente avec ce diagramme. Une autre limite à ce moyen de classification est qu'il ne prend en compte que trois éléments, et néglige ainsi plusieurs paramètres importants pour la discrimination, notamment l'affinité magmatique des unités.

Serait-il possible de trouver des facteurs discriminants permettant de différencier toutes les unités volcaniques? Combien d'unités composent le camp? Et quelle est leur position stratigraphique?

Corrélation entre les secteurs

D'un point de vue régional, certaines unités ont été décrites sur le Flanc Sud ainsi que le Flanc Nord, par exemple la Rhyolite de Dumagami. Cependant cette unité ne se situe possiblement pas partout à la même position stratigraphique (cf. Fig. 2-2). S'agit-il de la même unité volcanique, et dans ce cas, comment expliquer les divergences stratigraphiques? En général, est-il possible de comparer les différentes rhyolites entre le Flanc Sud et le Camp Ouest en termes chimiques, temporels et volcanologiques?

Le lien géométrique et stratigraphique entre le Flanc Sud et le Camp Ouest n'est pas encore compris. Une hypothèse proposée au cours des dernières années met en jeu un synclinal qui fait affleurer dans le Camp Ouest les mêmes unités volcaniques felsiques que sur le Flanc Sud (Fig. 2-4). Cette hypothèse est basée sur le fait qu'une rhyolite ayant une signature géochimique similaire à la Rhyolite du lac Watson est retrouvée le long du Camp Ouest. Celle-ci est surmontée par un niveau exhalatif qui est comparé à la Tuffite Clé du Flanc Sud, et le gisement de Caber se situe à cette position stratigraphique.

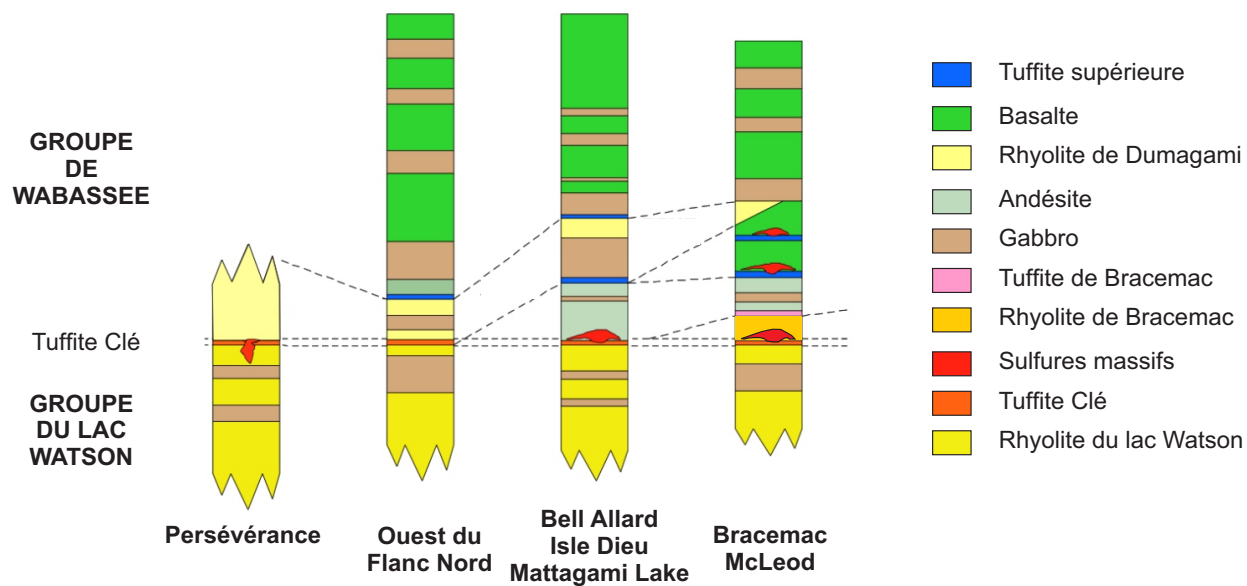


Figure 2-2 : Colonnes stratigraphiques schématiques de différents secteurs au sein du Flanc Sud, ainsi que de l'ouest du Flanc Nord, traduit de Adair *et al.* (2009). Les corrélations stratigraphiques des différents secteurs sont illustrées par des pointillés. Les lentilles de sulfures massifs sont remplacées à leur position stratigraphique.

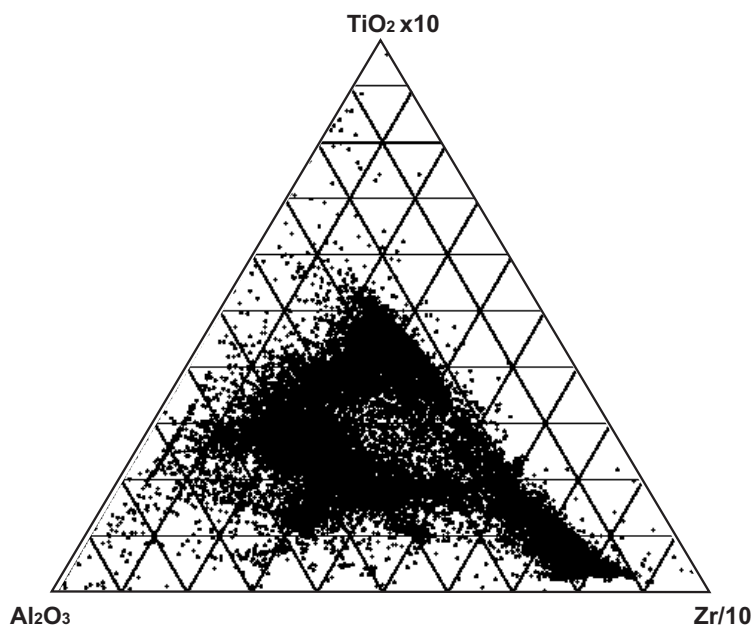


Figure 2-3 : Diagramme Al_2O_3 - TiO_2 -Zr de discrimination géochimique des unités volcaniques du camp minier de Matagami d'après Xstrata Zinc (30 208 analyses; M. Dessureault, *comm. pers.*, 2009)

S'il est possible de corréler la stratigraphie du Camp Ouest avec celle du Flanc Sud, très prolifique en SMV, le Camp Ouest devient encore davantage une zone d'intérêt pour l'exploration. Cette corrélation n'a pas encore pu être établie fermement et aucune correspondance géochronologique entre le Flanc Sud et le Camp Ouest n'est documentée.

Corrélation des niveaux minéralisés du Groupe de Wabassee

La grande majorité des gisements du camp minier de Matagami est située au niveau stratigraphique de la Tuffite Clé, au sommet de la Rhyolite du lac Watson, souvent au contact de roches volcaniques mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee (p. ex. Sharpe, 1968; Piché *et al.*, 1993; Adair *et al.*, 2009). Cependant, le gisement New Hosco, exploité sur le Flanc Nord entre 1963 et 1970, est situé plus haut dans la séquence, à l'intérieur du Groupe de Wabassee (p. ex. Piché, 1991). Dans le même ordre d'idées, les travaux d'exploration sur le Flanc Sud dans les secteurs d'Orchan Ouest et de Bracemac ont mis en évidence des lentilles de sulfures massifs à l'intérieur du Groupe de Wabassee (Fig. 2-5). Ces lentilles minéralisées semblent associées à des tuffites supérieures, ayant une continuité plus restreinte que la Tuffite Clé. Ces tuffites supérieures sont intercalées au sein des roches volcaniques mafiques à intermédiaires, visuellement similaires entre elles. L'extension latérale des tuffites supérieures, ainsi que leur position stratigraphique précise, sont des paramètres difficiles à contraindre. Serait-il possible de mieux déterminer, grâce à la chimico-stratigraphie, à quel niveau dans le Groupe de Wabassee ces lentilles de SMV et tuffites supérieures se sont déposées afin de suivre les dits horizons à l'échelle du Flanc Sud?

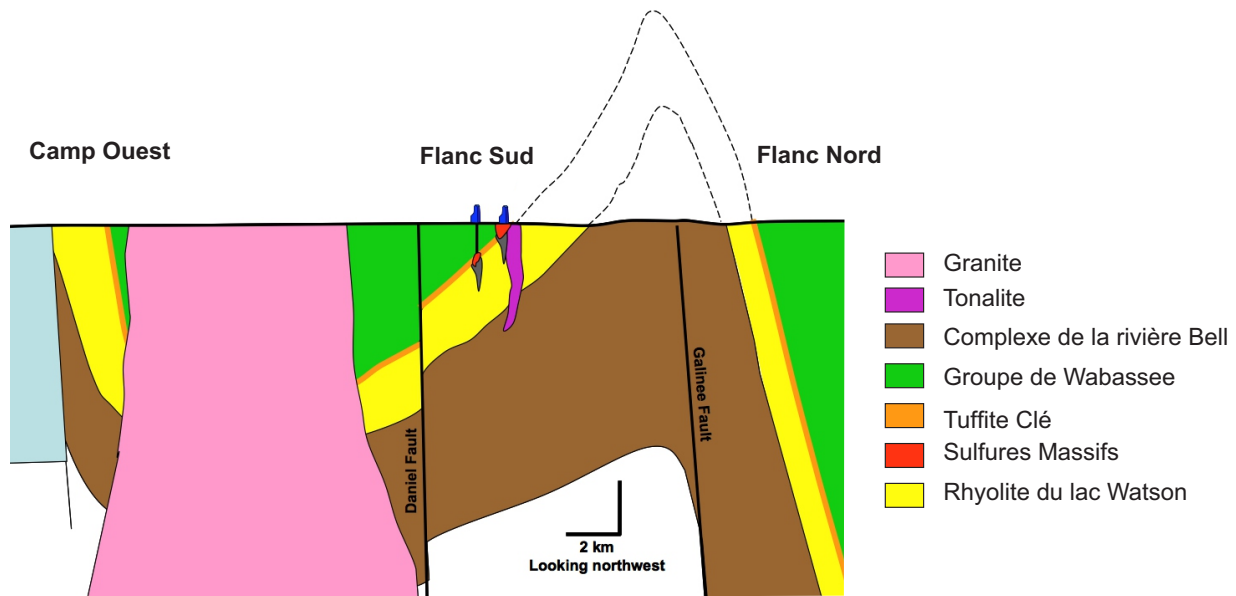


Figure 2-4 : Coupe schématique est-ouest du camp de Matagami. Ce schéma illustre l'hypothèse reliant le Camp Ouest au Flanc Sud par un grand synclinal, d'après Carr *et al.* (2008).

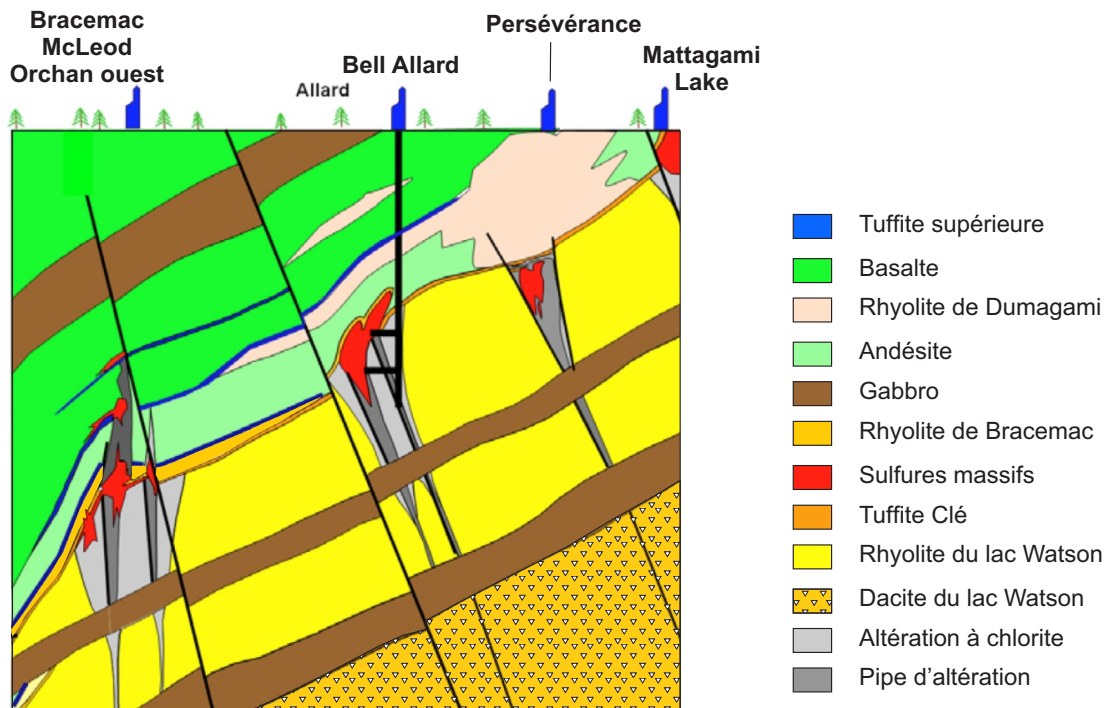


Figure 2-5 : Section schématique du Flanc Sud. Les lentilles de SMV typiques au niveau de la Tuffite Clé sont représentées pour les secteurs de Mattagami Lake, Persévérance, Bell Allard et Bracemac-McLeod. Sont aussi représentées les lentilles dites de « *stacking* » dans le secteur de Bracemac-McLeod, avec une connexion de l'altération hydrothermale entre les lentilles à différents niveaux stratigraphiques. Repris de Adair *et al.* (2009).

2.1.3. Altération hydrothermale

L'altération hydrothermale est une conséquence à l'échelle régionale de la circulation de fluides et accompagne la formation de lentilles de sulfures massifs. L'étude de la distribution des changements géochimiques liés à l'hydrothermalisme peut alors permettre de localiser les lentilles de sulfures massifs (Franklin *et al.*, 1981, 2002; Knuckey *et al.*, 1982; Campbell *et al.*, 1984; Lydon, 1984; Gibson, 1990; Gibson et Watkinson, 1990; Gibson *et al.*, 1993; Kerr et Gibson, 1993; Hannington *et al.*, 1998; Barrie et Hannington, 1999; Gibson *et al.*, 1999; Gemmell *et al.*, 2001; Large *et al.*, 2001; Allen et Weihed, 2002; Galley, 2003; Gibson *et al.*, 2003; Franklin *et al.*, 2005; Herrington *et al.*, 2005; Gifkins *et al.*, 2005; Galley, 2007; Huston *et al.*, 2011; Shanks *et al.*, 2012). Cette approche a été utilisée depuis longtemps à Matagami (p. ex. Barrett et MacLean, 1994), mais n'a pas encore été appliquée à l'ensemble de la stratigraphie de la région dans la littérature.

2.1.4. Processus magmatiques et environnements tectoniques

Les compositions des magmas anciens peuvent être interprétées en termes d'environnements tectoniques dans une approche actualiste (p. ex. Erlank et Kable, 1976; Wood *et al.*, 1979; Wood, 1980; Pearce *et al.*, 1984; Meschede, 1986; Agrawal *et al.*, 2008; Pearce, 2008). La tectonique à l'Archéen est cependant un sujet de débat pour la communauté scientifique. Certains auteurs remettent en doute la présence de zones de subduction et l'applicabilité de la tectonique des plaques telles qu'observée au Phanérozoïque. Ces auteurs soutiennent que les vestiges archéens ne présentent pas les caractéristiques des assemblages litho-tectoniques qui forment les arcs magmatiques actuels, ni des zones d'extension lithosphériques actuelles (Hamilton, 1998, 2007; Bédard, 2003, 2009; Bédard *et al.*, 2003; Stern, 2008; van Hunen *et al.*, 2008; McCall, 2010). D'un point de vue géochimique, les arguments existent pour une tectonique des plaques active à l'Archéen, impliquant la formation de magma par des processus de subduction (Van Kranendonk *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2002; Wyman *et al.*, 2002; Wyman, 2003; Cawood *et al.*, 2006; Wyman et Kerrich, 2009; Hoffmann *et al.*, 2010) alors que d'autres auteurs expliquent les mêmes signatures par des processus d'assimilation crustale (Green et Pearson, 1987; Ryerson et Watson, 1987; Davies, 1992; Hamilton, 1998; Lentz, 1998; Morris *et al.*, 2000; Whalen *et al.*, 2004; Stern, 2005; Witze, 2006; Pearce, 2008; Piercey, 2011; Bédard *et al.*, 2013).

L'étude de la pétrogenèse et des environnements tectoniques des roches de Matagami n'a pas été effectuée jusqu'à présent, à l'exception de la classification des rhyolites comme des FIII (Hart *et al.*, 2004; Gaboury *et al.*, 2008). Il serait intéressant d'étudier les processus expliquant la composition des magmas, et de déterminer s'il y a une évolution temporelle ou spatiale de ces processus dans les roches volcaniques de Matagami. Les résultats obtenus pour les roches de Matagami pourront être intégrés dans des modèles de tectonique archéenne, actualistes ou non.

2.1.5. Chronologie des événements

Les roches volcaniques de la région de Matagami ont été datées dans le cadre d'une étude sur la Sous-province de l'Abitibi (Mortensen, 1993). La Rhyolite du lac Watson a ainsi été datée à $2724,5 \pm 1,8$ Ma. Une rhyolite du Flanc Nord a donné un âge de $2723,1 \pm 0,8$ Ma. Avec la précision de 2σ , Mortensen (1993) conclut que le volcanisme de la région de Matagami a été actif entre 2726,3 et 2722,4 Ma, soit pour une durée maximale de 3,9 Ma. Étant donné l'aspect régional de cette étude, les unités échantillonnées ne représentent pas toutes les unités felsiques clés pour permettre la corrélation entre les différents secteurs du camp de Matagami.

Il reste encore quelques questions sans réponse au niveau géochronologique. Est-il possible de préciser en combien de temps le volcanisme a été actif à Matagami? En combien de temps s'est déposée la Tuffite Clé, niveau stratigraphique représentant la période de formation des gisements? Peut-on corréler le Flanc Sud et le Camp Ouest? Peut-on obtenir une chronologie de déposition des différentes unités felsiques?

2.2. Objectifs

L'objectif ultime du projet est d'arriver à reconstruire l'architecture volcanique dans certains secteurs prédéfinis par le comité aviseur du projet¹ (Bracemac-McLeod, Persévérance, Caber) puis de généraliser si possible à l'échelle de la région de Matagami. Pour y arriver, plusieurs objectifs sont à atteindre, prenant en compte premièrement la géochimie, puis la géochronologie et finalement la volcanologie.

2.2.1. La géochimie et ses objectifs

Dans le but de comprendre la géologie de la séquence volcanique de Matagami, il est nécessaire de définir la stratigraphie avec précision dans chaque secteur et suivre les unités latéralement. La géochimie permet de déterminer des populations de laves ayant des caractéristiques similaires pour bâtir une chimico-stratigraphie, ce qui est un des critères clés pour la reconstruction de l'architecture volcanique. En combinant les analyses des compagnies minières sur de nombreux échantillons (éléments majeurs et quelques traces), et les nouvelles analyses complètes de cette étude (incluant les éléments en trace par ICP-MS, spectromètre de masse avec plasma à couplage inductif), les différentes unités volcaniques pourront être identifiées et suivies dans l'espace. Spécifiquement, les unités volcaniques pourront être tracées entre les sections géologiques au sein d'un secteur, puis d'un secteur à l'autre sur le Flanc Sud. Les récentes découvertes de lentilles dans le Groupe de Wabasee montrent la nécessité de se positionner dans la stratigraphie afin de repérer les unités qui sont propices à contenir ces lentilles de sulfures massifs. Cette précision accrue dans la stratigraphie des laves mafiques à intermédiaires nécessite d'utiliser plus d'éléments chimiques que les banques de données historiques le permettent. Après cette caractérisation de détail, l'objectif est de revenir aux données historiques pour déterminer des facteurs de discrimination. Ce travail détaillé sera

¹ Le comité aviseur du projet, qui se réunissait deux fois par année, était constitué de représentants des quatre compagnies impliquées (XStrata, Donner Metals, SOQUEM, Breakwater Ressources), des trois universités (INRS, UQAC, Polytechnique), ainsi que de la CGC et du MRN, et à l'occasion du réseau DIVEX.

ciblé sur le Flanc Sud, mais la géochimie permettra également de réviser la stratigraphie régionale, y compris dans la Plaine Centrale, en incorporant les nouvelles analyses du MRN. La base de données régionale servira aussi à proposer des idées sur l'environnement tectono-volcanique de mise en place des laves dans la région de Matagami.

2.2.2. La géochronologie et ses objectifs

Le premier objectif des études géochronologiques réalisées à la CGC et par le MRN (voir détails ci-dessous) est d'obtenir l'âge de cristallisation des principales unités volcaniques felsiques afin de les replacer dans le temps, et par extension, de dater le volcanisme de la région. Deuxièmement, la corrélation des différentes unités felsiques entre les secteurs pourra être testée, permettant de faire le lien entre les bandes de roches felsiques connues dans le camp. Pour finir, ces études permettront d'estimer le temps nécessaire à la mise en place de la succession volcanique, ainsi qu'à la déposition de la Tuffite Clé et des gisements de SMV. En résumé, ces études permettront une meilleure compréhension de l'évolution de la géologie et de la métallogénie de Matagami.

2.2.3. La volcanologie et ses objectifs

L'étude des variations de faciès des différentes unités volcaniques, incluant les laves felsiques du Groupe de Wabasee dont l'étendue est assez locale, permettra de comprendre le mode de mise en place de chaque unité volcanique et idéalement d'en localiser le ou les centre(s) effusif(s). Un examen de la correspondance entre la position des centres effusifs et la position des lentilles de sulfures massifs pourra alors être effectué. Cette approche sera particulièrement intéressante pour les unités felsiques comme la Rhyolite du lac Watson et la Rhyolite de Bracemac qui entourent les lentilles de SMV de Bracemac et de McLeod. En cas de bonne correspondance, ceci permettrait de développer des vecteurs pour l'exploration minière à plus grande profondeur que les outils géophysiques (cf. Fig. 2-1). Cette étude volcanologique vise aussi à examiner de façon plus générale le lien entre les faciès volcaniques et la minéralisation à Matagami.

2.3. Méthodes

Cette partie débute avec la localisation des différentes sections géologiques utilisées, puis détaille les approches géochimiques, géochronologiques et volcanologiques retenues. Trois étés de terrain ont été consacrés aux forages et à la cartographie de détail de certains affleurements clés sur le Flanc Sud. L'auteure a également travaillé six mois pour le MRN pendant le doctorat, dont trois mois sur le terrain, ce qui permet d'apporter une nouvelle vision régionale présentée aux chapitres 3 et 4.

2.3.1. Localisation des secteurs d'étude

La géologie précambrienne de la région de Matagami est connue seulement par un relativement faible nombre d'affleurements, en raison de la présence d'épais dépôts quaternaires. Le travail a donc essentiellement été effectué à partir de carottes de forage. Les forages décrits et échantillonnés ont été choisis sur des sections verticales généralement orientées perpendiculairement aux couches (Figs. 2-6 à 2-13).

Les secteurs prédéfinis par le comité aviseur du projet se situent sur le Flanc Sud et le Camp Ouest (Fig. 2-6). Sur le Flanc Sud, il s'agit des secteurs de Bracemac-McLeod et de Persévérance. Sur le Camp ouest, ce sont les secteurs de Caber et Caber Nord qui ont été sélectionnés. Le secteur d'Orchan/Orchan Ouest, au centre du Flanc Sud, a été ajouté à l'initiative de l'auteure pour mieux faire le lien entre les extrémités du Flanc Sud.

Les gisements Bracemac et McLeod, mis conjointement en production en 2013, offraient une quantité de forages facilement accessibles, le travail a donc débuté dans ce secteur. Ceci a favorisé les échanges avec les géologues d'exploration, qui travaillaient sur ces gisements au début de cette étude. Six sections ont été sélectionnées contenant un total de 11 forages, ce qui correspond à 6 552 mètres de carottes sur les 14 540 mètres observés pour ce doctorat, soit 45 % des forages étudiés (Figs. 2-7 à 2-9). Parmi ces sections, deux ont été considérées comme des sections types, puisque traversant la totalité de la stratigraphie et les lentilles de SMV de Bracemac et de McLeod (Fig. 2-8).

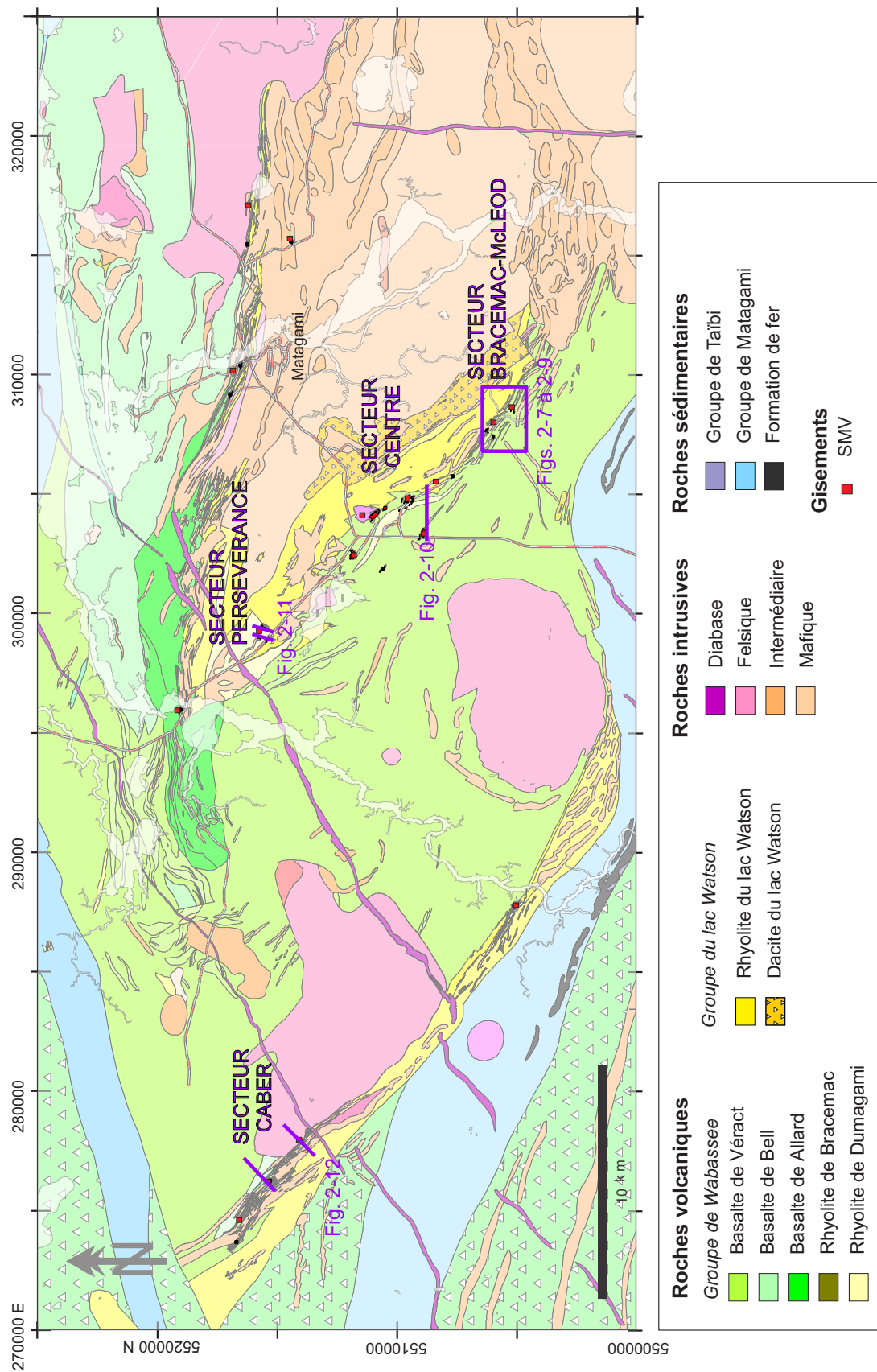


Figure 2-6 : Carte géologique simplifiée de Matagami d'après Roy et Allard (2006), montrant la position des secteurs étudiés. UTM zone 18 NAD 83.

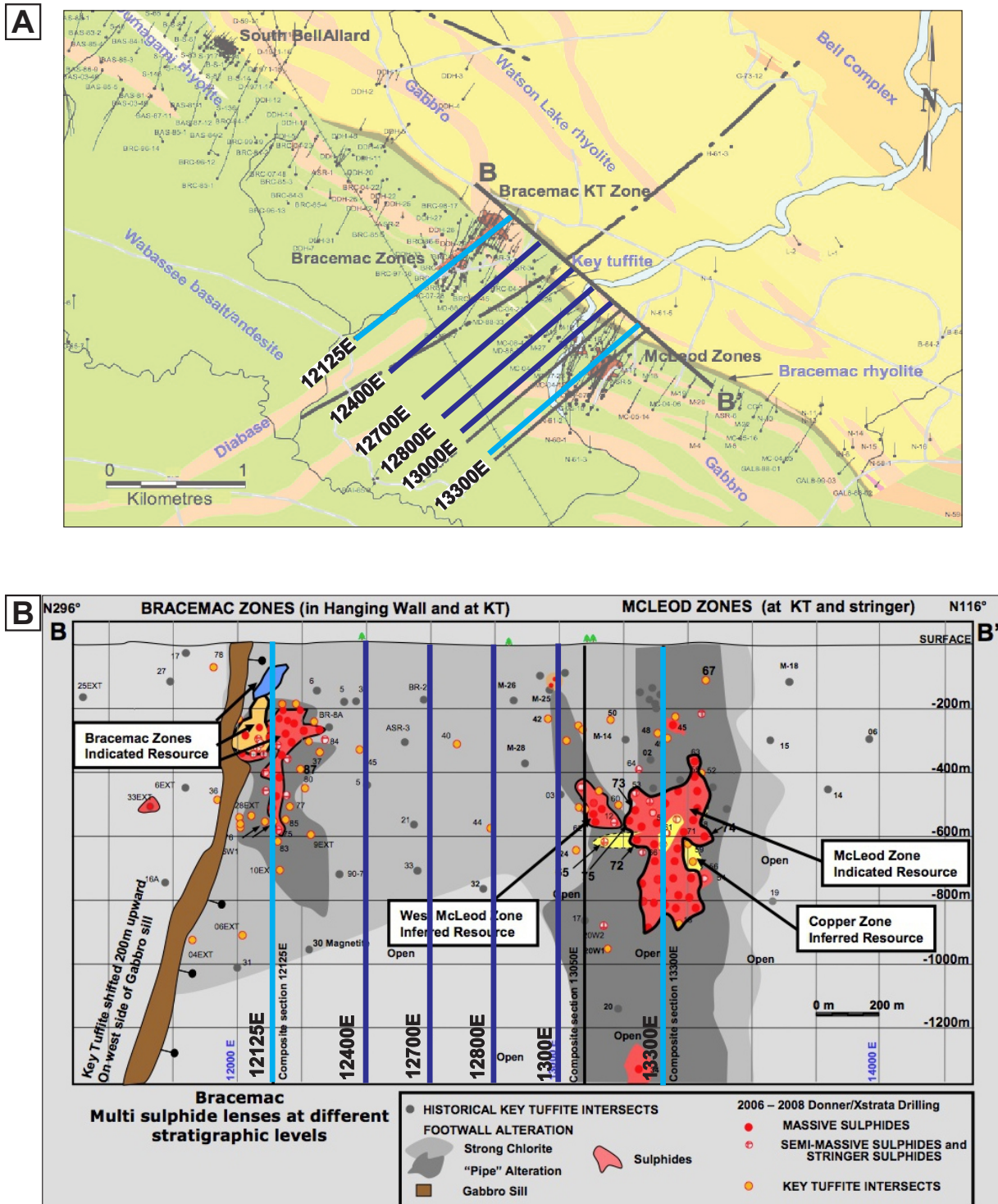


Figure 2-7 : Localisation des sections étudiées dans le secteur de Bracemac-McLeod : (A) vue en plan sur la carte géologique et (B) vue le long de la longitudinale de la Tuffite Clé selon la section BB' de la figure A. En bleu clair sont illustrées les « sections types » (Fig. 2-8). Modifié d'après Adair *et al.* (2009).

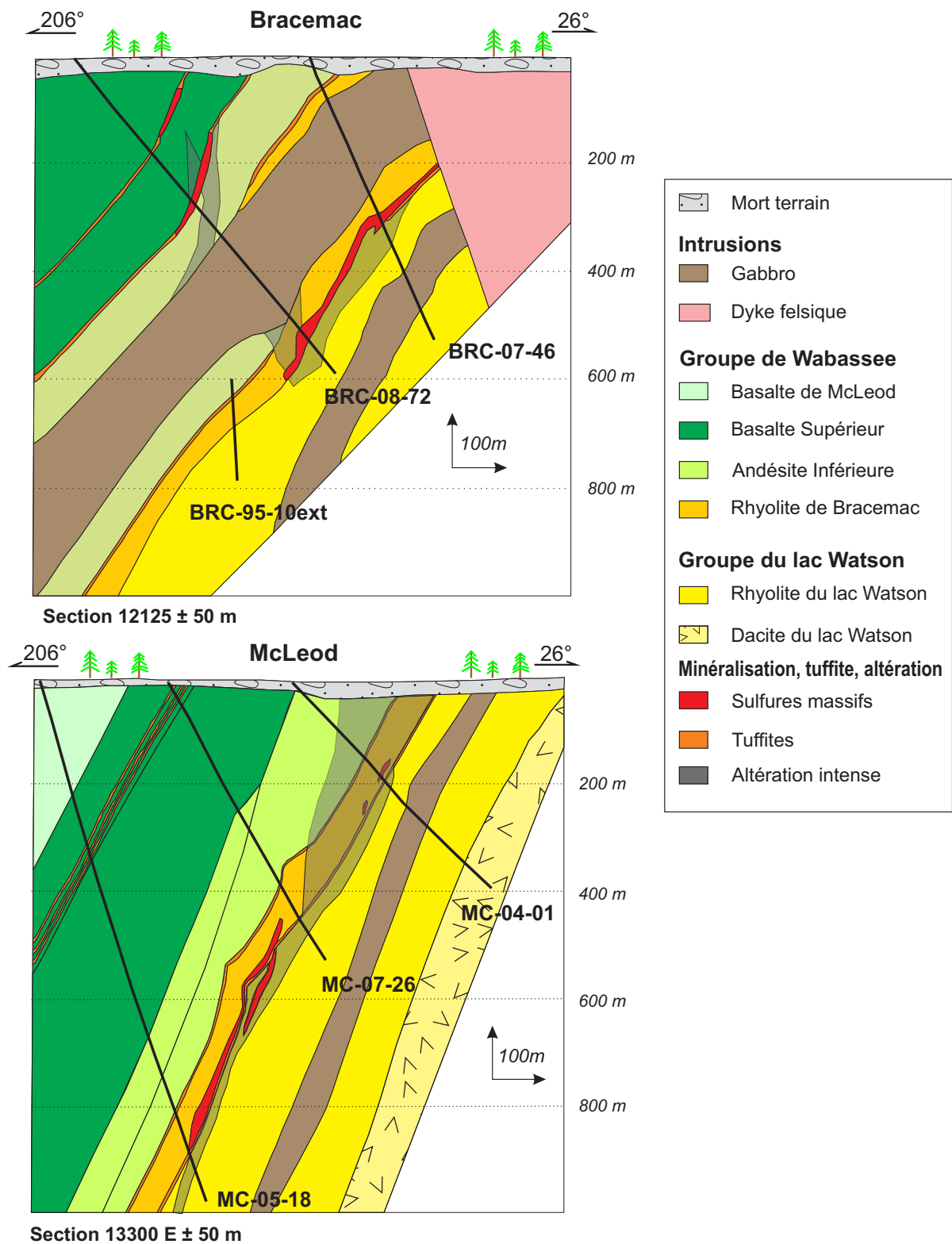


Figure 2-8: Sections typiques du secteur de Bracemac-McLeod (modifiées d'après Adair et al., 2009). Leur position en surface est montrée à la figure 2-7 en bleu pâle. Seuls les forages étudiés sont représentés.

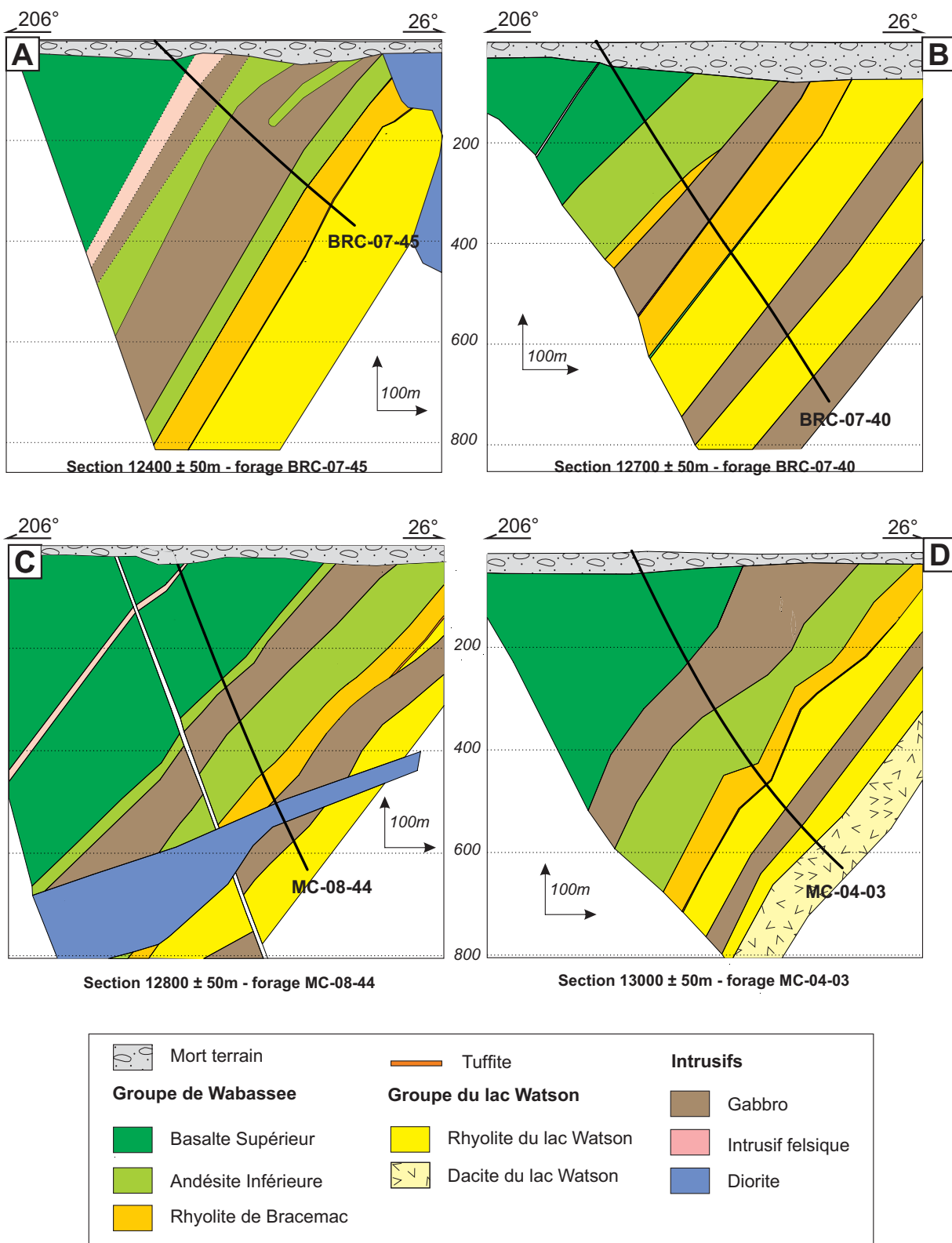


Figure 2-9 : Sections étudiées dans le secteur de Bracemac-McLeod. Leur position en surface est montrée à la figure 2-7 en bleu foncé. Les traits en gras représentent la trace des forages étudiés.

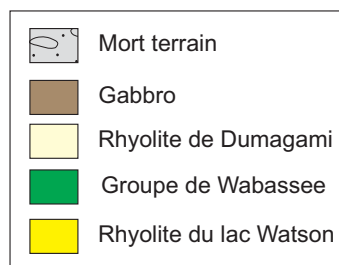
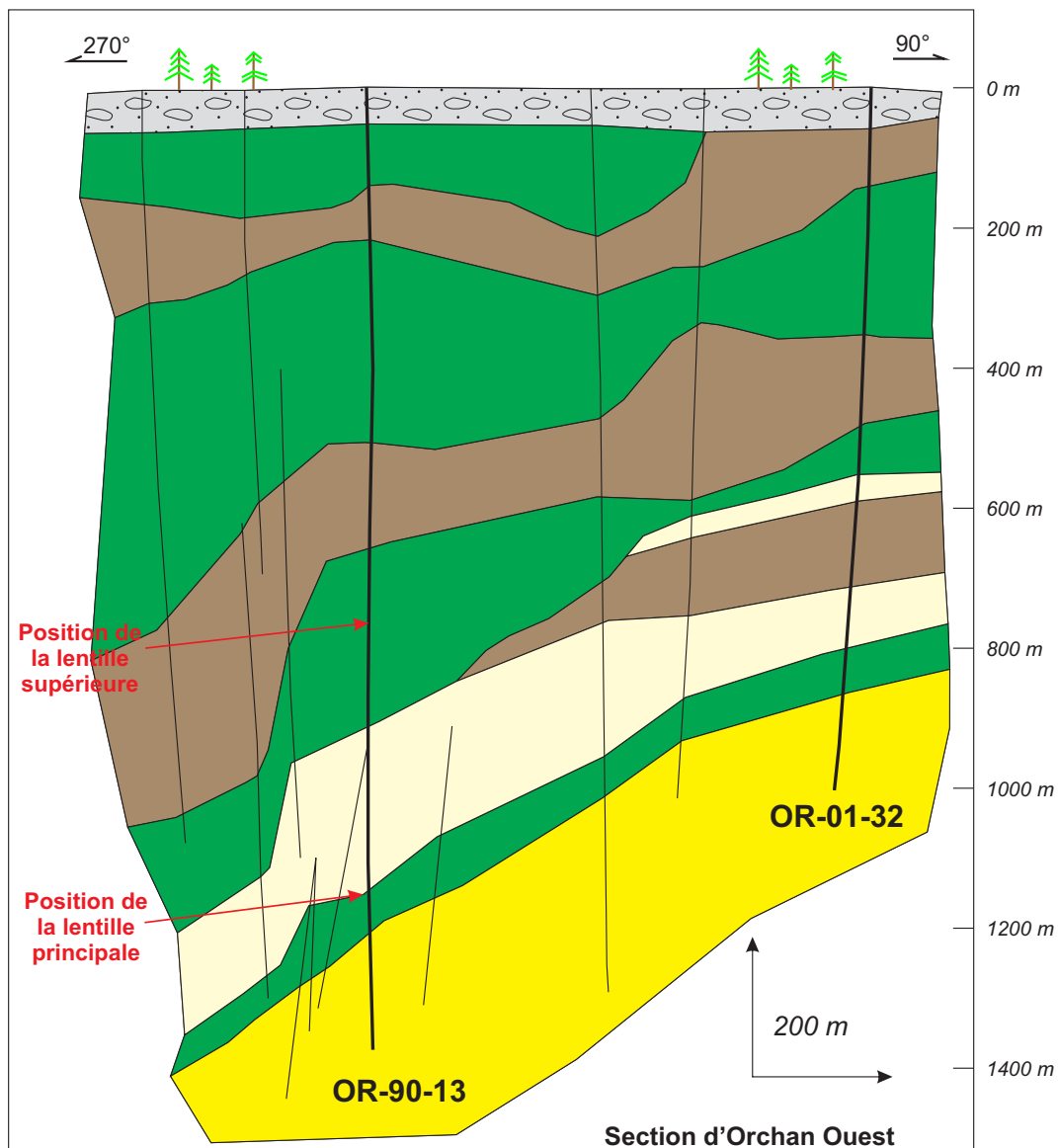


Figure 2-10 : Section étudiée dans le secteur d'Orchan/Orchan Ouest. La localisation de la section est montrée à la figure 2-6. Les traits en gras représentent la trace des forages étudiés. Note : l'échelle ne permet pas de visualiser les lentilles de sulfures.

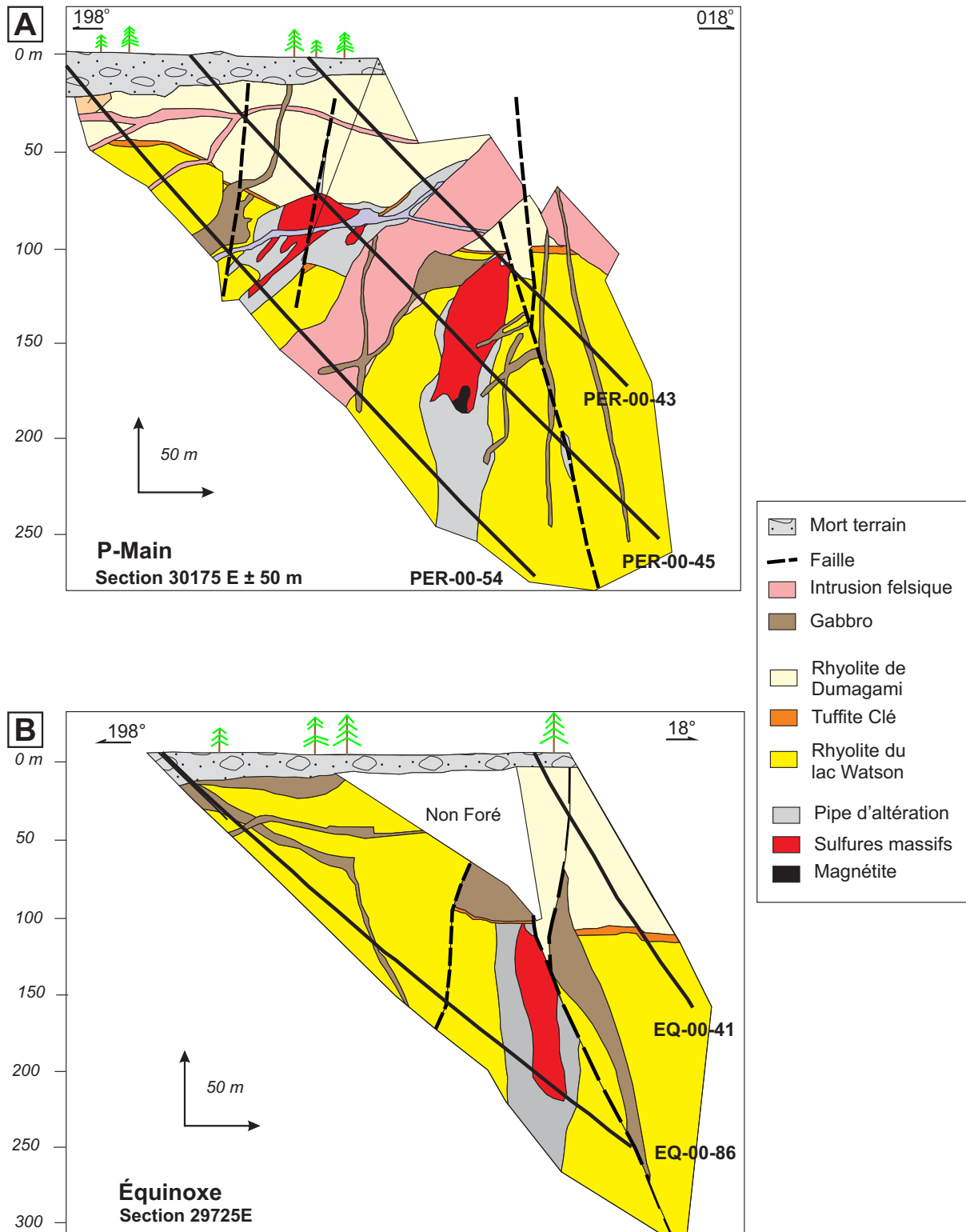


Figure 2-11 : Sections étudiées dans le secteur de Persévérance : (A) à travers la lentille de P-main et (B) à travers la lentille d'Équinoxe. La localisation de la section est montrée à la figure 2-6. Les traits en gras représentent la trace des forages étudiés. Modifié d'après Arnold (2006).

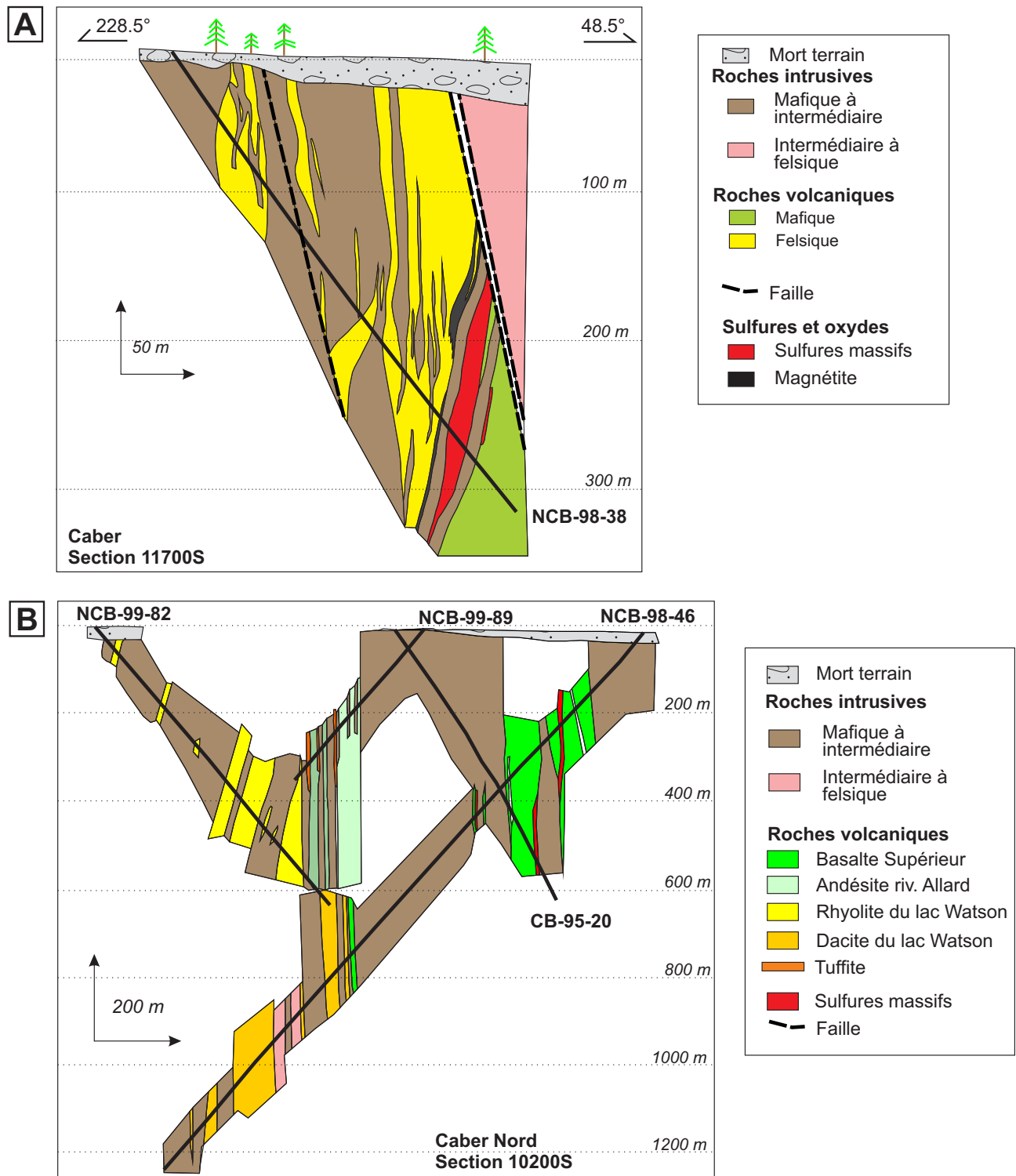


Figure 2-12 : Sections étudiées du Camp Ouest: (A) Section à travers la lentille de Caber d'après Masson (2000) et (B) section à Caber Nord (cette étude). La localisation de la section est montrée à la figure 2-6. Les traits en gras représentent la trace des forages étudiés.

Ces dernières contiennent toutes les unités volcaniques connues dans ce secteur. Quatre autres sections localisées entre Bracemac et McLeod ont également été étudiées afin de corréliser d'une part les unités entre elles, et d'observer les variations de faciès d'autre part (Fig. 2-9). Le secteur de Bracemac-McLeod a ainsi servi de base pour les travaux de géochimie et de volcanologie.

Dans le centre du Flanc Sud (représenté par le secteur d'Orchan/Orchan Ouest), une section E-O a été utilisée, englobant un forage traversant la lentille d'Orchan Ouest, et un autre localisé entre les gisements d'Orchan Ouest et d'Orchan (Fig. 2-10). Le nord du Flanc Sud a été observé au sein de deux sections traversant respectivement la lentille de P-Main, et la lentille d'Équinoxe, pour un total de cinq forages (Fig. 2-11). Finalement, le Camp Ouest est décrit par deux sections au sein des secteurs de Caber et Caber Nord (Fig. 2-12), pour un total d'un forage à Caber et de quatre à Caber Nord.

2.3.2. Méthodologie pour la géochimie

Cette partie présente tout d'abord les méthodes analytiques ainsi que les standards utilisés, puis parle des références bibliographiques et finalement discute des éléments choisis dans cette thèse pour les diagrammes d'éléments en trace étendus.

Méthodes analytiques et normalisations

Les valeurs d'éléments majeurs présentées dans cette thèse ont été corrigées à la perte au feu par l'équation (1) (Rollinson, 1993) où « x_i » est la concentration de l'élément i pour un échantillon, « total » est le total des éléments majeurs et de la PAF pour un échantillon et « PAF » représente la perte au feu de l'échantillon.

$$(1) \quad x_i = 100 / (\text{total} - \text{PAF})$$

Les analyses géochimiques faites pendant ce doctorat sur les 426 échantillons de forages dans les secteurs de Bracemac-McLeod, Orchan/Orchan Ouest, Persévérance, Caber, Caber Nord et McIvor ont été réalisées au sein du laboratoire de géochimie de l'INRS-ETE. Les standards utilisés sont le W2, le BCR2 et le BHVO2. Suite à une fusion alcaline, les éléments majeurs ont été analysés par ICP-AES (spectrométrie d'émission d'atomes d'un plasma

par couplage inductif), et la plupart des éléments en trace par ICP-MS (spectrométrie de masse avec plasma à couplage inductif). Les 656 analyses du MRN utilisées pour cette étude ont été effectuées au laboratoire Acme Labs de Vancouver par les mêmes méthodes qu'à l'INRS-ETE. Les deux laboratoires se calibrent sur des standards internationaux et donc les données devraient être équivalentes d'un laboratoire à l'autre.

Définition des unités et références utilisées pour les diagrammes de géochimie

Les unités volcaniques vont être définies à l'aide des diagrammes de Winchester et Floyd (1977) au lieu du diagramme TAS (taux d'alcalin vs. silice, LeBas *et al.*, 1986), étant donné la forte mobilité des alcalins Na et K par les processus d'altération et d'hydrothermalisme (voir Ch. 4). Pour les affinités magmatiques, étant donné toujours la mobilité des éléments majeurs, ce seront les diagrammes Zr vs. Y et La vs. Yb (Barrett et MacLean, 1999) qui seront utilisés, avec une emphase sur le premier. La dispersion des points dans le diagramme La vs. Yb provient de la mobilité du La lors de processus d'altération. Enfin, les normalisations au manteau primitif pour les diagrammes multi-éléments utilisent les valeurs de Sun et McDonough (1989).

Choix des éléments représentés sur les spectres d'éléments en trace étendus

Les spectres d'éléments en trace étendus utilisés ici englobent d'une part des éléments à fort potentiel ionique (« *High Field Strength Elements* », soit les éléments Hf, Nb, Ta, Ti, Th et Zr) considérés comme immobiles lors de l'altération par certains auteurs (p. ex. Floyd et Winchester, 1978; Campbell *et al.* 1984; Maclean et Kranidiotis 1987; Maclean 1988; Whitford *et al.*, 1988; Corfu et Davis, 1991) même si d'autres émettent des doutes à ce sujet et suggèrent une mobilité de ces éléments selon certaines circonstances (Rubin *et al.*, 1993; Watson *et al.*, 1997; Jiang, 2000). Mais comme l'étude de Pan *et al.* (1994) sur la Rhyolite du lac Watson au niveau du gisement de Mattagami Lake démontre l'immobilité des éléments à fort potentiel ionique durant les processus d'hydrothermalisme dans la région, il a donc été décidé de les utiliser.

Ces spectres utilisent d'autre part les terres rares lourdes (Gd, Tb, Dy, Er, Yb et Lu), considérées comme immobiles à relativement immobiles durant les processus d'altération (Pan *et al.*, 1994 et références incluses; MacLean et Kranidiotis, 1987). Les terres rares légères (La,

Ce, Pr, Nd, Pm, Sm et Eu) sont écartées des spectres d'éléments en trace étendus en raison des nombreuses études qui documentent leur mobilité lors des processus d'hydrothermalisme (Campbell *et al.*, 1984; MacLean, 1988; Whitford *et al.*, 1988; Schandl et Gorton, 1991), incluant à Matagami (p. ex. MacLean, 1988).

Il est important de noter que certaines variations apparentes en Ta sur les diagrammes d'éléments en trace étendus sont dues à (i) la faible concentration de cet élément dans les roches mafiques et (ii) l'imprécision instrumentale des analyses du MRN et de l'INRS pour cet élément à faible concentration.

Indices d'altération

Ishikawa *et al.* (1976) proposent un indice d'altération (AI, formule (2)) prenant en compte les gains de MgO et de K₂O durant les altérations à chlorite et à séricite. De plus, cet indice montre la perte de Na₂O et CaO par la dissolution des plagioclases durant l'altération.

$$(2) \quad \mathbf{AI} = 100 * (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$$

Ainsi une forte valeur de l'AI (> 60) indique typiquement une altération hydrothermale à chlorite ou séricite, alors qu'une faible valeur (< 20) montre les processus de diagénèse et / ou de métamorphisme impliquant l'albite ou la calcite. Malgré l'utilité de cet indice d'altération, deux restrictions sont présentes. Tout d'abord, ce rapport ne prend pas en compte l'altération carbonatée souvent très présente au sein de l'hydrothermalisme dans les camps de sulfures massifs volcanogènes (Large *et al.*, 2001; Gifkins *et al.*, 2005). Ensuite, ce calcul ne permet pas de différencier l'altération séricitique de la chloritique, qui se retrouvent souvent à des endroits différents dans l'espace. C'est pourquoi un autre indice appelé indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI, formule (3)) a été créé (Large *et al.*, 2001). Ce calcul prend en compte les altérations par la chlorite, par les carbonates riches en Fe-Mg, et les pyrites qui sont tous trois des groupes de minéraux fréquemment associés aux SMV.

$$(3) \quad \mathbf{CCPI} = 100 * (\text{MgO} + \text{FeO}) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$$

Ainsi, un CCPI élevé témoigne d'une altération chloriteuse, de l'abondance de carbonates de fer et magnésiens, et/ou de la présence de pyrite, d'hématite et de magnétite.

L'inconvénient de cet indice est qu'il dépend des protolites. Ainsi les roches mafiques fraîches vont avoir des valeurs supérieures à 50, alors que les roches felsiques fraîches ont des valeurs de 10 à 50 (Large *et al.*, 2001).

Afin d'obtenir une vision rapide prenant en compte tous les types d'altération, les deux indices AI et CCPI sont pris en compte dans un diagramme s'appelant « boîte d'altération » (*alteration box plot*) avec en abscisse le facteur AI et en ordonnée le facteur CCPI (cf. Ch.4; Large *et al.*, 2001). Au sein de ce diagramme se trouvent des boîtes montrant les roches volcaniques d'arcs les moins altérées en fonction de leur composition (Gifkins *et al.*, 2005). Une boîte a été ajoutée pour les volcanites mafiques fraîches provenant de rides océaniques (Rogers, 2010).

Principe de la discrimination d'environnements tectoniques

Les éléments à fort potentiel ionique (HFSE), ainsi que les terres rares (ETR) sont utilisés pour caractériser les sources des magmas, auxquelles sont alors associés des environnements tectoniques de formation (Pearce et Cann, 1971, 1973; Pearce, 1975; Wood *et al.*, 1979; Wood, 1980; Thompson *et al.*, 1980; Shervais, 1982; Pearce, 1982, 1983; Arculus et Powell, 1986; Meshede, 1986; Pearce *et al.*, 1984; Holm, 1985; Bhatia et Crook, 1986; Harris *et al.*, 1986; Sun et McDonough, 1991; Cawood *et al.*, 2006; Agrawal *et al.*, 2008; Pearce, 2008). L'association d'environnement tectonique à des signatures géochimiques provient des fractionnements entre les éléments, dû aux différentes propriétés physico-chimiques de ces éléments. Ainsi, par exemple, les magmas générés en contexte de zones de subduction vont avoir une anomalie négative en éléments réfractaires tels que Nb et Ta, ceux-ci étant portés à rester au sein de la plaque océanique descendante (ex. Pearce et Norry, 1979; Arculus, 1987; Kelemen *et al.*, 1990; Pearce et Stern, 2006). Il faut cependant noter que la contamination crustale peut avoir les mêmes effets de fractionnements d'éléments, notamment sur les éléments réfractaires.

Dans le cas des roches de Matagami, plusieurs particularités rendent l'étude des environnements tectoniques difficile. Tout d'abord, l'hydrothermalisme subi par les séquences volcaniques a modifié les concentrations en certains éléments utiles pour ce genre de recherche, notamment les terres rares légères. Ensuite, l'applicabilité de la tectonique des plaques moderne à l'Archéen est encore un sujet débattu (voir ci-dessus). Néanmoins, il

est intéressant d'explorer la signature des roches volcaniques sur les diagrammes de discrimination tectonique, afin de situer la reconstruction volcanique dans un paysage tectonique possible.

2.3.3. Géochronologie

La géochronologie U-Pb sur zircons nécessite typiquement des échantillons qui contiennent des cristaux de zircons assez gros et de bonne qualité. Les nouveaux âges présentés ici et par Ross *et al.* (2014) ont été obtenus au laboratoire de géochronologie de la Commission géologique du Canada à Ottawa. Le Ch. 5 compile aussi les âges récemment obtenus par le MRN dans d'autres laboratoires.

La technique des datations U-Pb effectuées sur les échantillons dans les laboratoires de la CGC à Ottawa par V. McNicoll est décrite dans Ross *et al.* (2014) et les références incluses. Le principe de cette datation est basé sur la désintégration de l'uranium (^{238}U et ^{235}U) en plomb (^{207}Pb et ^{206}Pb , respectivement) suivant une constante de désintégration dépendante du temps. Les mesures de l'élément « père » et de l'élément « fils » permettent d'obtenir l'âge de cristallisation du minéral analysé. Les mesures de ces éléments sont faites à l'aide d'un TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*).

Plusieurs étapes sont nécessaires pour la mesure de ces isotopes (Fig. 2-13). Les premières étapes d'échantillonnage et de broyage s'effectuent sur roche totale. S'en suivent les étapes de séparation des zircons. Trois procédés vont permettre d'isoler les zircons: le premier consiste en une séparation par densité sur table vibrante, le second se fait à l'aide de liqueurs denses et pour terminer le troisième s'effectue par séparateur magnétique. Il est nécessaire d'éliminer les zircons hydrothermaux ou qui contiennent des impuretés telles que des inclusions ou des fractures, puisque celles-ci peuvent laisser s'échapper les éléments de la série de désintégration de l'uranium, et faussent ainsi l'âge mesuré. Une fois les zircons minutieusement sélectionnés à la main, les minéraux suivent une étape d'abrasion physique pour éliminer les possibles impuretés à la surface du minéral. Les zircons contenant le plus d'impuretés vont en plus subir une abrasion chimique. Finalement, il faut procéder à la mise en solution du minéral au moyen d'attaques acides, et enfin à la concentration des éléments d'intérêt avec des colonnes chromatographiques, avant de pouvoir mesurer les isotopes au TIMS.

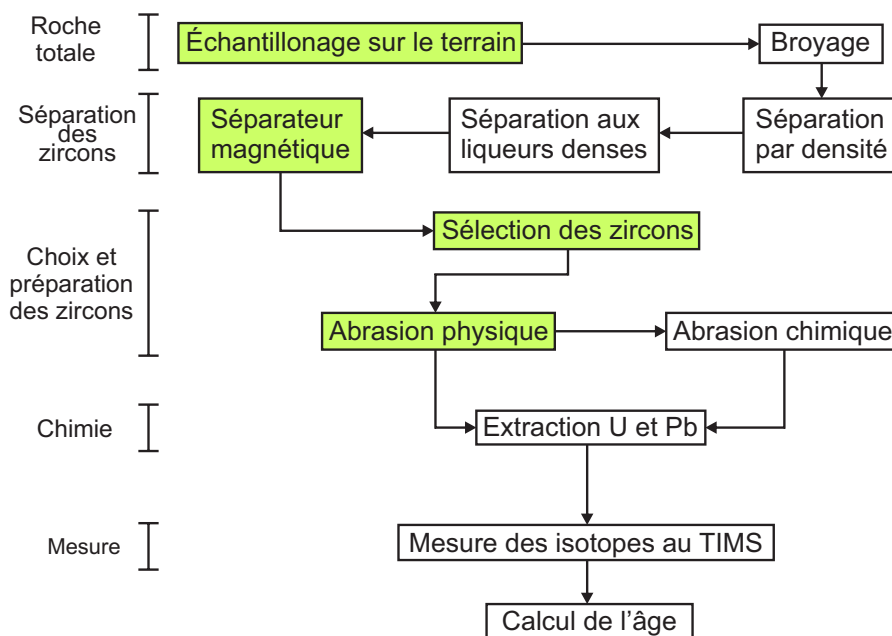


Figure 2-13 : Schéma récapitulatif des différentes étapes d'obtention d'un âge U-Pb. Les cadres colorés correspondent aux étapes auxquelles l'auteure a participé durant le doctorat.

2.3.4. Volcanologie

Observations de terrain et en forage

Des travaux de cartographie ont été effectués sur plusieurs affleurements afin de mieux visualiser les faciès typiques des laves felsiques de Matagami, et ainsi faciliter leur reconnaissance en forage. En effet, la plupart des observations ont été faites sur des carottes de forage, mais la surface visible en carotte de forage est indubitablement plus petite qu'en affleurement. Néanmoins, l'étude de forages a plusieurs qualités. Tout d'abord, cette étude a permis d'examiner toutes les unités géologiques présentes à Matagami, alors que les quelques affleurements de surface ne représentent que certaines d'entre elles dans la région. Ensuite, ceci a également permis d'obtenir un échantillonnage à intervalle régulier et de chaque unité pour les analyses microscopiques et géochimiques. Pour finir, ce travail a pu être particulièrement détaillé dans certains secteurs considérés importants grâce à la densité de forages de la région, et le nombre important de sections disponibles (plus de 6 000 forages ont été faits depuis les années 1960 dans la région de Matagami).

Pour la caractérisation des variations de faciès volcaniques au sein d'une section choisie, un nombre suffisant de forages doit être étudié en détail. Les forages sont choisis en fonction de leur position relative, et de leur intersection de la majorité des unités volcaniques représentatives de la zone. Au sein des sections les plus stratégiques, trois forages ont été sélectionnés pour les observations macroscopiques.

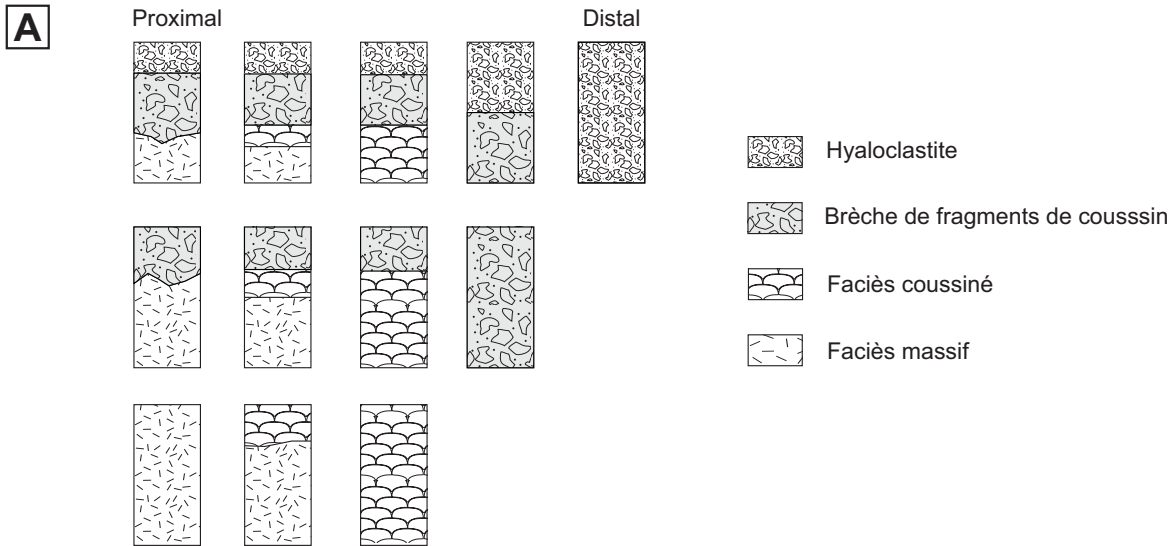
Pour les faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson, deux affleurements ont été cartographiés en détail: les affleurements dits du « portal » (cartographié avec une grille de 1 m) et de la « Tuffite Clé » (cartographié aux cinq mètres avec la collaboration de Dominique Genna, doctorant de l'UQAC).

Variations des faciès volcaniques

Les faciès volcaniques varient entre la zone proche de l'évent et la zone distale (Dimroth *et al.*, 1978; Hausback, 1987; Yamagishi, 1987; deRosen-Spence *et al.*, 1980; Yamagishi, 1991; Cas, 1992; McPhie *et al.*, 1993; Rosenberg *et al.*, 2008; Rogers *et al.*, 2014). L'étude des variations de faciès débute par la compilation des observations, qui sont représentées à la bonne position le long du forage dans la section. Les interprétations se font d'abord au sein d'une même section, puis entre les sections pour finalement permettre de créer un modèle général dans un secteur. Bien entendu, la corrélation des faciès se fait au sein des unités préalablement déterminées à l'aide de la géochimie.

Les faciès volcaniques observés au sein d'une coulée de lave mafique à intermédiaire sous-marine ont été décrits en détail dans de nombreuses études (p. ex. Dimroth *et al.*, 1978; Yamagishi, 1987, 1991; McPhie *et al.*, 1993). La séquence idéale proche de l'évent est, de la base au sommet : lave massive, lave coussinée, brèche de coussins isolés ou fragmentés, et hyaloclastite stratifiée (Fig. 2-14 A; Dimroth *et al.*, 1978). Il se peut que certains de ces faciès soient absents dans la séquence. La séquence idéale en zone distale est composée de hyaloclastite, de brèche de coulée et possiblement de coussins à la base.

Variations de faciès pour des laves mafiques sous-marines



Variations de faciès pour des laves felsiques

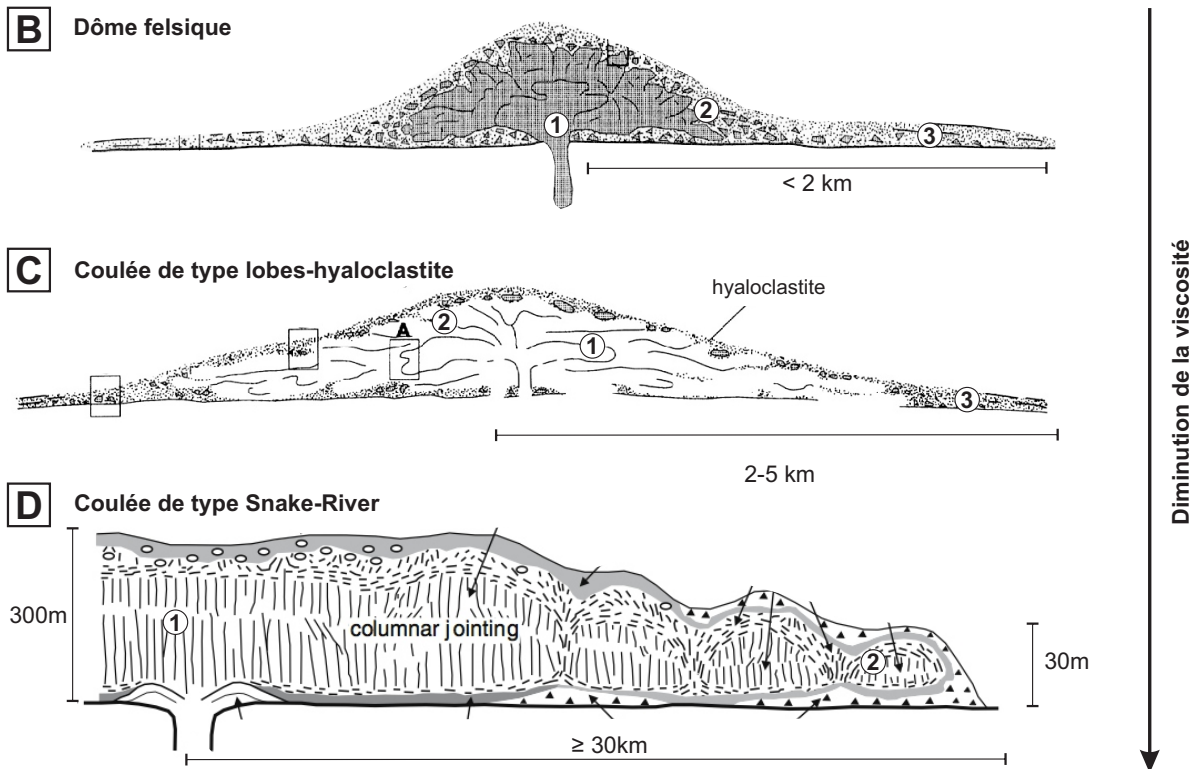


Figure 2-14 : (A) Exemples de variations de faciès pour des laves mafiques à intermédiaires sous-marines. Modifié par McPhie *et al.* (1993) d'après Dimroth *et al.* (1978); (B) Coupe schématique au travers d'un dôme felsique sous-marin montrant les morphologies et les textures typiques des faciès volcaniques proximaux et distaux. D'après Gibson (1990); (C) Coupe schématique au sein d'une coulée de type lobes-hyaloclastite montrant les différents faciès volcaniques (Gibson *et al.*, 1999); (D) Coupe schématique au sein d'une coulée subaérienne de lave rhyolitique de type Snake-River, montrant les faciès volcaniques (Branney *et al.*, 2008). Voir le texte principal pour la signification des chiffres encadrés.

Gibson *et al.* (1999) décrivent deux types distincts de coulées mafiques à intermédiaires sous-marines : les coulées de laves massives et les coulées à coussins. Les coulées massives se définissent par des faciès massifs recouverts d'une carapace de hyaloclastite. Les faciès coussinés dans ce cas-ci sont peu communs et le passage de faciès massifs à faciès coussinés se fait de manière transitionnelle. Les coulées de coussins sont principalement composées de coussins de taille variable, bordés par de fins niveaux de hyaloclastite qui représentent une faible proportion de la coulée (< 5 %). Cette étude prendra en compte les travaux de Dimroth *et al.* (1978), impliquant que les faciès coussinés et massifs sont souvent présents au sein de la même coulée, et que la proportion de roches massives diminue avec la distance depuis l'événement alors que la hyaloclastite augmente.

Pour les laves felsiques (dacite à rhyolite) sous-marines, il existe trois principaux modèles qui décrivent les faciès volcaniques. Le dôme felsique (Fig. 2-14 B) et la coulée de lave de type Snake River (Fig. 2-14 D) représentent les deux extrêmes en matière de viscosité de magma, du plus fort au plus faible respectivement. Le modèle de type Snake River n'a cependant pas encore été décrit en environnement sous-marin, mais il est possible d'imaginer qu'il puisse éventuellement exister. La coulée sous-marine de type lobes-hyaloclastite (Fig. 2-14 C) est l'intermédiaire en terme de viscosité entre le dôme et l'hypothétique coulée sous-marine de type Snake River. L'étude des faciès volcaniques des roches felsiques de Matagami va permettre de placer leur mode de mise en place au sein de cette gamme de possibilités.

Les faciès volcaniques typiques d'un dôme felsique sous-marin sont, de la base au sommet, et du centre vers l'extérieur: (1) de la lave cohérente (massive), montrant souvent des textures d'écoulement laminaire, mise en place sous forme de dykes, ou de lobes, avec de faibles proportions de brèche; (2) une carapace de brèche volcanique monomictite *in situ* (hyaloclastite) montrant des textures en mosaïque (« *jig-saw* ») – les unités (1) et (2) pouvant s'intercaler plusieurs fois – et (3) des brèches volcaniques monomictites désorganisées (McPhie *et al.*, 1993; Gibson *et al.*, 1999; Fig. 2-14 B). Les dimensions sont rapportées au tableau 2-1. Le dôme constitue le modèle typique d'épanchement des laves felsiques dans les environnements modernes ainsi qu'à l'Archéen (de Rosen-Spence *et al.*, 1980). Un bon exemple à l'Archéen est la Rhyolite de Millenbach, à laquelle sont associés plusieurs gisements de sulfures massifs, dans le camp de Noranda (Fig. 2-1 A; Gibson, 1990; Gibson *et al.*, 1999).

Un autre modèle est appelé « coulée de lobes-hyaloclastite », proposé notamment dans le camp de Noranda (Fig. 2-14 C; de Rosen-Spence *et al.*, 1980; Gibson, 1990; Gibson *et al.*, 1999). Des exemples plus récents, datant du Pléistocène, ont également été décrits en Islande (Furnes *et al.*, 1980; Gibson *et al.*, 1999). La proportion de roches fragmentaires se situe entre 20 et 40 %, et la viscosité nécessaire à ce genre d'écoulement probablement plus faible que pour un dôme (c.-à-d. relativement faible pour une rhyolite). Les faciès retrouvés dans ce type de coulées sont (1) des imbrications de lobes visibles grâce aux bordures riches en vésicules et / ou en sphérolites, et / ou présentant des laminations d'écoulement laminaire. Les lobes peuvent être particulièrement gros, et seront alors cartographiés comme des faciès massifs; et (2) des niveaux fragmentaires qui peuvent s'intercaler au sein de la coulée, marquant la limite des lobes. Il est cependant fréquent que les lobes, faisant croître la coulée, se mettent en place de façon endogène, et dans ce cas ne présentent pas de hyaloclastite en leur périphérie. La partie supérieure et distale de la coulée est principalement composée de roches fragmentaires (3).

La coulée subarérienne de type Snake-River tient son nom de la localité de sa découverte, soit dans la plaine de Snake River aux États-Unis (Bonnichsen et Kauffman, 1987; Andrews *et al.*, 2008; Branney *et al.*, 2008; Christiansen et McCurry, 2008). La lave felsique forme dans ce cas-ci des coulées massives épaisses et latéralement étendues (Fig. 2-14 D, Tableau 2-1). Les faciès observés dans de telles coulées sont fort différents de ceux d'un dôme felsique sous-marin. La principale distinction est au niveau de la proportion de roches fragmentaires : < 10 % dans ce cas contre ~ 40-60 % dans le cas d'un dôme. Les faciès proximaux et médiaux sont majoritairement composés de lave cohérente à joints colonnaires (1), alors que les faciès distaux sont caractérisés par l'apparition des lobes et des brèches (2). Les conditions physico-chimiques de ces laves, impliquant des teneurs pauvres en H₂O, des fortes températures magmatiques (900–1050°C) et des rhyolites métalumineuses, sont responsables de la faible viscosité du magma, qui, combinée avec des fort taux éruptifs, permettent l'épanchement sur des grandes distances (p. ex. Branney *et al.*, 2008).

Tableau 2-1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques physiques des trois types d'épanchement de lave felsiques.

Type d'épanchement	Hauteur max	Longueur max	Proportion de roches fragmentaires	Viscosité relative
Dôme	Dizaines de mètres	< 2km	40-60 %	Forte
Coulée lobes-hyaloclastite	Centaines de mètres	2-5 km	20-40 %	Moyenne
Type Snake-river	300 m	~ 30 km	< 10 %	Faible

Mesure des épaisseurs vraies

Les épaisseurs d'une unité volcanique peuvent donner des indications sur le mode de mise en place d'une unité et la position de son centre éruptif. Cependant il faut estimer les épaisseurs vraies des unités, et non les épaisseurs apparentes (Fig. 2-15). Quatre données sont nécessaires pour ce calcul :

- **Em** représente la somme des épaisseurs apparentes de l'unité désirée recoupées par le forage. Ce nombre est calculé en additionnant les longueurs de l'unité désirée traversée par le forage sans les dykes.
- **α_f** représente la plongée du forage. Cette valeur est mesurée par des tests de déviation. Une moyenne est effectuée lorsque plusieurs mesures de plongée sont disponibles sur l'intervalle désiré.
- **α_c** représente le pendage des couches géologiques. Cette valeur est mesurée sur les sections numérisées (source : Xstrata Zinc).
- **α** est calculable par la règle de géométrie énonçant que la somme des angles d'un triangle vaut 180°.

L'épaisseur vraie (E_v) est alors donnée par $E_v = E_m \sin(\alpha)$ (Fig. 2-15). Étant donné que plusieurs éléments du calcul ont été mesurés et ou calculés à la main, le calcul d'épaisseurs vraies n'a été réalisé que sur les forages étudiés dans le cadre de cette étude. Il faut cependant noter que l'épaisseur mesurée est celle actuelle, et il se peut que le ratio épaisseur/étendue ait été modifié par la déformation.

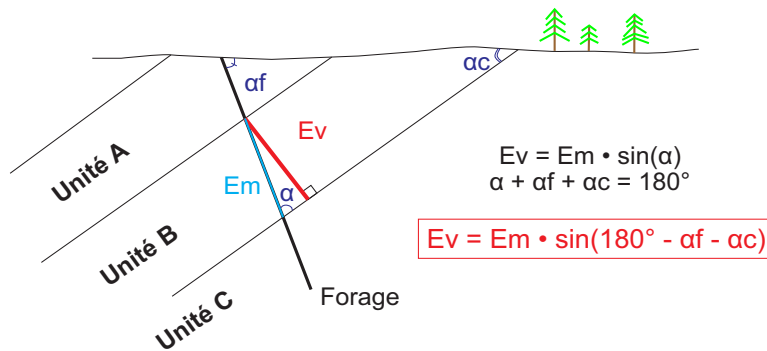


Figure 2-15 : Schéma explicatif du calcul des épaisseurs vraies effectuées dans ce projet. Ici la mesure de l'épaisseur vraie est calculée pour l'unité B.

2.4. Publications

L'auteure de cette thèse a collaboré à cinq publications multi-auteurs durant la durée de son projet de doctorat. Les deux publications les plus importantes sont un rapport du Ministère des Ressources naturelles (Pilote *et al.*, *en prép.*) et un article à Economic Geology (Ross *et al.*, 2014). Les informations présentées dans ces deux publications sont intégrées dans cette thèse. Ces cinq publications sont :

1. Ross P.-S., Chouteau M., Gaboury D., **Debreil J.-A.**, Shamsipoor P., Genna D., Astic T., 2010. Nouveaux concepts et outils pour l'exploration des SVM : le cas de Matagami. Projet DIVEX-A SC30, 13 p.

Ce rapport préliminaire, soumis à l'organisme DIVEX suite à une subvention, présente les différents volets du projet multidisciplinaire sur Matagami. L'auteure a participé à la rédaction du volet volcanologie, ainsi qu'à la relecture, et à la préparation des figures associées. Le premier auteur était en charge de l'écriture du manuscrit. Les trois premiers auteurs sont les professeurs responsables des projets de recherche des quatre étudiants. Tous les co-auteurs ont fourni des commentaires et des suggestions.

2. Ross P.-S., Bourke, A., Fresia, B., **Debreil J.-A.**, 2011. Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami – Partie 2,

résultats préliminaires. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), rapport GM 65522, 32 p.

3. Ross, P.-S., Bourke, A., Fresia, B., **Debreil, J.-A.**, 2012. Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami 2010-2012, Rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), rapport GM 66441, 128 p.

Ces deux rapports présentent les résultats obtenus par le laboratoire mobile LAMROC dans la région de Matagami. L'auteure a participé à la relecture de la partie sur la géologie, ainsi qu'à la réalisation de certaines sections géologiques (figures). Tous les co-auteurs ont fourni des commentaires et des suggestions. Le premier auteur était en charge de l'analyse des données et de l'écriture du manuscrit. Les second et troisième auteurs étaient responsables de l'acquisition de la majorité des données et de la création de la majorité des figures.

4. Pilote, P., **Debreil, J.-A.**, Williamson, K., Lacoste, P., Rabeau, O., *en prép.* Révision de la géologie du camp de Matagami. Ministère des Ressources naturelles (Québec)

Ce rapport présente les travaux de cartographie de la région de Matagami, ainsi que la nouvelle carte géologique proposée. L'auteure de cette thèse a participé à la campagne de terrain à l'été 2011, au traitement des données géochimiques et à la réalisation de la carte géologique. L'auteur principal du rapport était responsable du projet de cartographie, de l'écriture du rapport et de la réalisation de la carte. Le troisième auteur a participé à la campagne de terrain de l'été 2011 ainsi qu'à l'élaboration du modèle 3D. Le quatrième auteur a participé à la campagne de terrain de l'été 2011. Tous les co-auteurs ont fourni des commentaires et des suggestions.

5. Ross, P.-S., McNicoll, V.J., **Debreil, J.-A.**, Carr, P., 2014. *Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for VMS exploration*. Economic Geology, v. 109, p. 89-101.

Cet article présente les travaux de géochronologie de la CGC obtenus sur des roches felsiques de la région de Matagami. L'auteure de cette thèse a participé à l'échantillonnage des roches, au traitement et à la sélection des zircons (Fig. 2-13), à l'écriture préliminaire du document ainsi qu'à la réalisation des figures géologiques. Le premier auteur a participé à la sélection et à la préparation des échantillons, et était responsable de l'écriture finale du manuscrit. La seconde auteure était en charge d'obtenir les résultats de géochronologie au laboratoire et de préparer les figures et tableaux de résultats. Tous les co-auteurs ont fourni des commentaires et des suggestions.

CHAPITRE 3: MISE À JOUR DE LA GÉOLOGIE RÉGIONALE ET APERÇU DE LA STRATIGRAPHIE RÉVISÉE

Dans ce chapitre sont exposées les nouvelles connaissances géologiques sur la région de Matagami qui ont été acquises depuis le début de ce projet en 2008. Pour ce travail régional, l'auteure a participé à un été de terrain pour le MRN avec la description d'environ 160 échantillons localisés principalement dans la Plaine Centrale. Ensuite, lors du travail de compilation, la contribution de l'auteure a été de traiter les analyses géochimiques des 656 échantillons des quatre étés de terrain du MRN, ainsi que la compilation des données historiques et la participation à la création de la carte géologique. Ce chapitre décrit premièrement la nouvelle vision de la géologie régionale provenant des travaux du Ministère des Ressources naturelles (MRN), en fonction de la cartographie 1:20 000, de la structure, de la géophysique et de la géochimie (section 3.1; voir aussi le chapitre 4 pour la géochimie). S'en suit une description des deux domaines géologiques définis par cette étude (sections 3.2 et 3.3). Ensuite est présentée la nouvelle colonne stratigraphique régionale et les changements apportés par rapport à l'ancienne (section 3.4; voir aussi le chapitre 4 pour les détails de la stratigraphie), ainsi que quelques conclusions (section 3.5).

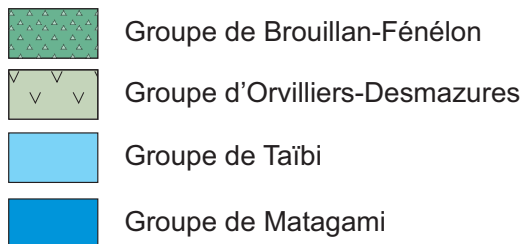
3.1 Mise à jour de la géologie régionale

La nouvelle carte géologique de la région de Matagami a été produite par l'équipe du MRN grâce aux données acquises lors des campagnes de terrain des étés de 2008 à 2011 et par la compilation des données géoscientifiques pertinentes (Fig. 3-1). La version non simplifiée de cette carte (Pilote *et al.*, 2011) est présentée en annexe. Ces travaux proposent une division la région de Matagami en deux grands domaines : le Domaine Nord et le Domaine Sud, qui se différencient par leur style structural et leur géologie (Fig. 3-1).

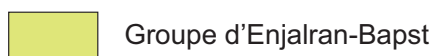
Sous-province de l'Opatoca



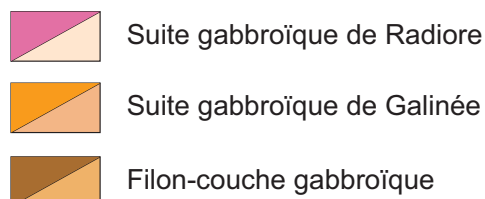
Sous-province de l'Abitibi



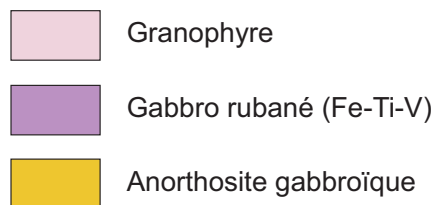
Domaine Nord



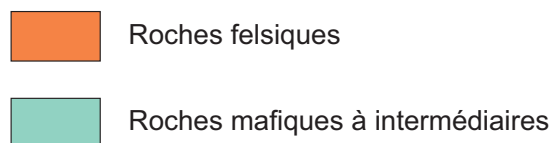
Domaine Sud



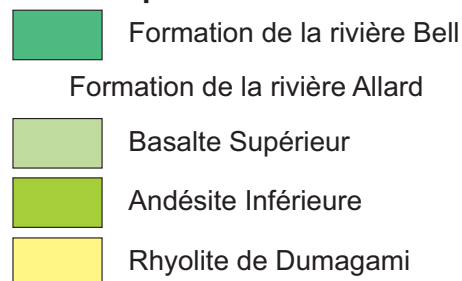
Complexe de la rivière Bell



Groupe de Daniel



Groupe de Wabasee



Groupe du lac Watson

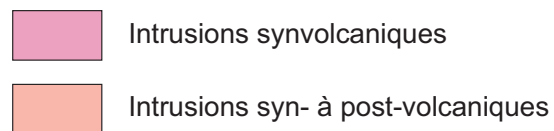
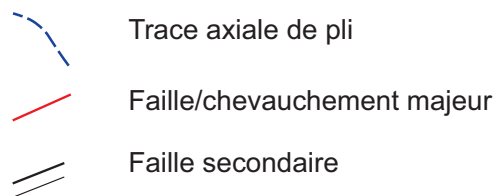
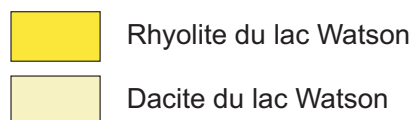


Figure 3-1b: Légende de la carte géologique simplifiée (Pilote *et al.*, 2011).

Ces domaines sont séparés par un réseau de cisaillements importants, qui tronque de façon marquée l'extension vers le nord des régions du Domaine Sud. Ce système de zones de cisaillement, omniprésent dans le Domaine Nord, matérialise la déformation régionale majeure D2 associée à la collision des sous-provinces de l'Abitibi et de l'Opatika au nord. Les grands domaines sont décrits aux sections 3.2 et 3.3, suite à une présentation de la colonne stratigraphique révisée pour le Domaine Sud.

3.2 Division en deux domaines : Le Domaine Nord

Bordé au nord par le contact avec la Sous-province d'Opatika et au sud par une série de cisaillements importants dont celui de la rivière Allard, le Domaine Nord est caractérisé par une stratigraphie et un grain structural d'orientation E-O à ENE. Il se compose des groupes volcaniques de Brouillan-Fénélon et d'Enjalran-Bapst ainsi que des roches sédimentaires du Groupe de Matagami. Les bordures de ces groupes sont toutes affectées par des cisaillements D2 importants (Fig. 3-2).

Le Groupe de Brouillan-Fénélon se situe dans le coin NO de la région de Matagami. Il comprend des roches volcaniques mafiques à felsiques et de nombreux filons-couches gabbroïques. Des unités rhyolitiques d'affinité tholéitique sont présentes dans la région des collines Ste-Hélène. La bordure sud de cette région est affectée par le Cisaillement du lac Matagami (Pilote *et al.*, *en prép.*).

Le Groupe d'Enjalran-Bapst se compose de roches volcaniques et volcanoclastiques mafiques, parfois variolaires, d'affinité tholéitique avec quelques niveaux de rhyolite (Pilote *et al.*, 2011). De nombreuses intrusions mafiques et ultramafiques sont présentes et produisent un haut relief magnétique, ce qui est une caractéristique propre à ce groupe (Fig. 3-3). L'épaisseur apparente de ce groupe varie de moins de 800 m à plus de 6 km. Les polarités sont généralement face au Nord. Ce groupe présente une intensité de déformation très hétérogène, variant de faible à nulle au cœur, à très prononcée à ses bordures et le long des nombreux cisaillements qui le parcourent.



Figure 3-2: Zone de cisaillement de la rivière Waswanipi sur la rive sud du lac Matagami montrant la déformation majeure associée au mouvement inverse senestre. Crédit photo: K. Williamson.

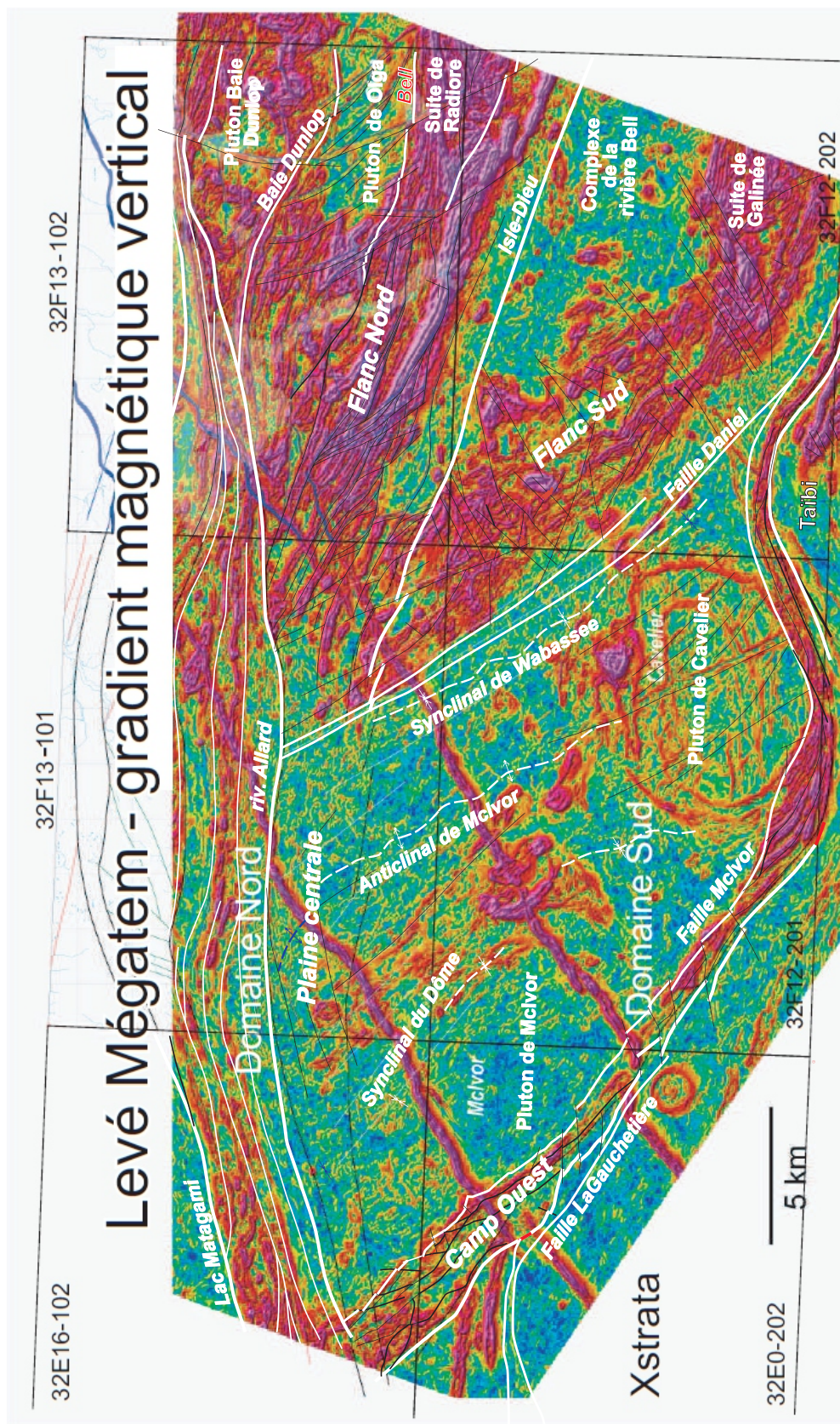


Figure 3-3 : Levé Mégatém - gradient magnétique vertical de la région de Matagami (source Xstrata). Les failles majeures présentées à la Fig. 3-1 sont remplacées sur cette carte. Les hauts magnétiques NE-SW sont des dykes protérozoïques non représentés à la Fig. 3-1. Les couleurs chaudes représentent de hautes valeurs du gradient vertical.

Le Groupe de Matagami est situé entre les groupes de Brouillan-Fénélon et d'Enjalran-Bapst. Les contacts sont occupés par les cisaillements du lac Matagami au sud et du lac Fleuri au nord. Il est constitué de siltstone, mudstone, conglomérats polygéniques et grès. Les bordures nord et sud du Domaine Nord sont cisailées et par endroits mylonitisées sur des épaisseurs pouvant atteindre une centaine de mètres. Le contact nord du Groupe de Matagami est illustré par le Cisaillement du lac Matagami, une zone de cisaillement mylonitique à pendage sud abrupt. Le contact sud montre, quant à lui, plusieurs cisaillements D2 importants, tels ceux de la rivière Allard, de la rivière Allard Nord et de la rivière Waswanipi (Fig. 3-2). Ces structures d'orientation E-O à ENE montrent un pendage abrupt vers le nord et une cinématique inverse senestre. Des inversions de polarité dans certaines séquences volcaniques surviennent par endroits à l'intérieur du Domaine Nord, indiquant la présence d'un plissement P2 serré à isoclinal, localisé entre les cisaillements majeurs. Certaines des traces de plans axiaux sont interprétées aux endroits où ces cisaillements se rapprochent l'un de l'autre ou qu'ils convergent (Pilote *et al.*, *en prép*).

Historiquement, la cartographie et l'exploration minière dans les groupes de Brouillan-Fénélon et d'Enjalran-Bapst ont été freinées en raison de la très faible densité d'affleurement et de l'épaisse couverture de dépôts glaciaires, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les forages d'exploration réalisés dans ce secteur ont tout de même intersecté des volcanites de composition intermédiaire à localement felsique et des niveaux de pyrite massive. Jusqu'à maintenant toutefois, aucun dépôt d'ampleur économique n'y a été répertorié (G. Roy, *comm. pers.*, 2011).

3.3 Division en deux domaines : Le Domaine Sud

Le Domaine Sud englobe les différents secteurs historiquement connus sous les noms de Flanc Sud, Flanc Nord, et Camp Ouest. L'appellation « Plaine Centrale » est introduite pour la région située entre le Flanc Sud et le Camp Ouest. Le Complexe de la rivière Bell (CRB; Fig. 3-1), localisé entre les flancs Nord et Sud, fait également partie du Domaine Sud. Tous les gisements connus du camp de Matagami se retrouvent dans ce domaine, particulièrement le long du Flanc Sud. Le Domaine Sud est caractérisé par une stratigraphie orientée NO-SE (sauf

sur le Flanc Nord) et une déformation d'intensité nettement inférieure à celle du Domaine Nord.

3.3.1 Le Flanc Nord

Stratigraphie et structure

Le Flanc Nord présente une stratigraphie orientée ONO, à pendage subvertical avec une polarité vers le nord. L'étude structurale et géologique, menée lors de la campagne 2010 par le MRN (P. Pilote, commun. pers., 2011), semble confirmer l'hypothèse de Piché (1991) voulant qu'il s'agisse d'un chevauchement structural impliquant la répétition ou la coupure de certains segments stratigraphiques (Ch. 1). La stratigraphie détaillée du Flanc Nord reste cependant mal connue, étant donné les nombreuses répétitions structurales. La cartographie de Pilote *et al.* (2011) montre que sur le Flanc Nord, le Groupe de Wabassee contient deux formations distinctes : la Formation de la rivière Allard au sud et la Formation de la rivière Bell au nord (cf. Ch. 4), séparées l'une de l'autre par le Cisaillement Dunlop (Fig. 3-1). Ces deux formations sont majoritairement composées de roches mafiques, mais quelques niveaux felsiques sont présents localement. Ces formations surmontent le Groupe du lac Watson, composé de la Rhyolite et la Dacite du lac Watson. Le Flanc Nord est tronqué par le CRB au sud et est recoupé par la Faille Daniel à l'ouest.

Métallogénie

Le Flanc Nord englobe, d'ouest en est, les gisements de New Hosco, Radiore Ouest, Norita, Norita Est, Bell Channel, Bell Channel #4, Lac Garon, Lac Garon #2, et Radiore #2 (Tab. 1-1; Fig. 3-1). Ces gisements se retrouvent à l'interface de roches felsiques et mafiques, à l'exception du gisement de New Hosco où la minéralisation se situe au sommet du Tuf de New Hosco. La mine New Hosco a exploité le deuxième plus gros gisement du Flanc Nord entre 1963 et 1970 (1,8 Mt @ 1,7% Zn, 1,7% Cu, 10 g/t Ag, 0,3 g/t Au; Adair, 2009). Selon Martin (1989) et Martin et Lavoie (1990), la minéralisation de New Hosco est située stratigraphiquement plus haut dans la séquence du Flanc Nord que la minéralisation de Norita. Le gisement se serait formé par remplacement de roches volcanoclastiques (Sharpe, 1968).

Intrusions

Plusieurs plutons de dimensions imposantes recoupent la stratigraphie (Pilote, 2011). Le Pluton d'Olga (Goutier *et al.*, 2004), daté à 2693 ± 2 Ma par Mortensen (1993) et donc post-volcanique, est composé principalement de tonalite à hornblende et à biotite, ainsi que de granodiorite en quelques endroits. Il recoupe clairement les roches volcaniques du Groupe de Wabasse ainsi que le CRB. Il est bordé au sud par le Cisaillement Bell et au nord-est par le Cisaillement Dunlop.

Le Pluton de la Baie Dunlop n'est pas daté mais le métamorphisme de contact observé sur le terrain suggère une mise en place post-volcanique (auréole de contact). Il contient trois phases majeures: la première, au cœur du complexe, est composée de tonalite à hornblende-biotite, la deuxième phase contient de la tonalite à hornblende et la dernière phase en bordure du pluton est formée par de la diorite et de la diorite quartzifère. Il se situe au sein de la Formation de la rivière Bell.

Pour finir, la suite gabbroïque de Radiore (Fig. 3-1), datée à 2720 ± 1 Ma (Mortensen, 1993), est composée principalement de diorite et de gabbro pegmatitique, recoupés par des diorites quartzifères, des leucogabbros à magnétite et des brèches intrusives présentant des évidences d'injections répétées. Au sein de cette suite se situe une enclave de roches volcaniques de la Formation de la rivière Allard, au sein de laquelle le gisement de Radiore #2 a été découvert. Cette suite est en contact avec le CRB au sud, et s'injecte dans les roches de la Formation de la rivière Allard au nord.

3.3.2 Le Complexe de la rivière Bell (CRB)

Un mémoire de maîtrise a été rédigé récemment sur le CRB (Roudaut, 2013). Ce projet avait pour but d'étudier les minéraux contenant les valeurs économiques de vanadium, ainsi que de proposer une genèse pour les zones minéralisées. Ces travaux ont permis d'obtenir une meilleure connaissance dans les zones minéralisées en Fe-Ti-V du CRB. Ces zones sont définies comme suit (Roudaut *et al.*, 2011):

La zone de gabbros contenant les oxydes, à polarité vers le nord, comprend les mésogabbros à magnétite titanifère et vanadifère disséminée, des lits de magnétite

titanifère et vanadifère et d'ilménite massifs, semi-massifs et disséminés ainsi que des leucogabbros et anorthosites parfois injectés dans les faciès précédents. Les zones d'oxydes atteignent jusqu'à 200 m d'épaisseur avec des lits centimétriques à décimétriques présentant des teneurs moyennes de 39,04 % Fe_2O_3 , 6,55 % TiO_2 et 0,42 % V_2O_5 .

Un projet de maîtrise a également été effectué sur les propriétés géophysiques des roches du Flanc Nord et du CRB (Astic, 2011). Les modélisations magnétiques et gravimétriques semblent montrer que la partie septentrionale du CRB se prolonge en profondeur de façon subverticale.

Une nouveauté apportée par le MRN est l'identification systématique et la cartographie du granophyre du CRB, ou en d'autres termes, la partie sommitale du complexe. Ce granophyre est identifié en rose sur la carte géologique de la figure 3-1. Il est possible de le suivre au nord du Flanc Sud et à l'ouest du Flanc Nord.

3.3.3 Le Flanc Sud

Le Flanc Sud est bordé au nord par le Cisaillement d'Isle Dieu, à l'ouest par la Faille Daniel, à l'est par le CRB (Fig. 3-1). La polarité du Flanc Sud est vers le SO et le pendage varie selon les secteurs. Il passe de subhorizontal dans le secteur de Persévérance, à 40° dans la partie centrale, à finalement 70° dans le secteur de Bracemac-McLeod. La limite sud de la stratigraphie est également coupée par le CRB, mais est gonflée par la suite gabbroïque de Galinée. Il s'agit d'un cortège de gabbros à gabbros pyroxénitiques entrecoupés de dykes gabbroïques pegmatitiques. Les travaux effectués par le MRN sur le Flanc Sud ne modifient que légèrement la carte déjà existante et décrite au Ch. 1. Les quelques différences sont (i) dans l'identification du granophyre, partie sommitale du CRB, au nord du Flanc Sud; (ii) dans la limite de la Dacite du lac Watson, précisée par un échantillonnage resserré; et (iii) dans la forme des intrusions, réinterprétée grâce à la carte magnétique de haute résolution (Fig. 3-3).

3.3.4 La Plaine Centrale et le modèle 3D

Stratigraphie et structure

La Plaine Centrale est bordée au Nord par le Cisaillement de la rivière Allard qui la sépare du Domaine Nord, à l'est par la Faille Daniel qui la sépare du Flanc Sud, et à l'ouest et au sud par la Faille McIvor qui la sépare du Camp Ouest. La polarité de la Plaine Centrale est vers le nord, et le pendage est subhorizontal à faible. Deux formations volcaniques ont été définies dans la Plaine Centrale: la formation de la rivière Allard appartenant au Groupe de Wabassee, surmontée par le Groupe de Daniel. Ces unités se composent de roches volcaniques mafiques à intermédiaires coussinées à massives, avec quelques passages de hyaloclastite. Quelques unités felsiques sont rencontrées localement, ainsi que des intrusions mafiques à felsiques. À ce jour, aucune minéralisation significative n'a été découverte dans la Plaine Centrale.

La caractéristique principale de la Plaine Centrale est sa stratigraphie d'orientation NE-SO à pendage faible vers le nord, moins de 30° (Fig. 3-1; Pilote *et al.*, *en prép.*). Les mesures structurales sur les coussins ont permis de déterminer avec précision l'attitude du S_0 dans cette région et de définir de grands plis ouverts. On y retrouve en particulier deux synclinaux et un grand anticlinal P1, nommés d'ouest en est Synclinal du Dôme, Anticlinal de McIvor et Synclinal de Wabassee (Fig. 3-1). Les traces des plans axiaux de ces plis P1 sont orientées NO-SE.

Le traitement des données lithogéochimiques a permis d'identifier certaines unités volcaniques possédant des caractéristiques chimiques distinctes de celles généralement associées aux roches du secteur de Matagami. La géométrie particulière de ces unités observée en disposant les échantillons sur la carte, combinée à la distribution des S_0 mesurés sur le terrain, a permis d'interpréter que les plis P1 sont eux-mêmes replissés par des plis P2, produits par la compression régionale N-S (événement D2). En raison de leur attitude respective, la superposition de ces deux générations de plis engendre un motif en dômes et bassins, avec des fenêtres structurales en différents endroits. Ce nouveau concept a été illustré à l'aide d'un modèle 3D construit par le MRN (Fig. 3-4).

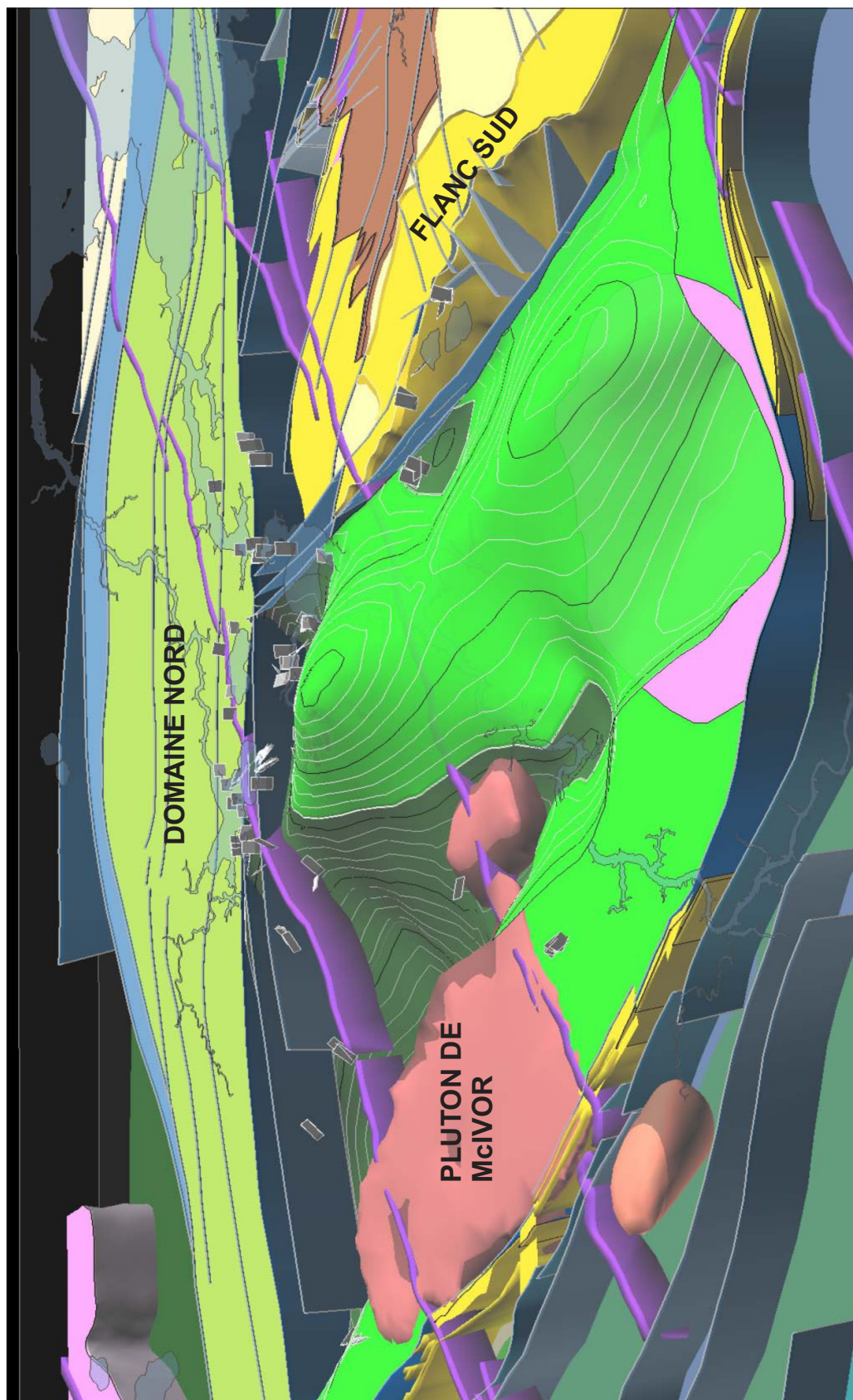


Figure 3-4 : Modélisation 3D de la région de Matagami (Pilote et al., 2011). Un zoom sur la Plaine Centrale est illustré. Le sommet du Groupe de Wabasse est modélisé avant érosion. Le Groupe de Daniel n'est pas montré. La géométrie de dôme et bassin est ainsi illustrée. Le patron de dôme et bassin résulte de l'intersection entre des plis P1 NE-SO et les plis P2 dūs au raccourcissement N-S.

Cette géométrie de dômes et bassins a des implications importantes pour l'exploration. La présence de dômes implique que la séquence volcanique connue du Flanc Sud, c.-à-d. le contact entre les groupes du lac Watson et de Wabasee, soit le niveau de Tuffite Clé, se retrouverait alors à de faibles profondeurs. La structure de dôme et bassin permettrait un accès facile à cette stratigraphie. Comme l'étude de la carte magnétique indique que cette structure n'est pas l'effet des plutons, la modélisation de la stratigraphie avant érosion (Fig. 3-4) suggère que les deux dômes alignés le long de la trace axiale de l'Anticlinal de McIvor seraient les endroits les plus propices où retrouver la stratigraphie du Flanc Sud à faible profondeur.

Intrusions

Le Pluton de McIvor est une intrusion synvolcanique datée à $2723 \pm 0,8$ Ma (Rhéaume, 2010). Son signal magnétique est très peu prononcé. Cependant, les travaux de gravimétrie ont permis de délimiter ses bordures (Boszczuk *et al.*, 2011). Il est composé de tonalite massive. Au sud, le Pluton de Cavelier (non daté) recoupe la stratigraphie. Il est composé d'un cœur de granodiorite et de tonalite porphyrique à quartz, et d'une bordure de diorite quartzifère. Son empreinte magnétique est très prononcée. Une auréole de métamorphisme de contact affecte les roches adjacentes. De nombreuses petites intrusions de diorite se sont également mises en place dans cette partie du camp.

3.3.5 Le Camp Ouest

Le Camp Ouest est bordé de toutes parts par des failles: la Faille de McIvor à l'est, la Faille de la Gauchetière à l'ouest, et le Cisaillement de la rivière Allard au nord, qui le sépare du Domaine Nord (Fig. 3-1). La polarité des couches est vers l'E, et le pendage de la stratigraphie est subvertical. Les interprétations faites dans la nouvelle carte sont basées principalement sur la compilation des données historiques (Xstrata, SOQUEM), ainsi que sur la carte magnétique, car seulement quelques affleurements ont été retrouvés dans ce secteur. L'hypothèse structurale pour le Camp Ouest est similaire à celle proposée sur le Flanc Nord, soit la répétition de certains tronçons stratigraphiques à la faveur des failles longitudinales. Toutefois, ce secteur reste encore mal compris et beaucoup de travaux sont à faire pour obtenir une image claire de la géologie. Néanmoins, le potentiel économique de cette zone demeure intéressant et pertinent

à examiner, les dépôts de Caber, Caber Nord et Phelps Dodge s'y trouvant.

3.4 Nouvelle colonne stratigraphique régionale du Domaine Sud

Les travaux de cartographie et d'échantillonnage du MRN, combinés aux travaux de cette étude, ont permis de réviser la stratigraphie régionale du Domaine Sud de Matagami (Figs. 3-1, 3-5). La nomenclature des groupes du lac Watson et de Wabassee précédemment définis par Sharpe (1968), Beaudry et Gaucher (1986) et Piché (1991) est conservée. Le Groupe de Daniel est ajouté, et se retrouve au dessus du Groupe de Wabassee.

3.4.1 Groupe du lac Watson

Le Groupe du lac Watson reste inchangé par rapport aux travaux antérieurs. Il est composé d'une unité basaltique à la base décrite par Piché (1991) sur le Flanc Nord, puis de la Dacite du lac Watson et de la Rhyolite du lac Watson. Les unités felsiques se retrouvent sur le Flanc Sud, le Flanc Nord et le Camp Ouest. La fin de ce groupe est marquée par la présence de la Tuffite Clé.

3.4.2 Groupe de Wabassee

Les principaux changements concernent la stratigraphie interne du Groupe de Wabassee, où deux formations sont maintenant proposées: la Formation de la rivière Allard et la Formation de la rivière Bell, établies précédemment mais dont les limites ont été redéfinies. La partie la plus jeune du Groupe de Wabassee est transférée au Groupe de Daniel, nouvellement introduit (Fig. 3-5). Enfin, dans le Groupe de Wabassee, l'unité de Véract (Piché, 1991) est abolie.

La Formation de la rivière Allard

La Formation de la rivière Allard est retrouvée sur le Flanc Sud, le Flanc Nord, le Camp Ouest, ainsi que la Plaine Centrale (Fig. 3-1). Les travaux présentés ici ont affiné les connaissances notamment de la base du Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud.

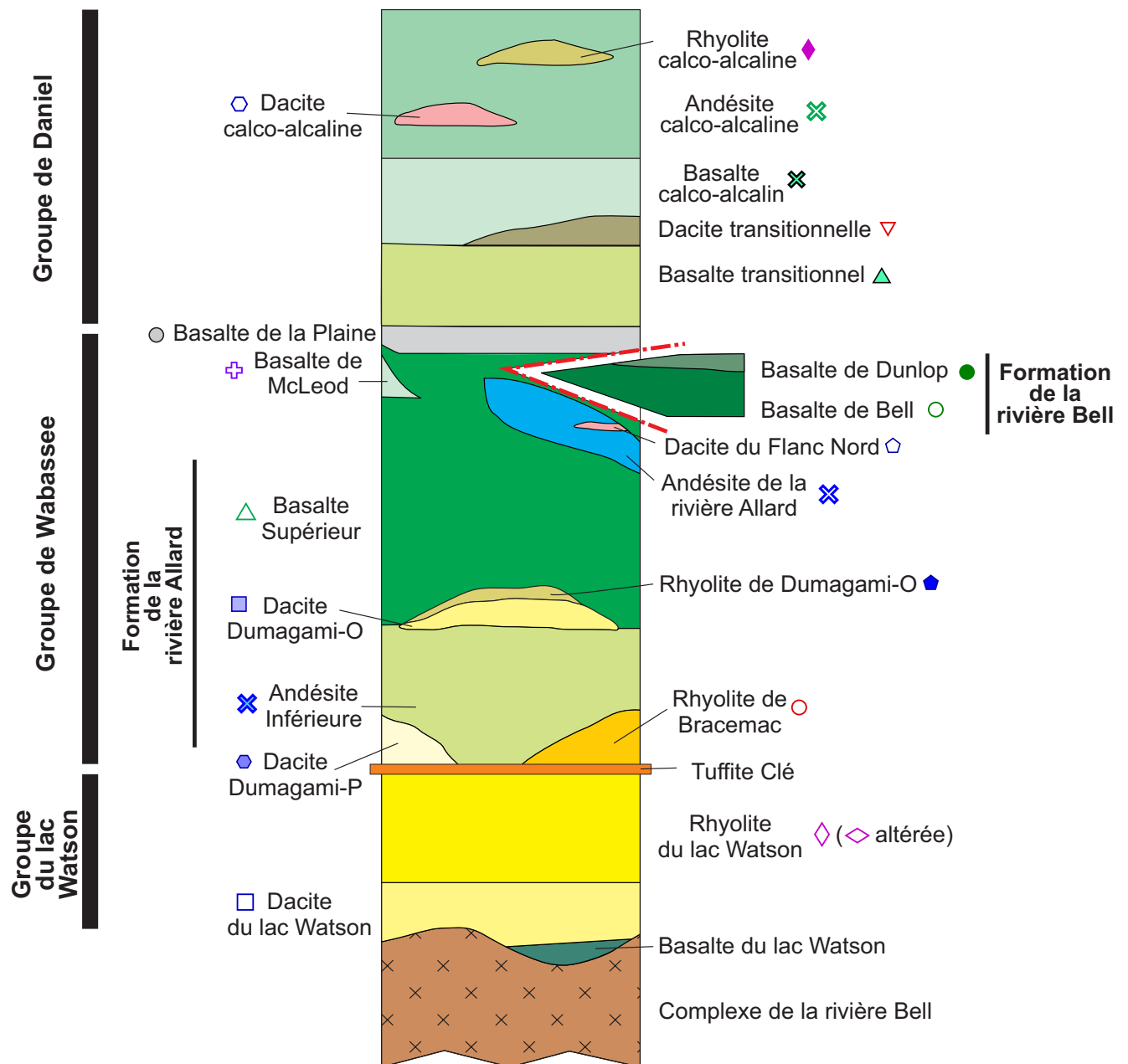


Figure 3-5: Colonne stratigraphique de la région de Matagami modifiée d'après Pilote *et al.* (2011). Les symboles à proximité des noms correspondent aux légendes des diagrammes de géochimie. La ligne en tireté rouge représente la Faille Daniel. L'axe vertical n'est pas à l'échelle. Voir texte pour détails.

Dans le secteur de Bracemac-McLeod, le Groupe de Wabassee débute avec la Rhyolite de Bracemac (Fig. 3-5). Dans le secteur de Persévérance, c'est la Dacite de Dumagami-P qui se met en place. Dans le reste du Flanc Sud, on retrouve l'Andésite Inférieure, dont les caractéristiques géochimiques ont été définies par ce projet de doctorat (Ch. 4). L'Andésite Inférieure est également présente dans le Camp Ouest. Au sommet de l'Andésite Inférieure se trouvent la Dacite et la Rhyolite de Dumagami-O dans la partie centrale du Flanc Sud. Finalement, à l'échelle régionale se retrouve le Basalte Supérieur (Flanc Sud, Camp Centrale, Flanc Nord et Camp Ouest). Une unité très locale a également été mise en évidence dans le secteur de McLeod, et a été appelé Basalte de McLeod.

Une autre unité présente celle-là dans le Camp Ouest et le Flanc Nord est l'Andésite de la rivière Allard. Celle-ci est assez locale et se retrouve au sein du Basalte Supérieur. Sur le Flanc Nord, la Dacite du Flanc Nord a également été observée, également très localement. L'abondance de failles longitudinales répétant la stratigraphie complique la compréhension de la géométrie globale du Flanc Nord (P. Pilote, *comm. pers.*, 2010).

Finalement, le sommet de la Formation de la rivière Allard a été défini par le Basalte de la Plaine, retrouvé au sein de la Plaine Centrale. Les caractéristiques géochimiques de ces unités vont être définies au Ch. 4.

La Formation de la rivière Bell

La Formation de la rivière Bell n'est retrouvée que sur le Flanc Nord. Elle est délimitée au sud par le cisaillement de la baie Dunlop et au nord par le cisaillement de la rivière Waswanipi. Cette formation contient deux unités: le Basalte de Bell, qui domine en volume, ainsi que le Basalte de Dunlop, retrouvé près du Pluton de la baie Dunlop.

3.4.3 Groupe de Daniel

Le Groupe de Daniel est une nouveauté apportée par les travaux du MRN. Il est distingué du Groupe de Wabassee sur la base de la géochimie (Ch. 4), de l'âge (Ch. 5), et de la position stratigraphique. Ce Groupe se retrouve au sein de la Plaine Centrale. Il est composé à la base d'un Basalte transitionnel. Une Dacite transitionnelle est retrouvée localement. S'en suit un Basalte calco-alcalin puis une Andésite calco-alcaline, au sein de laquelle se retrouve

une unité de Dacite calco-alcaline ainsi qu'une rhyolite calco-alcaline. La cartographie du contact Wabassee-Daniel, combinée avec les mesures de polarité stratigraphique, a été particulièrement utile pour permettre de déterminer la structure de la Plaine Centrale.

3.5 Conclusions du chapitre

Les travaux présentés ici offrent une nouvelle vision de la géologie de la région de Matagami. Les conclusions de ces travaux sont:

- La région est divisée en deux grand domaines: le Domaine Nord et le Domaine Sud.
- Le Domaine Nord est caractérisé par une stratigraphie et un grain structural d'orientation E-O à ENE.
- Le Domaine Sud englobe les historiques Flanc Sud, Flanc Nord, Camp Ouest et la Plaine Centrale située entre le Flanc Sud et le Camp Ouest.
- La caractéristique principale de la Plaine Centrale est sa stratigraphie d'orientation NE-SO à pendage faible vers le nord, moins de 30°.
- La géométrie de la Plaine Centrale est expliquée par des plis P1, eux-mêmes replissés par des plis P2, produits par la compression régionale N-S (évènement D2). La superposition de ces deux générations de plis engendre un motif en dômes et bassins, avec des fenêtres structurales en différents endroits. Ce nouveau concept a été illustré à l'aide d'un modèle 3D construit par le MRN.
- Le Camp Ouest est formé de répétitions structurales de la stratigraphie, comme retrouvées sur le Flanc Nord.
- La nouvelle colonne stratigraphique du Domaine Sud reprend les historiques groupes du lac Watson et de Wabassee. Le Groupe du lac Watson reste inchangé, comprenant la Dacite du lac Watson et la Rhyolite du lac Watson. Au sein du Groupe de Wabassee, deux formations sont redéfinies: la Formation de la rivière Allard, et la Formation de la rivière Bell, alors que l'unité de Véract est abolie. Le Groupe de Daniel est proposé, surmontant le Groupe de Wabassee dans la Plaine Centrale.

CHAPITRE 4: GEOCHIMIE, STRATIGRAPHIE DETAILLEE ET ENVIRONNEMENTS TECTONIQUES

Ce chapitre est divisé en six parties: (1) une rapide présentation géochimique des groupes et des formations volcaniques du Domaine Sud; (2) la description détaillée de la géochimie des différentes formations et des unités les composant; (3) un examen de certains diagrammes de discrimination des unités; (4) les implications de ces travaux sur la stratigraphie; (5) la caractérisation des effets de l'altération hydrothermale sur la composition des principales unités lithologiques du secteur à l'étude et (6) les travaux associés à la pétrogenèse et au contexte géodynamique du secteur d'étude.

4.1 Les groupes et formations volcaniques

La carte de Matagami présentant les différents groupes et la position des échantillons de surface du MRN est montrée à la Fig. 4-1, permettant ainsi de localiser les différentes unités. Les symboles utilisés dans tous les diagrammes de ce chapitre sont montrés à la Fig. 4-2. Cette partie présente par une description générale des différents groupes et formations de la région de Matagami, d'un point de vue géochimique. La section suivante (4.2) contient une description détaillée de chaque unité. Dans la présente section, à des fins de concision, les diagrammes utilisés sont seulement ceux de Winchester et Floyd (1977) pour le nom de la roche (basalte à rhyolite) et de Barrett et MacLean (1999) pour l'affinité magmatique. Dans la section 4.2, d'autres diagrammes comme TAS, AFM et les diagrammes multiéléments sont ajoutés pour dresser un portrait complet de la géochimie des unités volcaniques de la région.

D'après les diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977; Fig. 4-3), la région de Matagami contient un spectre complet de roches sub-alkalines allant du basalte à la rhyolite. La dispersion verticale visible sur le diagramme Zr/TiO_2 vs. SiO_2 est dû à la mobilité du SiO_2 lors de l'altération hydrothermale (Fig. 4-3 A). Le diagramme Zr/TiO_2 vs. Nb/Y est moins sensible à l'altération et donne des groupements mieux définis (Fig. 4-3 B). En Annexe 4 se trouve les moyennes et écart-type des analyses respectives pour chaque unité.

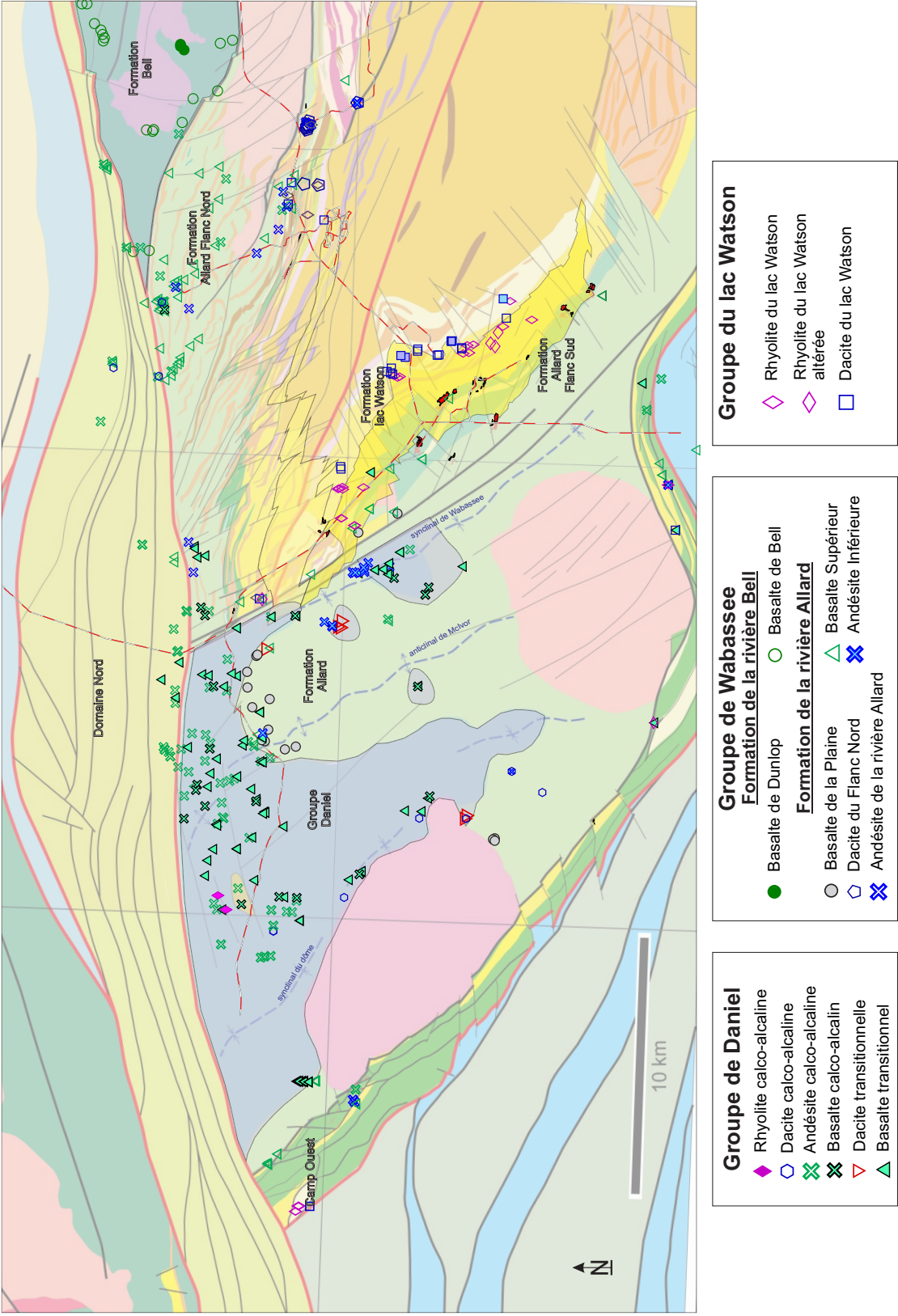







Figure 4-1: Carte géologique simplifiée de la région de Matagami montrant la position des échantillons de laves des campagnes de terrain du MRN. La légende de la carte géologique est présentée à la figure 3-1b.

Groupe de Daniel


-  Rhyolite calco-alkaline
-  Dacite calco-alkaline
-  Andésite calco-alkaline
-  Basalte calco-alkalin
-  Dacite transitionnelle
-  Basalte transitionnel

Groupe de Wabassee

Formation de la rivière Bell

-  Basalte de Dunlop
-  Basalte de Bell

Formation de la rivière Allard

-  Basalte de la Plaine
-  Dacite du Flanc Nord
-  Andésite de la rivière Allard
-  Basalte de McLeod
-  Basalte Supérieur
-  Rhyolite de Dumagami-O
-  Dacite de Dumagami-O
-  Andésite Inférieure
-  Rhyolite de Bracemac
-  Dacite de Dumagami-P
-  Tuf de New Hosco
-  Tuffite Clé

Groupe du lac Watson





-  Rhyolite du lac Watson
-  Rhyolite du lac Watson altérée
-  Dacite du lac Watson
-  Dacite de Caber Nord

Figure 4-2: Légende des symboles utilisés pour les diagrammes de géochimie.

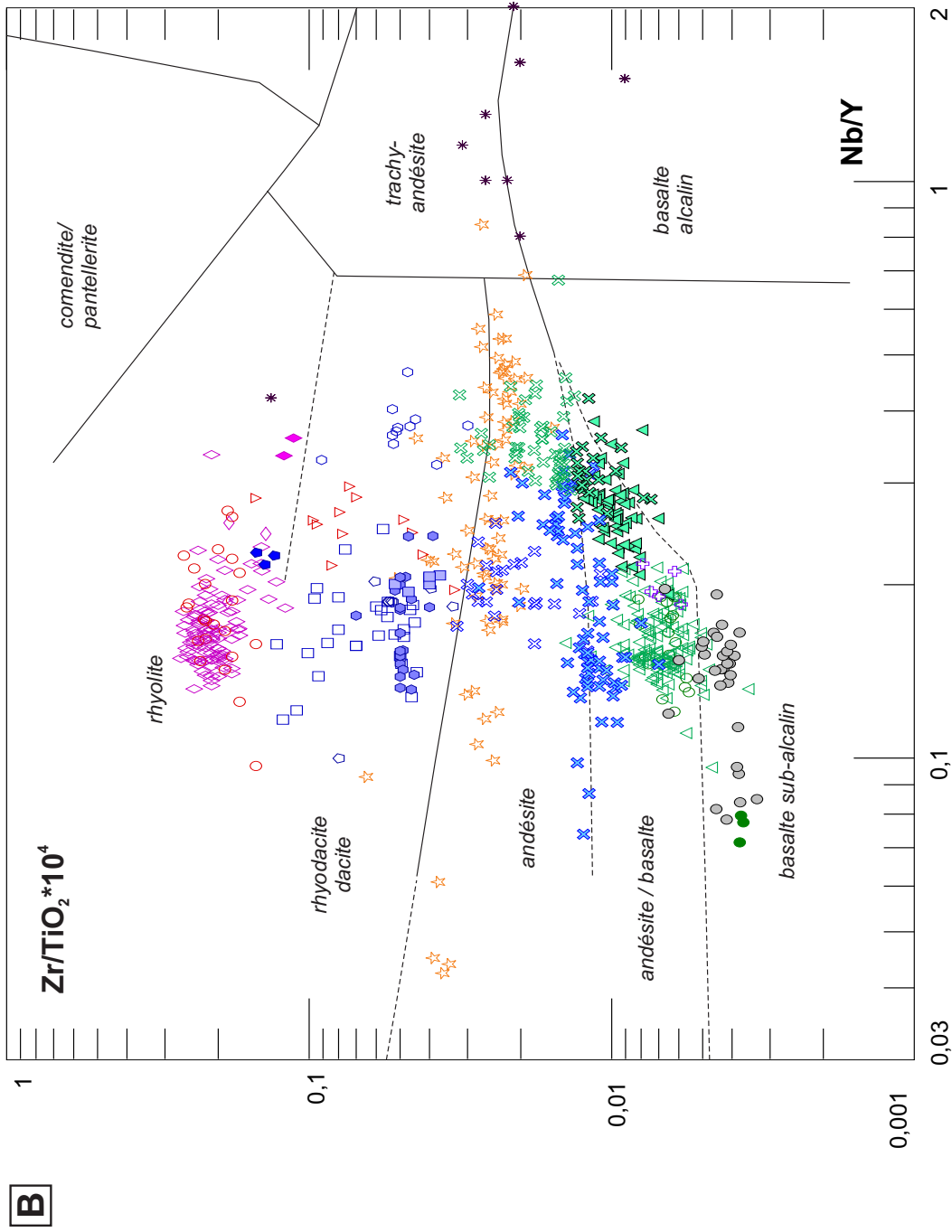


Figure 4-3B: Géochimie des roches volcaniques de la région de Matagami. Diagrammes de classification de Winchester et Floyd (1977). Les données proviennent du MRN ainsi que de cette étude. C/P: comendite/pantellerite; Tr/An: trachyandésite; AB: basalte alcalin. Les données du Tuf de New Hosco proviennent des analyses d'Xstrata; les données de la Tuffite Clé proviennent de D. Genna.

En ne tenant pas compte du Tuf de New Hosco et de la Tuffite Clé, deux unités interprétées comme étant dérivées de l'extérieur de la région (voir plus loin), une certaine bimodalité existe dans les compositions des roches volcaniques à la figure 4-3 B, c.-à-d. que les échantillons sont nombreux dans le champ « andésite/basalte », moins nombreux dans le champ « andésite » (sauf dans la partie inférieure du champ), puis un second pic englobe les dacites jusqu'aux rhyolites (bien que les rhyodacites ne soient pas abondantes). Une telle bimodalité a été remarquée dans certaines études antérieures (p. ex. Barrett *et al.*, 1999) et est typique de plusieurs successions de laves sous-marines contenant des SMV (p. ex. Galley *et al.*, 2007). Sur les diagrammes de Barrett et MacLean (1999), les roches volcaniques de la région de Matagami sont d'affinité tholéiitique, transitionnelle et calco-alcaline (Fig. 4-4).

4.1.1 Groupe du lac Watson

Sur le Flanc Sud, la stratigraphie existante est conservée. La séquence volcanique est composée de la Dacite du lac Watson, puis de la Rhyolite du lac Watson, toutes deux tholéiitiques (Fig. 4-4 A et B). Sur le Flanc Nord, certains forages ont intersecté un basalte situé en dessous de la Dacite du lac Watson (Piché, 1991, Ch.1). Cette unité n'a par contre pas été échantillonnée pour cette étude.

4.1.2 Groupe de Wabassee

Formation de la rivière Allard

Sur le Flanc Sud, la Formation de la rivière Allard débute avec une unité andésitique d'affinité transitionnelle, appelée Andésite Inférieure (Fig. 4-3 A et B). Cette unité n'affleure pas à notre connaissance, mais elle a été reconnue en forage dans les secteurs de Bracemac-McLeod et d'Orchan dans le cadre de cette étude. La succession continue avec des basaltes tholéiitiques (Basalte Supérieur), à grandeur du Flanc Sud et de la Plaine Centrale. Des unités felsiques sont intercalées dans la séquence: la Rhyolite de Bracemac, les Rhyolite et Dacite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-P dont les positions stratigraphiques seront expliquées à la section 4.2.2.

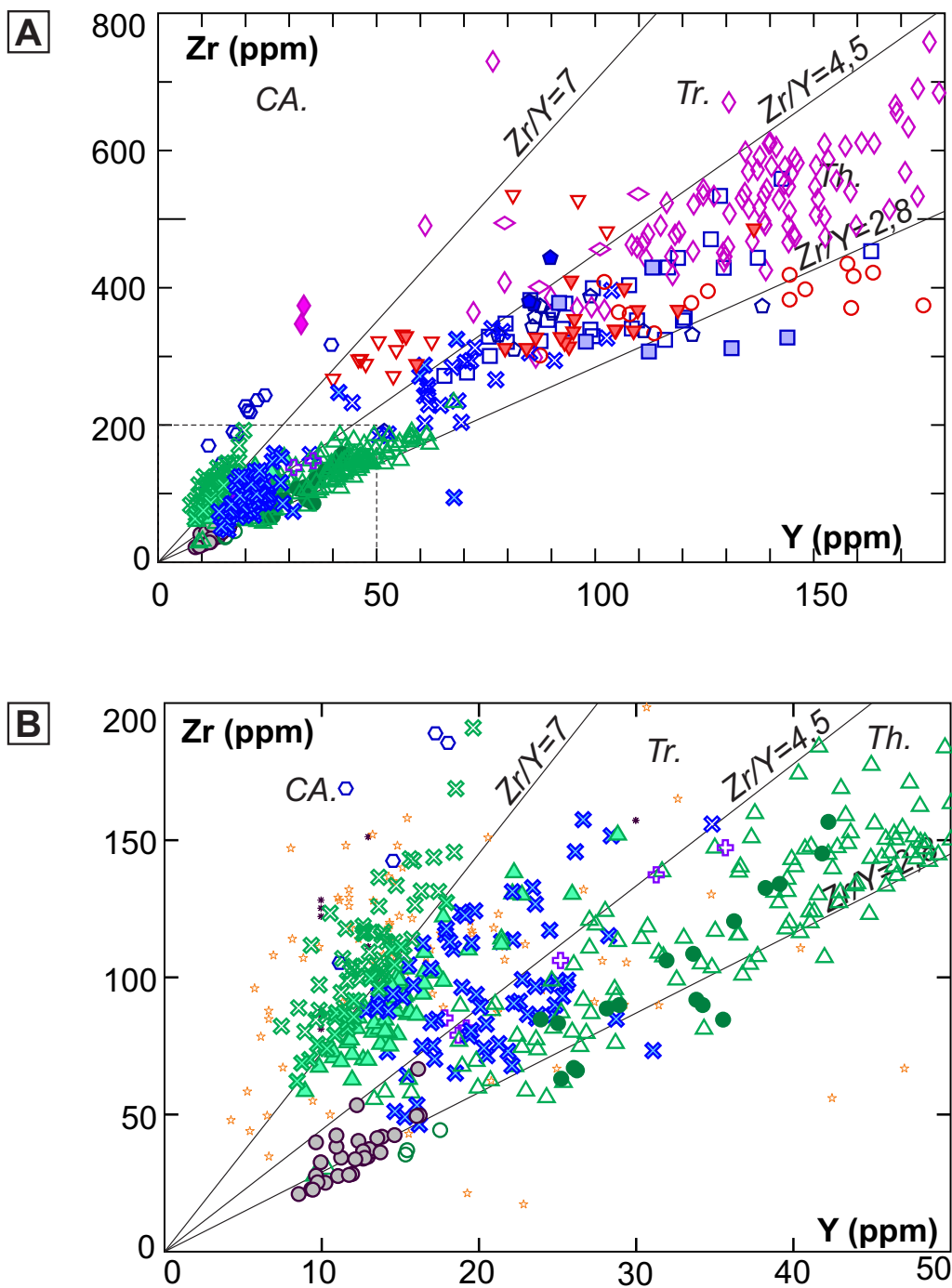


Figure 4-4: Diagrammes d'affinité magmatique Zr vs. Y des roches volcaniques de Matagami (champs de Barrett et McLean, 1999). (B) Zoom sur les valeurs des roches mafiques du diagramme Zr vs. Y. La zone est localisée sur la figure (A). Les données proviennent du MRN ainsi que de cette étude. Th. : tholéitique, Tr. : Transitionnel; CA. : Calco-alcalin. Les données du Tuf de New Hosco proviennent des analyses d'Xstrata; les données de la Tuffite Clé proviennent de D. Genna.

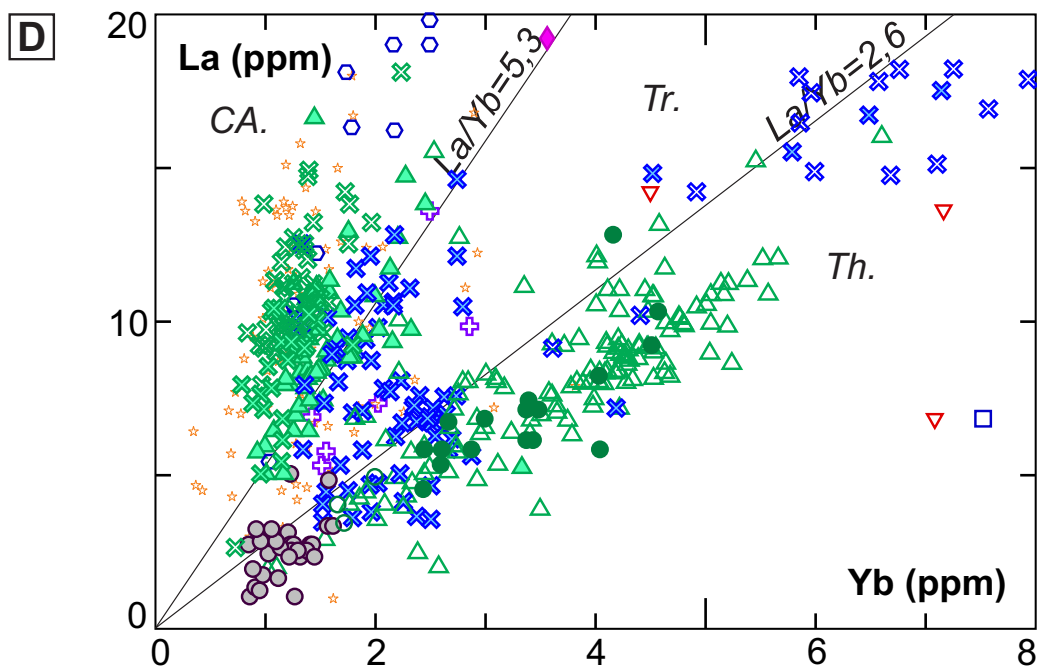
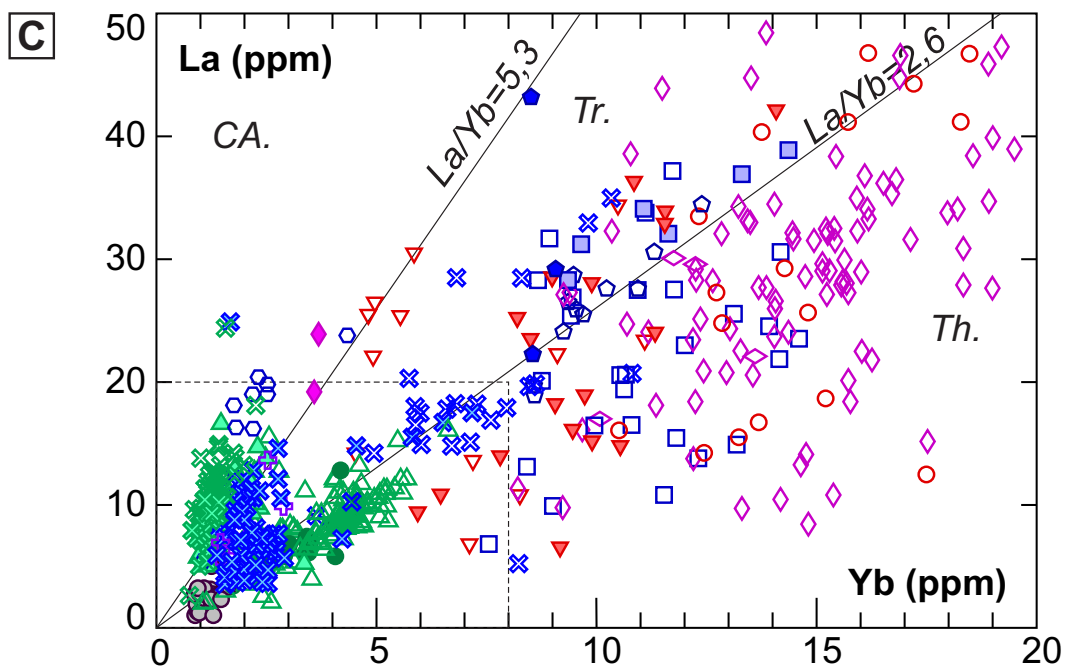


Figure 4-4 suite: Diagrammes d'affinité magmatique La vs. Yb des roches volcaniques de Matagami (champs de Barrett et McLean, 1999). (D) Zoom sur les valeurs des roches mafiques du diagramme La vs. Yb. La zone est localisée en tirets sur la figure (C). Les données proviennent du MRN ainsi que de cette étude. Th. : tholéiitique, Tr. : Transitionnel; CA. : Calco-alcalin. Les données du Tuf de New Hosco proviennent des analyses d'Xstrata; les données de la Tuffite Clé proviennent de D. Genna.

Sur le Flanc Nord, la Formation de la rivière Allard comprend majoritairement des basaltes et des andésites tholéitiques. Quelques niveaux felsiques sont également reconnus, mais leur position stratigraphique précise au sein de la Formation de la rivière Allard demeure problématique. L'abondance de failles longitudinales répétant la stratigraphie complique la compréhension de la géométrie globale du Flanc Nord (P. Pilote, *comm. pers.*, 2010).

Formation de la rivière Bell

La Formation de la rivière Bell ne se retrouve que dans la partie nord-est du Flanc Nord. Elle y surmonte la Formation de la rivière Allard. Cette formation comprend majoritairement des basaltes tholéitiques (Fig. 4-3 A et B et Fig. 4-4).

4.1.3 Groupe de Daniel

Dans le nord de la Plaine Centrale, les roches appartiennent au Groupe de Daniel. Celui-ci repose sur la Formation de la rivière Allard et est composé principalement de basaltes transitionnels surmontés d'andésites et basaltes, tous deux calco-alcalins (Fig. 4-3 A et B et Fig. 4-4). Des petites unités de rhyolite / dacite calco-alcalines sont également présentes au sein de ce groupe.

4.2 Les différentes unités volcaniques

Cette section présente chaque unité au sein du groupe/formation auxquels elle appartient. Pour chaque groupe est présenté le diagramme des alcalins totaux ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. silice (TAS, LeBas *et al.*, 1986, le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971), les diagrammes d'Harker (1909), le diagramme de Winchester et Floyd (1977) ainsi que les diagrammes d'éléments en trace étendus normalisés au manteau primitif d'après les valeurs de Sun et McDonough (1989). Plusieurs de ces diagrammes sont fortement influencés par l'altération hydrothermale (p. ex. Fig. 4-5, 4-6) mais sont tout de même présentés ici étant donné l'importance des éléments majeurs dans la compréhension des unités volcaniques. Les diagrammes ayant servi à caractériser les unités volcaniques, y compris celles qui sont altérées, sont les graphiques contenant des éléments immobiles (p. ex. Fig. 4-7).

4.2.1 Groupe du lac Watson

Le Groupe du lac Watson est retrouvé sur les flancs Sud et Nord (Fig. 4-1). Cependant, le Flanc Nord étant caractérisé par des répétitions structurales (Ch. 1), les roches du Groupe du lac Watson se retrouvent ainsi à plusieurs niveaux stratigraphiques. Le Groupe du lac Watson est également retrouvé au sein des roches du Camp Ouest.

Le Groupe du lac Watson est majoritairement composé de roches felsiques (Figs. 4-5 A, 4-7 A), préalablement décrites dans la littérature (cf. Ch. 1) et nommées la Dacite du lac Watson et la Rhyolite du lac Watson. Il est intéressant de noter que ces roches ont subi une altération importante, comme le montre les valeurs en alcalins proches de zéro, ainsi que la dispersion des valeurs en SiO_2 (Fig. 4-5 A). Le diagramme AFM montre des roches tholéitiques (Fig. 4-5 B), les quelques échantillons se trouvant dans le champ calco-alcalin montrent une dispersion probablement due à la mobilité des alcalins. L'évolution de la cristallisation fractionnée au sein des diagrammes d'Harker est difficilement interprétable, étant donné que ce groupe ne comprend que des roches felsiques (Fig. 4-6). Cependant, il est notable dans ces graphiques que le MgO , le CaO , le Na_2O , et le K_2O sont particulièrement mobiles au sein de ces roches. Rappelons que le Groupe de Watson représente l'éponte inférieure de la plupart des gisements retrouvés dans le camp. Ces deux unités ont des affinités tholéitiques, telles que démontré par le diagramme AFM (Fig. 4-5 B) ainsi que les rapports Zr/Y et La/Yb faibles (Fig. 4-7 B et C), ainsi que par l'aspect plat des spectres d'éléments en trace étendus (Figs. 4-7 D et E).

Certains échantillons se différencient des principaux groupes de points sur les figures 4-7 A, B et C. Tout d'abord, un échantillon de Dacite du lac Watson se retrouve dans le champ des andésites (Fig. 4-7 A). Cette roche montre des concentrations relatives en Zr, Y et Yb plus faibles que les autres échantillons (Figs. 4-7 B et C), bien que le Ti soit similaire. Les valeurs en terres rares légères sont également plus faibles (Fig. 4-7 D). Ensuite, trois échantillons de rhyolite ont une affinité magmatique transitionnelle (Fig. 4-7 B). Ces quatre échantillons sont situés à proximité d'une faille importante qui passe par certains gisements du centre du Flanc Sud (Orchan - Orchan Ouest – Bell Allard, Fig. 4-1; G. Roy, *comm. pers.*, 2009), ce qui permet de supposer que l'altération se soit propagée le long de la faille, expliquant la diminution du Y et des terres rares lourdes.

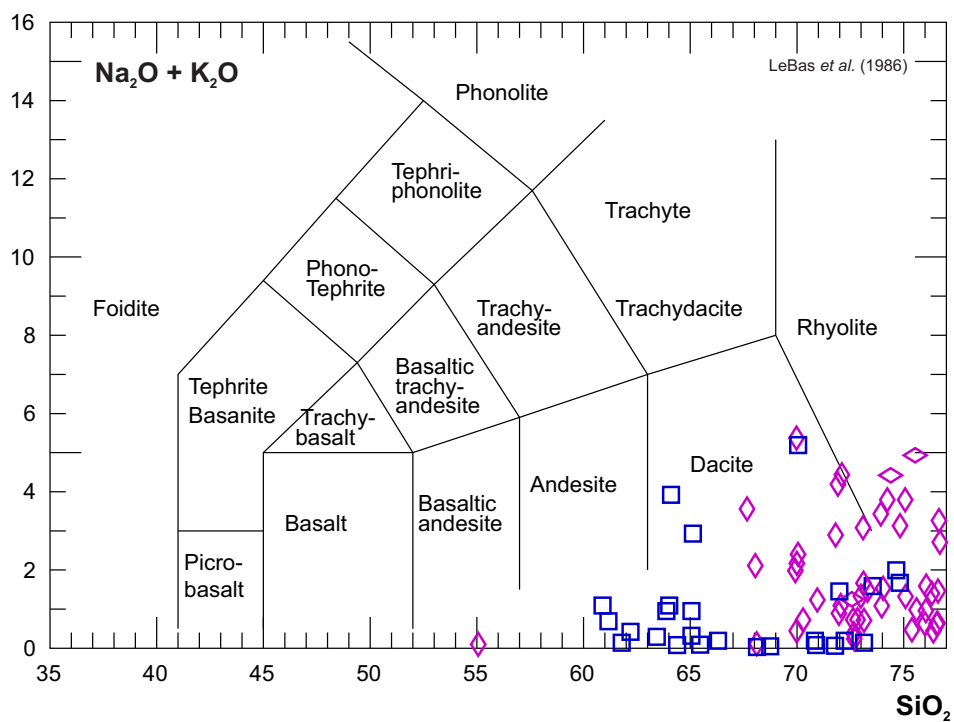
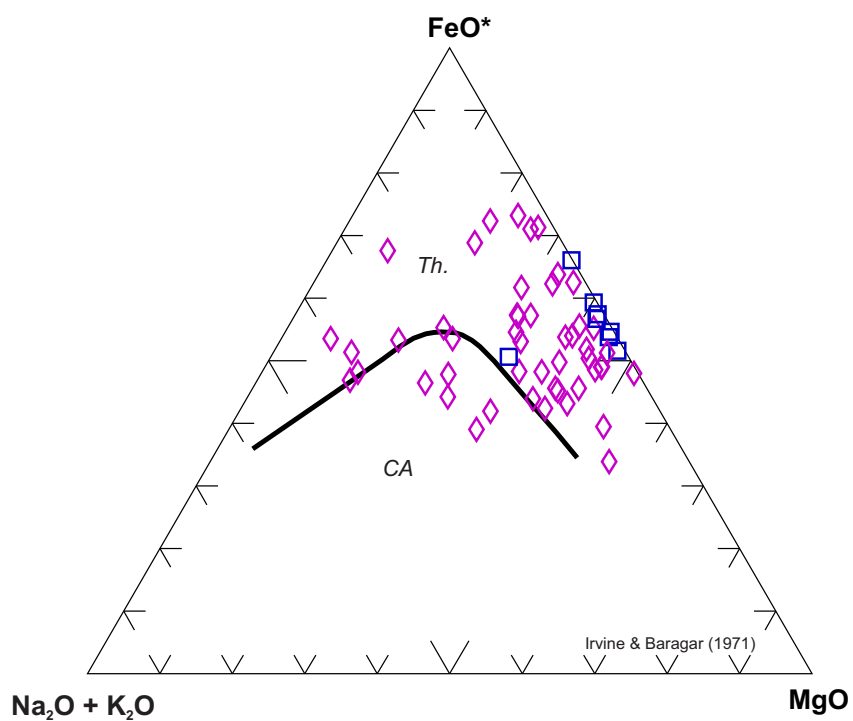
A**B**

Figure 4-5: Diagramme de discrimination des roches volcaniques du Groupe du lac Watson. (A) Diagramme de TAS; (B) Diagramme AFM. FeO^* représente la somme de Fe_2O_3 et FeO .

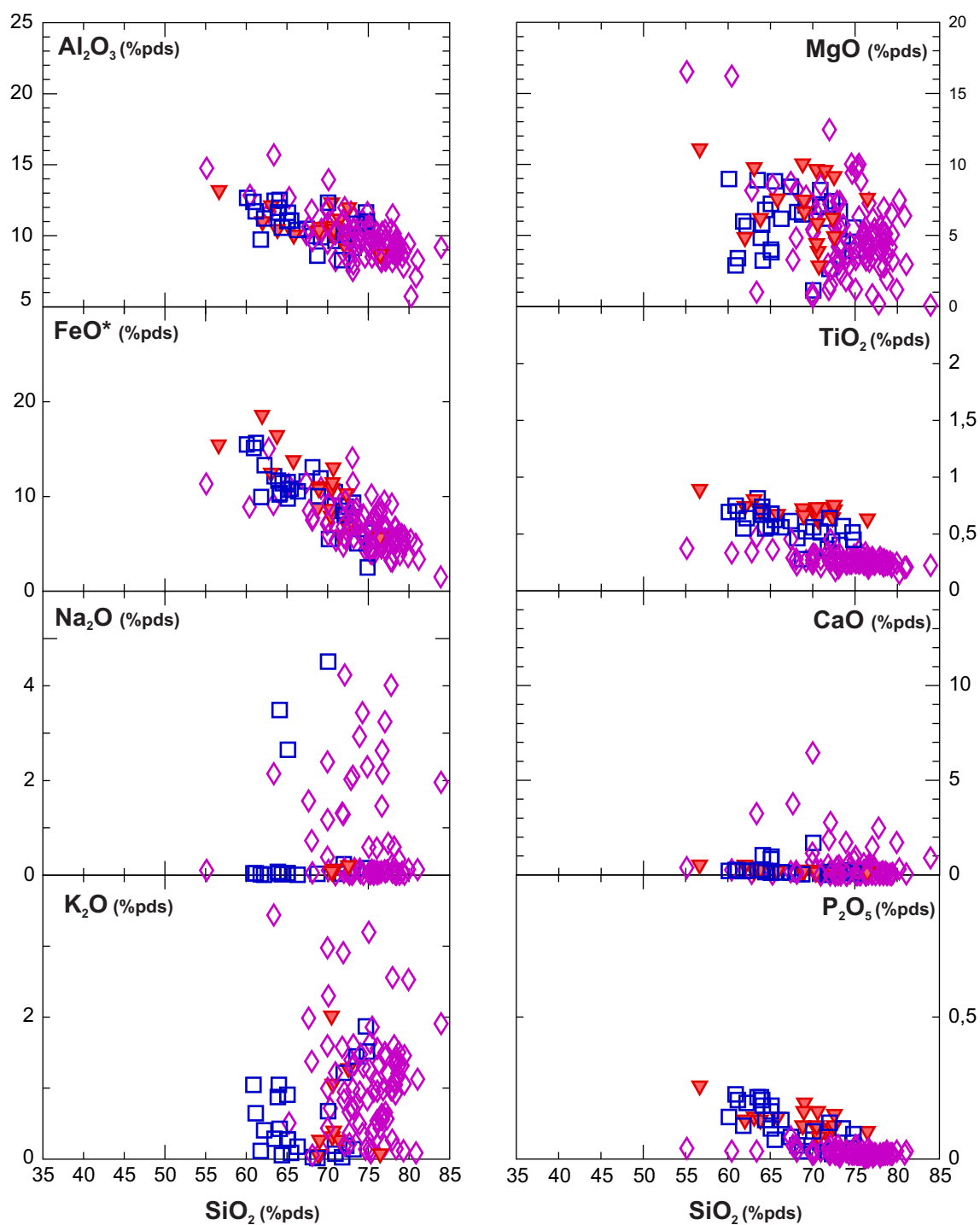


Figure 4-6: Diagrammes d'Harker des roches volcaniques du Groupe du lac Watson.

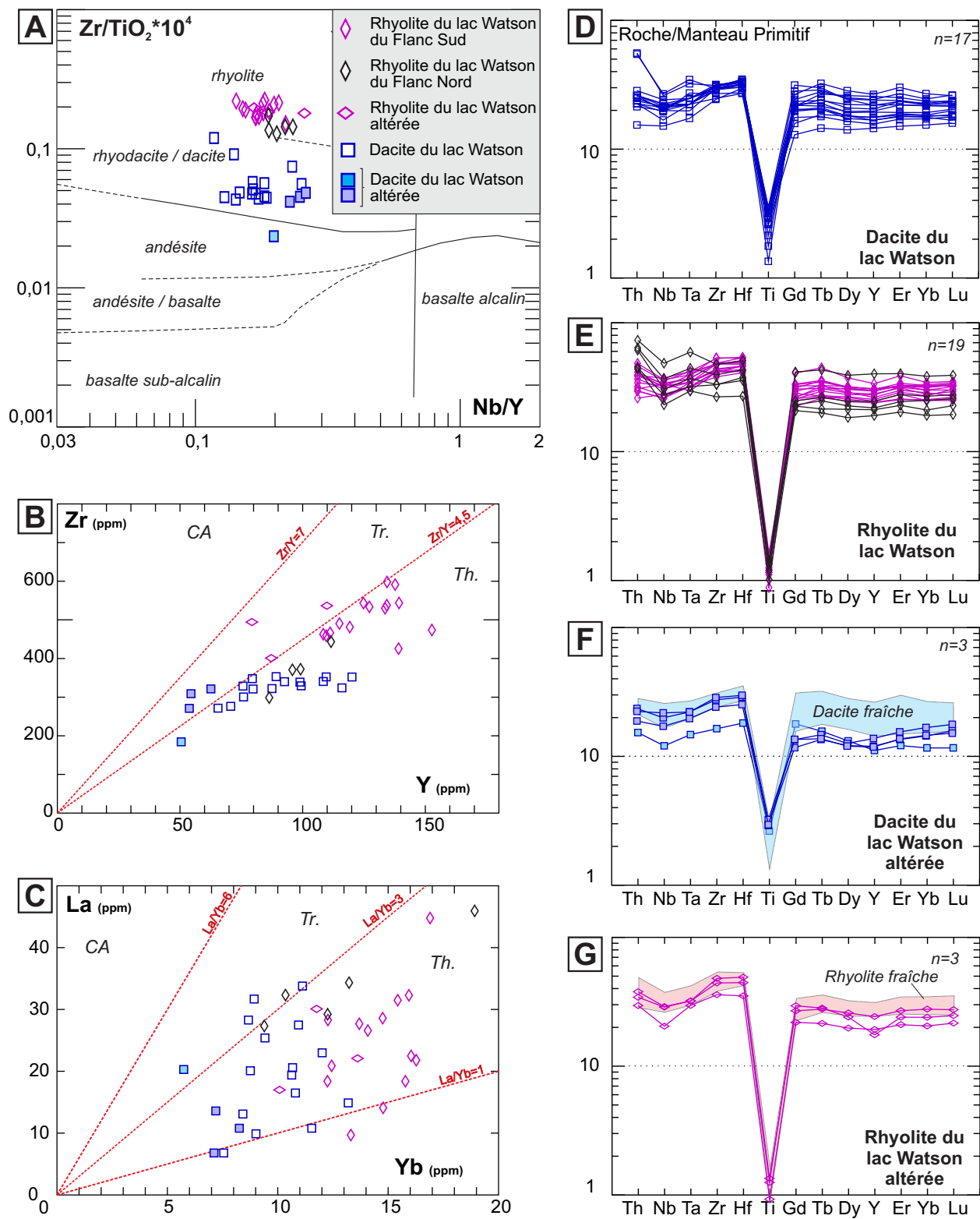


Figure 4-7: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques du Groupe du lac Watson. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A. *Th.* : tholéiitique; *Tr.* Transitionnel; *CA* : calco-alcalin.

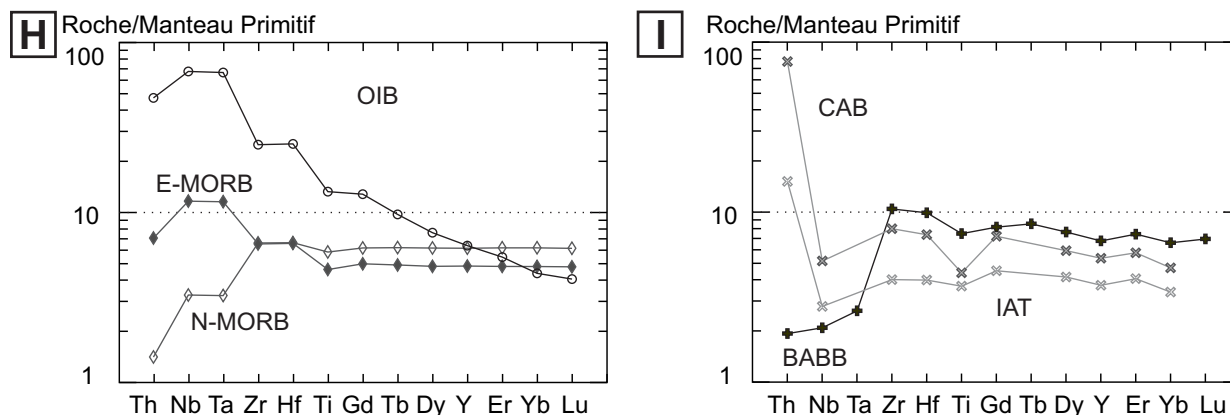


Figure 4-7 suite: Spectre d'éléments en trace étendus typiques de (H) OIB (Ocean Island Basalt), N-MORB (Normal Ocean Ridge Basalt) et E-MORB Enrichied Ocean Ridge Basalt) d'après Sun et McDonough, 1989; et (I) moyenne des CAB (Calk-alkaline basalt) et moyenne des IAT (Island arc tholeiite) de l'arc de Sunda d'après Stolz et al., 1990; et moyenne des valeurs de BABB (Back-arc basin basalt) du bassin de Lau d'après Ewart et al., 1994).

Trois autres échantillons de Dacite du lac Watson ont une affinité magmatique transitionnelle, montrée par le rapport Zr/Y (Fig. 4-7 B). Les spectres d'éléments en trace étendus de ces échantillons (Fig. 4-7 F) montrent que les éléments Th à Ti, ainsi que Lu sont équivalents aux valeurs des échantillons non altérés (enveloppe en bleu ciel). En revanche, les terres rares lourdes révèlent une certaine mobilité à cause de l'altération hydrothermale. Ces échantillons se situent en plein centre du Flanc Sud, où se trouve également un indice minéralisé appelé l'indice boursier (G. Roy, *comm. pers.*, 2008).

Pour toutes références aux caractéristiques géochimiques des N-MORB, E-MORB, OIB ainsi que les BABB, IAT et CAB, se référer aux Figs. 4-7 H et I.

4.2.2 Groupe de Wabasse - Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale

La Formation de la rivière Allard

Dans cette sous-section, les diagrammes présentés aux figures 4-8 et 4-9 incluent les échantillons pris sur les Flanc Sud, Flanc Nord, Camp Ouest et Plaine Centrale. La Formation de la rivière Allard présente des unités allant de basaltes jusqu'aux rhyolites (Fig. 4-8 A). Les roches de cette Formation ont une affinité magmatique tholéiitique, à l'exception de

l'Andésite Inférieure qui se situe dans le champs des roches calco-alcalines d'après le diagramme AFM (Fig. 4-8 B). Encore une fois, les points de Rhyolite de Bracemac se trouvant dans le champ calco-alcalin sont des échantillons altérés.

Les diagrammes de Harker montrent l'évolution de la concentration des oxydes majeurs en fonction du taux de silice (Fig. 4-9). L'évolution de l' Al_2O_3 montre une faible pente croissante suivi d'une décroissance des basaltes vers les rhyolites. Le pic observé manifeste la cristallisation de plagioclase au sein des andésites. L'évolution de la concentration de MgO forme une pente négative caractéristique de la cristallisation de minéraux tels que les clinopyroxènes. À noter que les variations observées au sein des concentrations de cet oxyde sont influencées aussi par les processus d'altération hydrothermale. Les oxydes de FeO total et de TiO_2 montrent l'évolution caractéristique des séries tholéitiques, soit une augmentation au sein des roches basaltiques, puis une décroissance vers les rhyolites, telle que déjà observée sur le diagramme AFM. Les trois oxydes présentés ensuite, soit Na_2O , CaO , K_2O sont particulièrement sensibles aux processus d'altération, et la dispersion visible au sein de diagramme l'illustre. Cependant, il est notable que la concentration de CaO diminue drastiquement (de 15% à proche de 0%) entre les basaltes et les rhyolites, ce qui est représentatif de la cristallisation de plagioclase calcique, entre autres. Pour finir, le P_2O_5 est un élément peu présent au sein des roches de Matagami. On observe cependant ici une diminution de la concentration de cet oxyde entre les basaltes et les rhyolites.

Le reste de la section 4.2.2 est consacrée aux unités de la Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale seulement (sans le Flanc Nord et le Camp Ouest). Ceci comprend des analyses provenant des échantillons de surface recueillis par le MRN (Fig. 4-1) ainsi que des échantillons de forages dans les secteurs de Bracemac-McLeod, Orchan et Persévérance (Ch. 2).

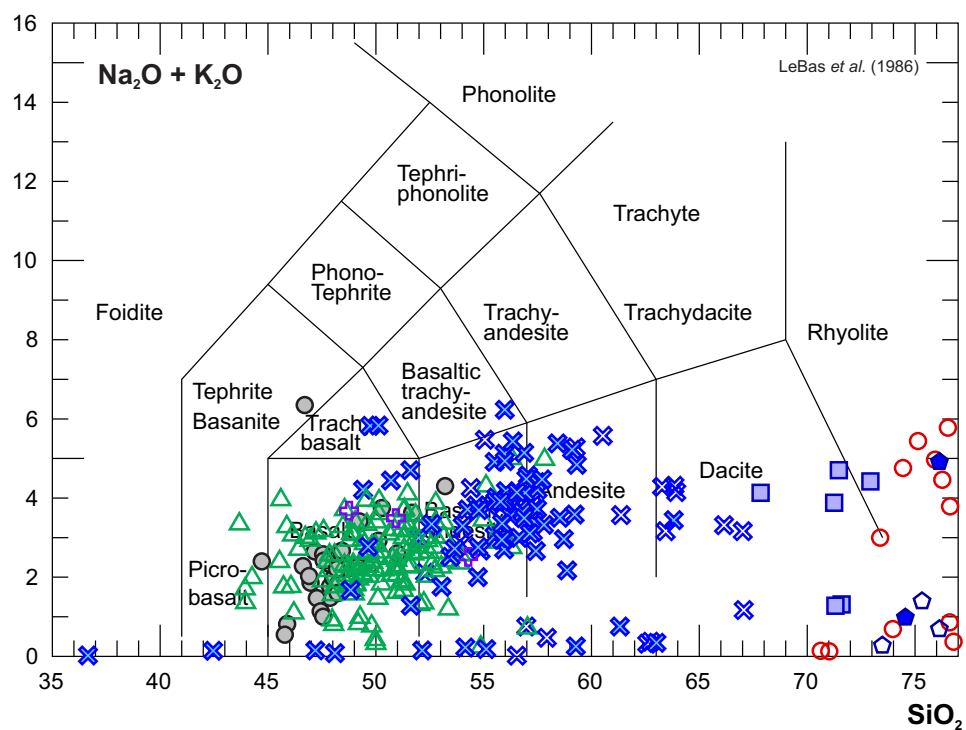
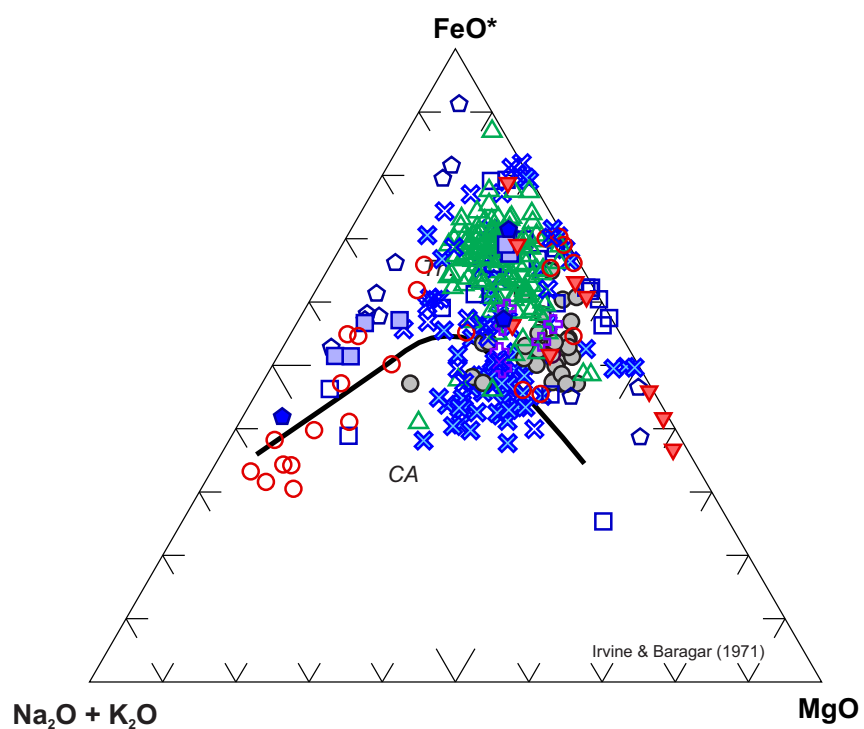
A**B**

Figure 4-8: Diagramme de discrimination des roches volcaniques de la Formation de la rivière Allard, Groupe de Wabasee. (A) Diagramme de TAS; (B) Diagramme AFM. FeO^* représente la somme de Fe_2O_3 et FeO .

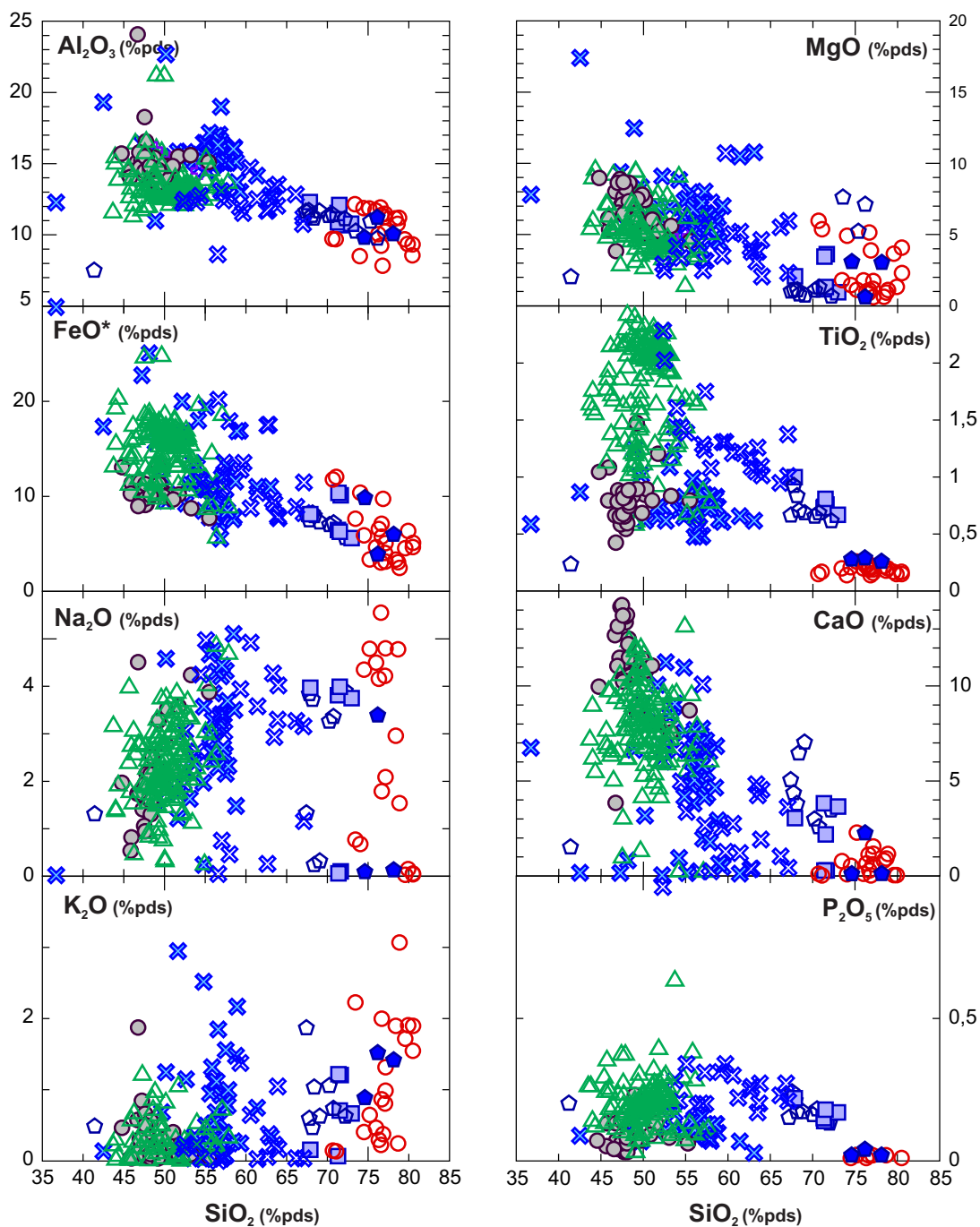


Figure 4-9: Diagrammes d'Harker des roches volcaniques de la Formation de la rivière Allard du Groupe de Wabasee.

Rhyolite de Bracemac

La Rhyolite de Bracemac se retrouve uniquement dans le secteur de Bracemac-McLeod, soit au sud du Flanc Sud. Cette unité n'était pas accessible en affleurement et c'est donc au travers d'échantillons provenant de forages que la Rhyolite de Bracemac est caractérisée géochimiquement. Cette unité felsique constitue la base de la Formation de la rivière Allard dans ce secteur (Fig. 3-2).

Les caractéristiques géochimiques de la Rhyolite de Bracemac indiquent qu'il s'agit d'une rhyolite d'affinité tholéiitique, comme l'illustrent le diagramme AFM, les rapports Zr/Y et La/Yb ainsi que le spectre plat des éléments en trace étendus (Figs. 4-8 et 4-10 A-B-C-D). La dispersion des terres rares lourdes s'explique par l'altération hydrothermale. L'échantillon le plus altéré se situe au sein du forage BRC-08-72, au dessus de la lentille de sulfures massifs de Bracemac.

Andésite Inférieure

L'Andésite Inférieure forme la base de la Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et le Camp Ouest. La présente étude ne permet pas d'affirmer sa présence sur le Flanc Nord, cette unité n'affleurant pas. L'Andésite Inférieure est généralement surmontée d'une tuffite sur le Flanc Sud, qui marque une pause du volcanisme effusif et qui correspond à la position stratigraphique de certains gisements, comme par exemple à Bracemac (Fig. 2-8). Le manque d'affleurement dans le sud de la Plaine Centrale ne permet pas de vérifier si l'Andésite Inférieure y est présente.

L'Andésite Inférieure chevauche les champs des roches tholéiitiques et transitionnelles comme le montrent les rapports Zr/Y et La/Yb (Fig. 4-10 B, C). Cependant, leurs spectres d'éléments en trace étendus montrent une certaine cohérence, indiquant qu'il s'agit bien de la même unité (Fig. 4-10 E). Les anomalies négatives en Nb et Ta permettent de la différencier des autres roches mafiques à intermédiaires du Groupe du Wabassee. D'après les limites de Winchester et Floyd (1977), cette roche chevauche les champs « andésite » et « andésite/basalte » (Fig. 4-10 A). Nous avons choisi ici de l'appeler Andésite Inférieure, le qualificatif reflétant ainsi sa position stratigraphique.

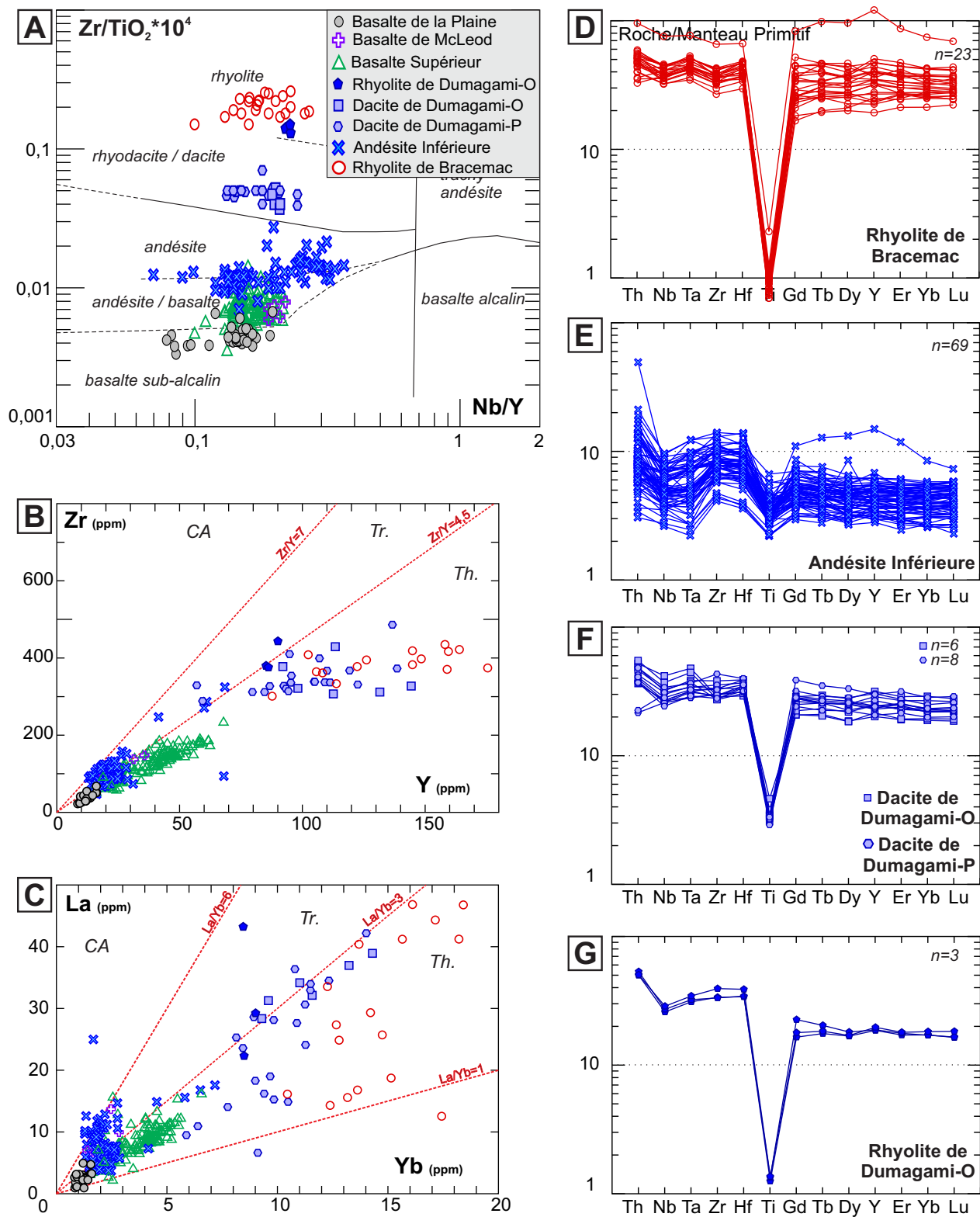


Figure 4-10: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques du Groupe de Wabasse, de la Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A. *Th.*: tholéiitique; *Tr.*: transitionnel; *CA*: calco-alcalin.

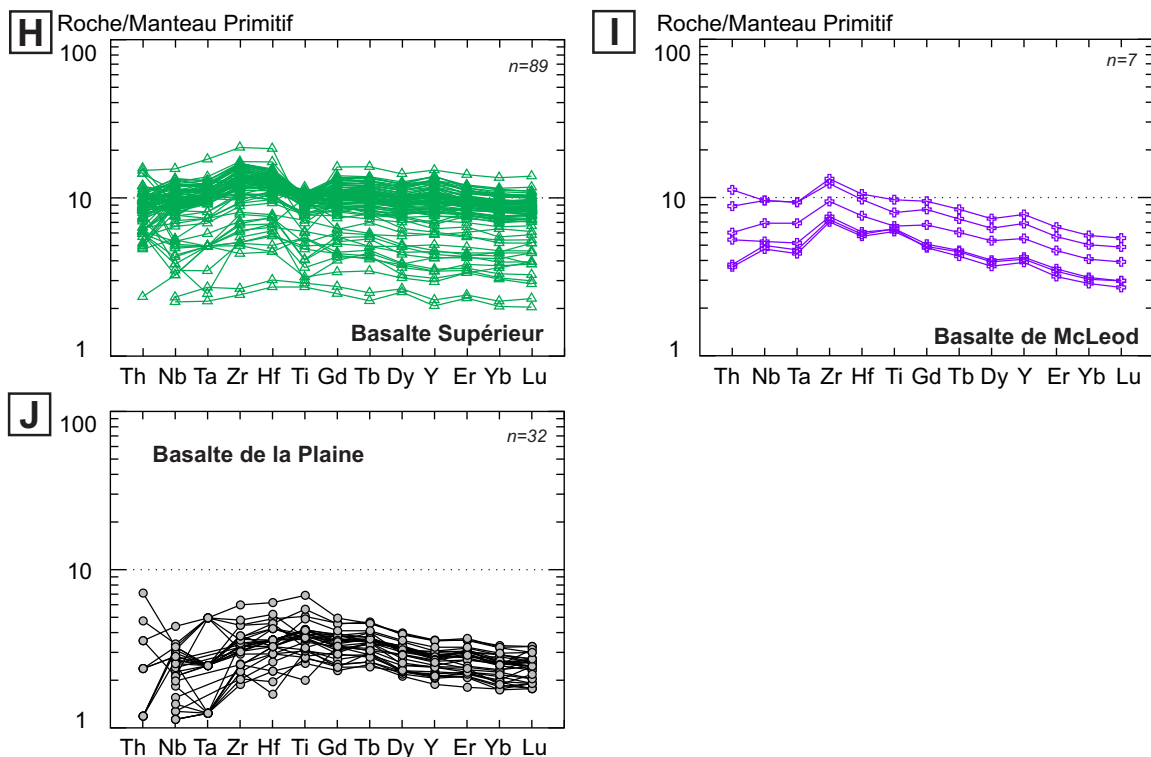


Figure 4-10 suite: Spectre d'éléments en trace étendu des roches volcaniques du Groupe de Wabasee, de la Formation de la rivière Allard sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale.

Dacite de Dumagami – Secteur de Persévérance

Dans le secteur de la mine Persévérance, la Formation de la rivière Allard est composée d'une seule unité : la « Rhyolite de Dumagami » (cf. Ch.1). Cette unité forme la base de la formation de la rivière Allard dans ce secteur du Flanc Sud.

Cette unité est en réalité une dacite d'après la classification de Winchester et Floyd (1977; Fig. 4-10 A). Nous proposons donc maintenant l'appeler la « Dacite de Dumagami-P ». Cette unité est d'affinité tholéiitique comme l'indiquent les rapports Zr/Y et La/Yb ainsi que le spectre plat des éléments en trace étendus (Fig. 4-10 B, C et F).

Dacite de Dumagami-O vs. Rhyolite de Dumagami-O

Dans le secteur des gisements Orchan / Orchan Ouest, deux forages espacés d'environ 400 m ont été échantillonnés (Fig. 2-11). La « Rhyolite de Dumagami » décrite dans la

littérature (cf. Ch. 1) surmonte l'Andésite Inférieure, et forme une lentille dans la partie centrale du Flanc Sud (Fig. 3-1). Il n'y a malheureusement pas d'affleurement de cette unité, elle a donc été étudiée uniquement en forage. D'après les travaux présentés ici, l'originelle « Rhyolite de Dumagami » dans le centre du Flanc Sud est séparée en deux unités: la Rhyolite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-O.

La Dacite de Dumagami-O a une affinité tholéiitique comme indiqué par les rapports Zr/Y et La/Yb, ainsi que par l'attitude des éléments en trace étendus (Figs. 4-10 A, B, C et F). La Dacite de Dumagami-O a les mêmes caractéristiques que la Dacite de Dumagami-P retrouvée dans le secteur de Persévérance (Fig. 4-10 F). Si ces deux unités se corrélaient, ceci aurait des implications pour la morphologie du secteur lors de la mise en place des laves étant donné la présence de l'Andésite Inférieure au niveau du gisement d'Orchan mais pas au niveau de la mine Persévérance. Spécifiquement, ceci voudrait dire que l'Andésite Inférieure n'a pas été déposée dans le secteur de Persévérance.

La Rhyolite de Dumagami-O tombe dans le champ des roches transitionnelles selon les rapports Zr/Y et La/Yb, et les spectres d'éléments en traces étendus montrent une anomalie négative en Nb, et des concentrations relatives en terres rares lourdes plus basses que pour la dacite (Fig. 4-10 A, B, C et G).

Une comparaison systématique de la Dacite de Dumagami-O vs. la Rhyolite de Dumagami-O est présentée à la figure 4-11. Tout d'abord, la Dacite a une concentration plus faible en Ti, comparée à la Rhyolite (Fig. 4-11 A). Ensuite, les terres rares lourdes de la Rhyolite ont des valeurs relatives plus faibles. Le diagramme TiO_2/Al_2O_3 vs. Zr/Al_2O_3 , montré à la figure 4-11 B, intègre les données historiques d'Xstrata sous forme de champs. Rappelons que ce graphique est la version binaire du triangle Zr-Ti-Al utilisé par la compagnie pour différencier les roches. Le nom des unités felsiques comprend deux types de « Rhyolite de Dumagami » basés selon le diagramme: Rhyolite de Dumagami et Rhyolite de Dumagami-A. Nos deux unités se retrouvent (i) dans le champ de la Dacite du lac Watson ainsi qu'un échantillon dans le champ de la « Rhyolite de Dumagami » pour la Dacite de Dumagami-O et (ii) dans le champ de la « Rhyolite de Norita », pour la Rhyolite de Dumagami-O.

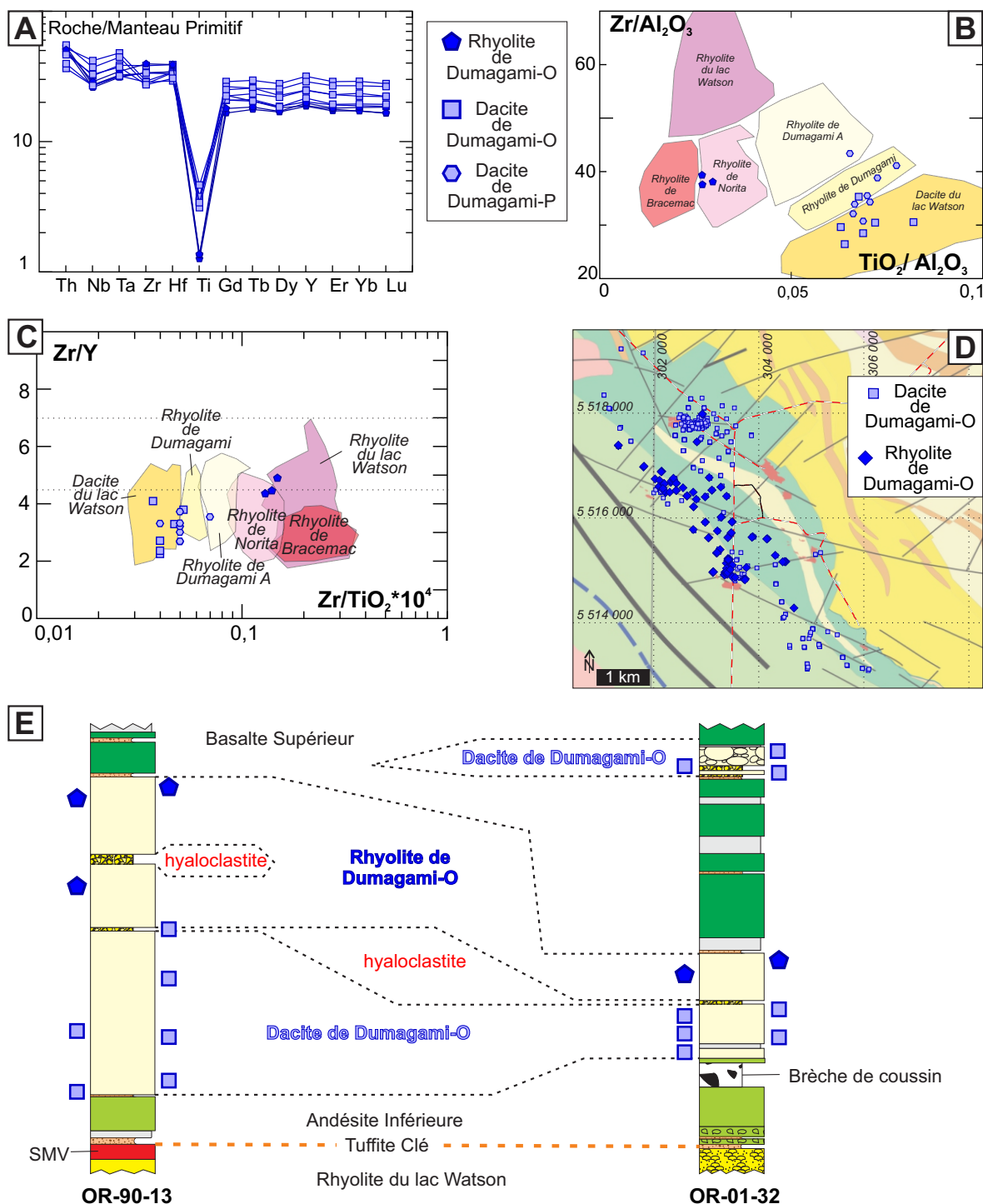


Figure 4-11 : Discrimination entre la Rhyolite et la Dacite de Dumagami-O. (A) Comparaison des spectres d'éléments étendus normalisés au manteau primitif; (B) Diagramme de discrimination utilisé par Xstrata des oxydes $TiO_2 - Al_2O_3 - Zr$; (C) Carte des différentes unités projetées à la surface. (D) Carte de la partie centre du Flanc Sud montrant la projection en surface des échantillons de la Dacite de Dumagami-O et de la Rhyolite de Dumagami-O. (E) Coupe schématique le long des deux forages étudiés OR-90-13 et OR-01-32 montrant la corrélation entre les deux unités.

Sur un diagramme montrant le rapport Zr/TiO_2 vs. Zr/Y , où les champs compilés en fonction des données d'Xstrata sont également reportés, la Dacite de Dumagami-O tombe encore dans le champ de la « Dacite du lac Watson » (ou de la « Rhyolite de Dumagami »), alors que la Rhyolite de Dumagami-O tombe dans le champ de « Rhyolite de Norita » (Fig. 4-11 C).

La projection verticale en surface des échantillons pour ces unités (incluant les données historiques) est illustrée à la figure 4-11 D. Cette projection verticale ne tient pas compte du pendage modéré des couches, et de possibles répétitions par des failles, mais elle donne une idée de l'abondance respective des deux unités. La Rhyolite de Dumagami-O semble limitée à la partie centrale du secteur illustré, alors que la Dacite de Dumagami-O montre une plus grande étendue. Afin de visualiser leur position relative au sein de la stratigraphie, les deux forages étudiés sont représentés à la figure 4-11 E. La Dacite de Dumagami-O se retrouve à la base dans les deux forages, surmontée par la Rhyolite de Dumagami-O. Elles sont séparées par une mince bande de hyaloclastite visible dans les deux forages, qui pourrait représenter le sommet de la Dacite fragmenté en contact avec l'eau de mer. Par la suite, la Rhyolite se serait mise en place lors d'un évènement distinct. Dans le forage OR-01-32, un second niveau de Dacite de Dumagami-O est présent, apparemment à l'intérieur du Basalte Supérieur.

Afin de confirmer la position relative des unités dans la stratigraphie, une modélisation 3D a été réalisée en prenant en compte les discriminations géochimiques présentées ici (Fig. 4-11). Ces images ont été réalisées par le MRN. Il est visible que la Rhyolite de Dumagami-O se situe au sein de la Dacite de Dumagami-O dans un espace restreint au cœur de l'ensemble de l'unité (Fig. 4-12). Il n'est pas évident de savoir si la présence de roches mafiques localisées entre le sommet de la Rhyolite de Dumagami-O et la base de la seconde unité de Dacite de Dumagami-O observée dans le forage OR-01-32 (Fig. 4-11 E) proviennent d'une répétition structurale créée par une faille ou si il s'agit bien d'une second niveau de Dacite de Dumagami-O. Il semblerait que dans de nombreux forages il n'y ait pas d'unité mafique entre ces deux unités felsiques. Un point intéressant à noter est la présence dans le forage OR-01-32 de hyaloclastite d'une part entre les deux unités felsiques, et d'autre part au sein de l'unité de Rhyolite de Dumagami-O (Fig. 4-11 E). En effet, la question de savoir si cette Rhyolite de Dumagami-O ne serait pas une intrusion se pose, mais la présence de cette unité fragmentaire enlève le doute. Afin de mieux comprendre la volcanologie de ces deux unités, il serait nécessaire d'aller observer leur faciès au sein d'autres forages.

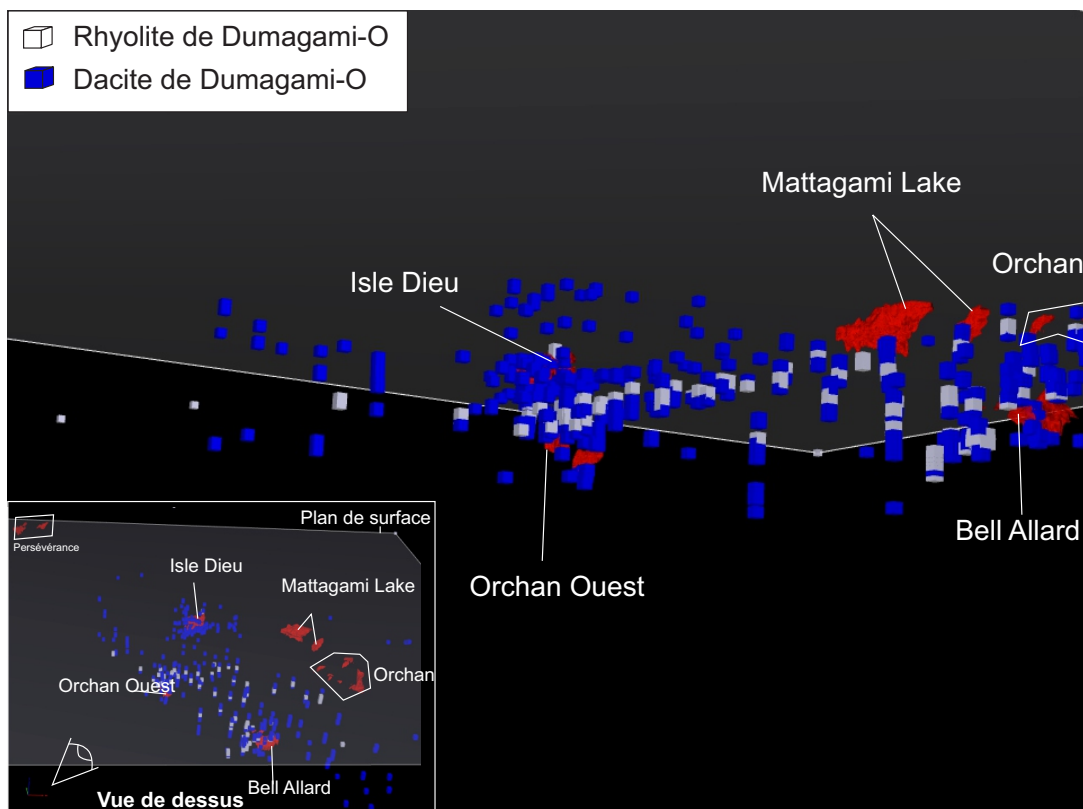


Figure 4-12 : Positions stratigraphiques de la Rhyolite de Dumagami-O et Dacite de Dumagami-O en vision 3D. Images par Kenneth Williamson. En bleu : Dacite de Dumagami-O et en blanc : Rhyolite de Dumagami-O. Vue du dessous montrant la position des unités dans l'espace. L'encadré en bas à gauche montre la vue du dessus pour se repérer dans l'espace, avec les différents gisements de la partie centrale du Flanc Sud.

Basalte Supérieur

Le Basalte Supérieur, présent à l'échelle régionale, recouvre l'Andésite Inférieure, ainsi que la Rhyolite de Dumagami-O dans la partie centrale du Flanc Sud. Au sein de cette unité se retrouvent plusieurs niveaux de tuffites, dont une contenant de la minéralisation dans les secteurs de Bracemac et d'Orchan. Ces niveaux de tuffites supérieures se corréleront difficilement, étant donné l'espacement entre les deux secteurs.

Les rapports Zr/Y et La/Yb décrivent le Basalte Supérieur comme une unité d'affinité tholéiitique (Fig. 4-10). Les spectres plats d'éléments en trace étendus confirment ce caractère tholéiitique (Fig. 4-10 H). Un fait notable est la similitude des spectres d'éléments en trace étendus pour les 89 échantillons analysés au travers du camp. Ceci démontre l'homogénéité de

cette unité à l'échelle régionale. La grande étendue et la forte épaisseur (< 1 km) du Basalte Supérieur suggèrent un épisode effusif important.

Basalte de McLeod

Le Basalte de McLeod (Fig. 4-10 A) est présent au dessus du Basalte Supérieur, dans le secteur de McLeod seulement¹, ce qui lui vaut son nom. L'affinité magmatique de cette lave est tholéiitique à transitionnelle (Fig. 4-10 B-C), et son spectre montre une pente douce en terres rares lourdes (Fig. 4-10 I). La principale différence avec le Basalte Supérieur provient de cette pente en terres rares lourdes.

Basalte de la Plaine

Ce basalte représente le sommet de la Formation de la rivière Allard et se retrouve uniquement dans la Plaine Centrale (Fig. 4-1). Cette unité marque la transition entre la Formation de la rivière Allard et le Groupe de Daniel dans la Plaine Centrale (Fig. 4-1). Les échantillons de cette unité se distribuent dans le champ des basaltes sub-alcalins du diagramme de Winchester et Floyd (1977; Fig. 4-10 A), ils sont d'affinité tholéiitique (Fig. 4-10 B et C) et leur concentrations en éléments en trace sont faibles (Fig. 4-10 J).

4.2.3 Groupe de Wabassee - Formation de la rivière Allard sur le Flanc Nord

La Formation de la rivière Allard sur le Flanc Nord comporte quatre unités, dont une unité felsique, la Dacite du Flanc Nord (Fig. 4-13). Les analyses présentées ici proviennent exclusivement des travaux du MRN dans le district.

¹ Il faut cependant préciser que (i) les forages étudiés dans le secteur de McLeod recoupent plus de stratigraphie que dans le secteur de Bracemac; (ii) cette unité n'est retrouvée que dans un seul forage (MC-05-18). Il se pourrait qu'au niveau de Bracemac ainsi que dans les autres forages du secteur, cette unité ait été érodée.

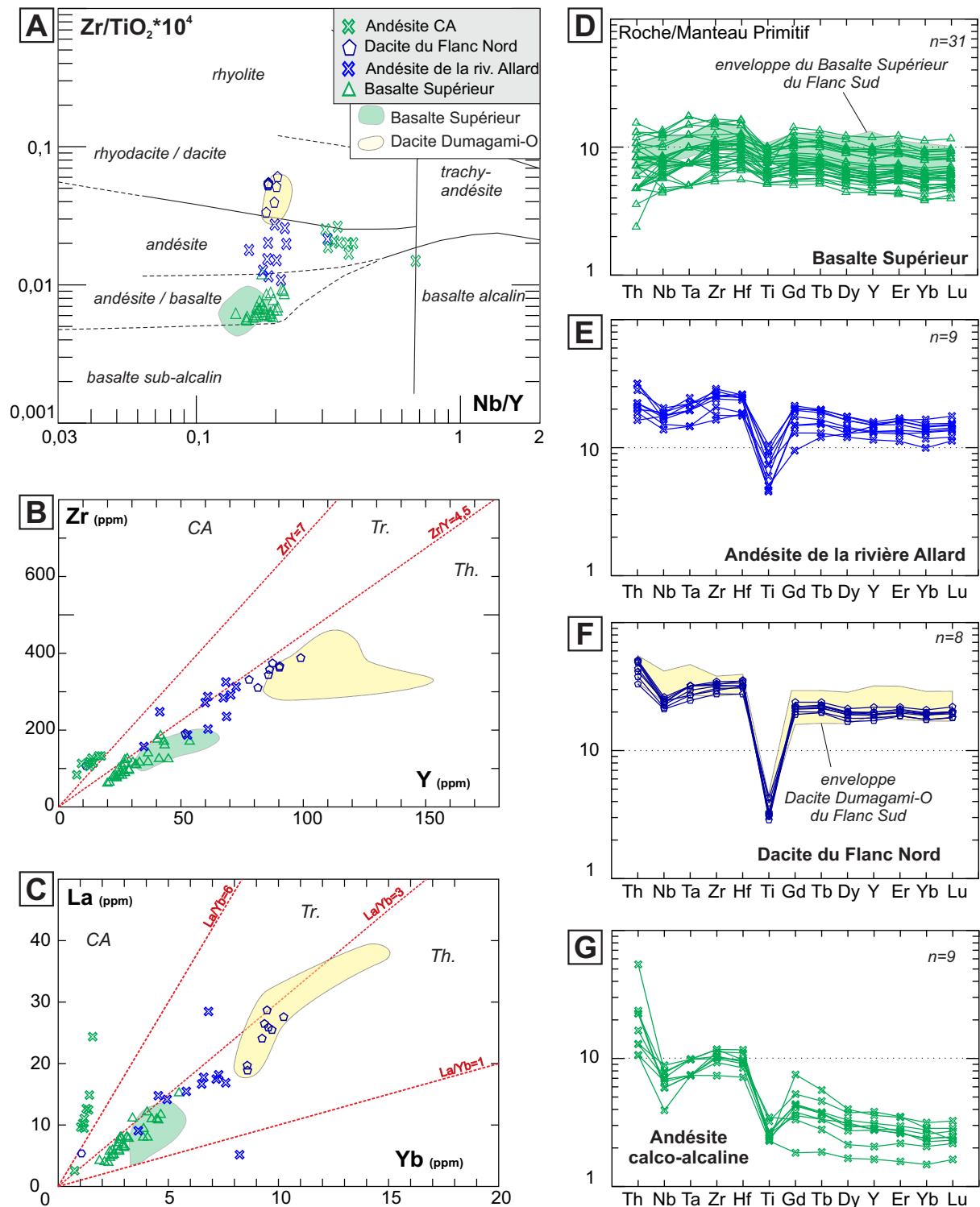


Figure 4-13: Diagramme de discrimination des roches volcaniques de la Formation de la rivière Allard sur le Flanc Nord. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure 4-9 A. Th.: tholéiitique; Tr.: transitionnel; CA: calco-alcalin. Le champ vert du spectre étendu correspond aux échantillons les plus représentatifs du Basalte Supérieur d'après la Fig. 4-6 H. Les champs verts et jaunes sont des unités du Flanc Sud et de la Plaine Centrale.

Basalte Supérieur

Le Basalte Supérieur, d'affinité tholéiitique ($Zr/Y < 4,5$ et $La/Yb < 3$), montre des spectres d'éléments en trace étendus à pente nulle avec une faible anomalie négative en Ti (Fig. 4-13 A-B-C-D). La comparaison avec le Basalte Supérieur retrouvé dans les secteurs du Flanc Sud et de la Plaine Centrale permet de corréler ces deux unités sur une base litho-géochimique (champ vert sur la Fig. 4-13 D).

Andésite de la rivière Allard

Le Basalte Supérieur est surmonté par, et intercalé avec, une andésite tholéiitique (Fig. 4-13 A-B-C et E). Il est difficile de préciser la position stratigraphique exacte de cette unité étant donné les multiples répétitions stratigraphiques caractérisant le Flanc Nord. Cette unité, de composition andésitique (Fig. 4-13 A), est d'affinité magmatique tholéiitique à légèrement transitionnelle (Fig. 4-13 B et C). Son spectre d'éléments en traces étendu confirme son affinité magmatique avec un patron de terres rares lourdes plat. Cette unité n'a pas été retrouvée dans les secteurs du Flanc Sud et de la Plaine Centrale, et est conséquemment nommée Andésite de la rivière Allard.

Dacite du Flanc Nord

Une dacite tholéiitique est présente dans le secteur du Flanc Nord (Fig. 4-13 A-B-C-F). Il est difficile de savoir précisément à quel niveau stratigraphique cette unité se situe, ou si elle est continue à l'échelle du Flanc Nord. Cependant, elle est présente à plusieurs endroits (cf. Fig. 4-1). Son affinité magmatique tholéiitique est indiquée par les rapports Zr/Y et La/Yb (Fig. 4-13 B et C) ainsi que par le profil plat des éléments du groupe des terres rares (Fig. 4-13 F).

Cette dacite tholéiitique est retrouvée notamment dans le secteur des gisements de Lac Garon, de Radiore et de Bell Channel (Fig. 4-1). Cette unité nouvellement définie et caractérisée ici englobe ainsi les historiques « Rhyolite du Lac Garon », « Rhyolite de Dumagami » (cf. Ch.1) dans la même unité, maintenant appelée Dacite du Flanc Nord.

La comparaison des caractéristiques géochimiques de cette unité avec celles de la Dacite de Dumagami-O du Flanc Sud (en enveloppe beige sur la figure 4-13 F) montre une certaine

correspondance. D'un point de vue géochimique, cette Dacite du Flanc Nord ressemble donc à la Dacite de Dumagami-O.

Andésite calco-alkaline

Des roches andésitiques d'affinité calco-alkaline sont retrouvées dans la partie ouest de la formation sur le Flanc Nord (Figs. 4-1 et 4-13 A-B-C et G). Les échantillons provenant de cette unité ont les mêmes caractéristiques géochimiques que les roches du Groupe de Daniel présentées plus loin à la section 4.2.5. Étant donné que cette partie de la région semble être formée de répétition de blocs structuraux, la séquence montre peut-être la répétition des groupes de Wabassee et de Daniel, ou il s'agit peut-être d'intrusifs mal identifiés.

4.2.4 Groupe de Wabassee - Formation de la rivière Bell

La Formation de la rivière Bell se retrouve uniquement dans le secteur du Flanc Nord. Elle a été redéfinie par Pilote *et al.* (*en prép.*). Cette formation contient deux unités de roches mafiques (Fig. 4-14 à 4-16), soit un basalte tholéiitique constituant la majorité de la formation, le Basalte de Bell, et un basalte pauvre en Nb, le Basalte de Dunlop. Ce dernier se situe à proximité du Pluton de la Baie Dunlop. N'ayant que deux unités, toutes deux basaltiques, il est difficile de décrire l'évolution de la cristallisation fractionnée dans cette formation, mais les diagrammes d'Harker (Fig. 4-15) sont tout de même montrés ici par souci d'uniformité dans la présentation.

Basalte de Bell

Le Basalte de Bell a des faibles rapports Zr/Y et La/Yb et un signal plat pour les spectres des éléments en traces étendus. En comparant cette unité au Basalte Supérieur précédemment décrit (enveloppe verte sur la Fig. 4-16 D), il est intéressant de voir que ces deux unités diffèrent légèrement au niveau des terres rares lourdes, le Basalte de Bell ayant des concentrations plus faibles.

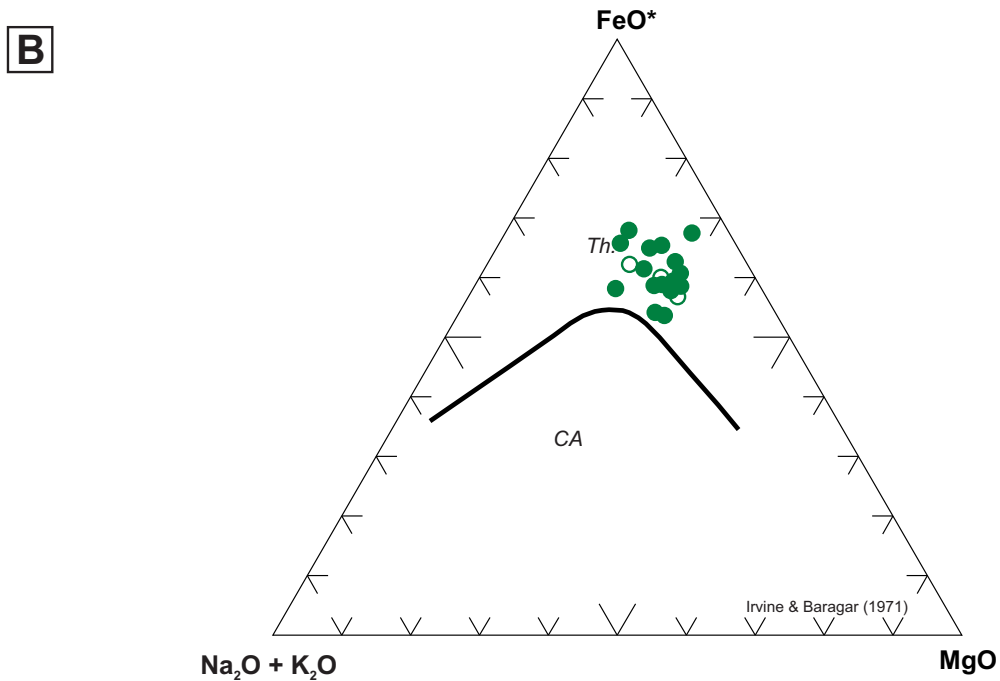
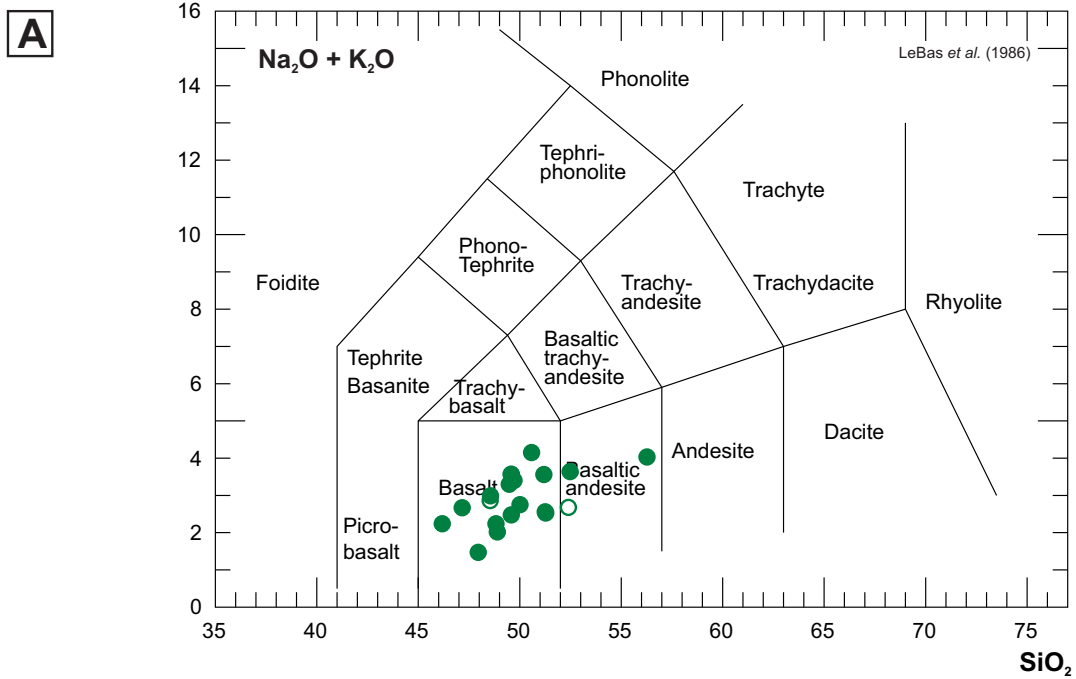


Figure 4-14: Diagramme de discrimination des roches volcaniques de la Formation de la riviere Bell, Groupe de Wabasee. (A) Diagramme TAS; (B) Diagramme AFM. FeO^* represente la somme de Fe_2O_3 et FeO .

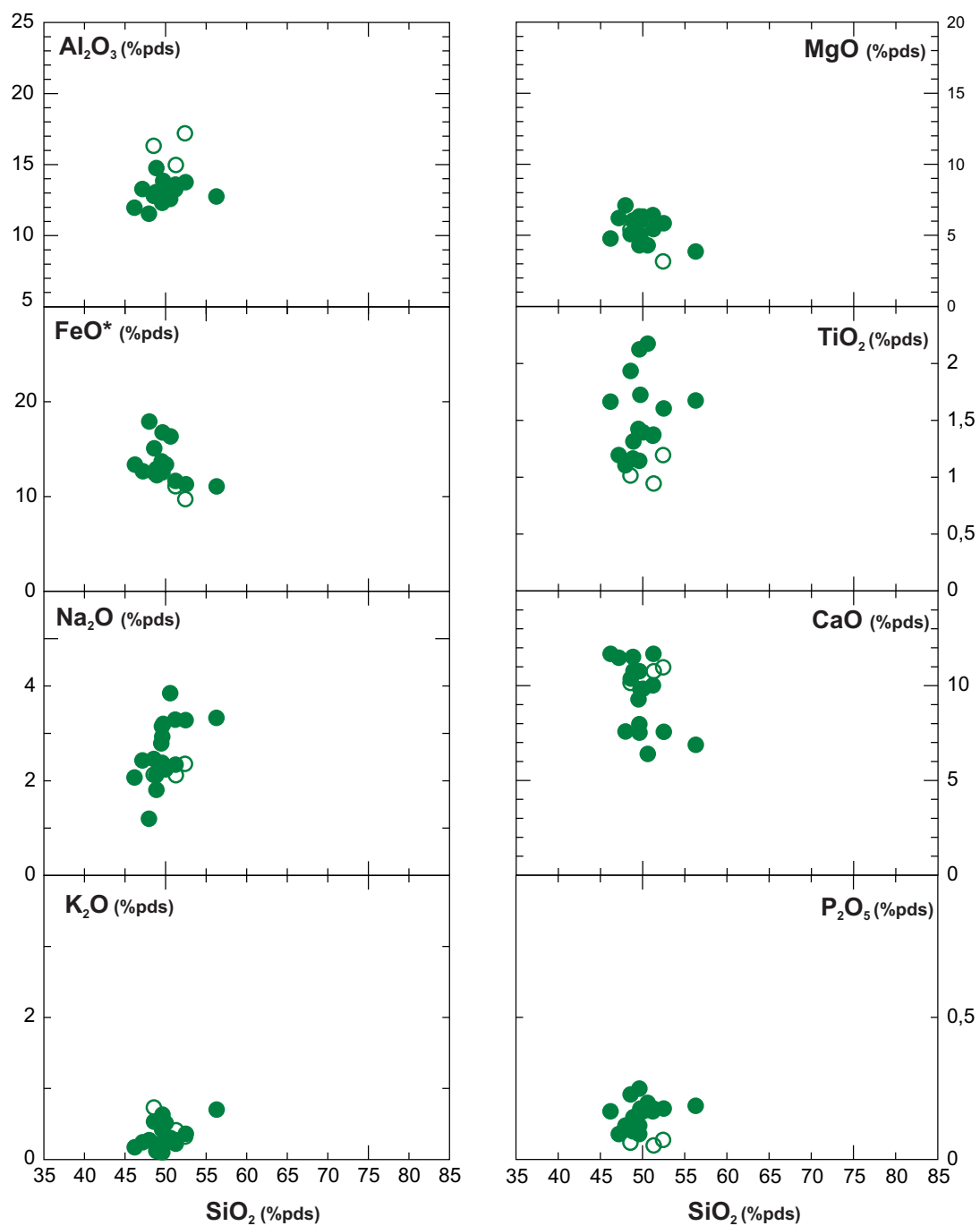


Figure 4-15: Diagrammes d'Harker des roches volcaniques de la Formation de la rivière Bell du Groupe de Wabasee.

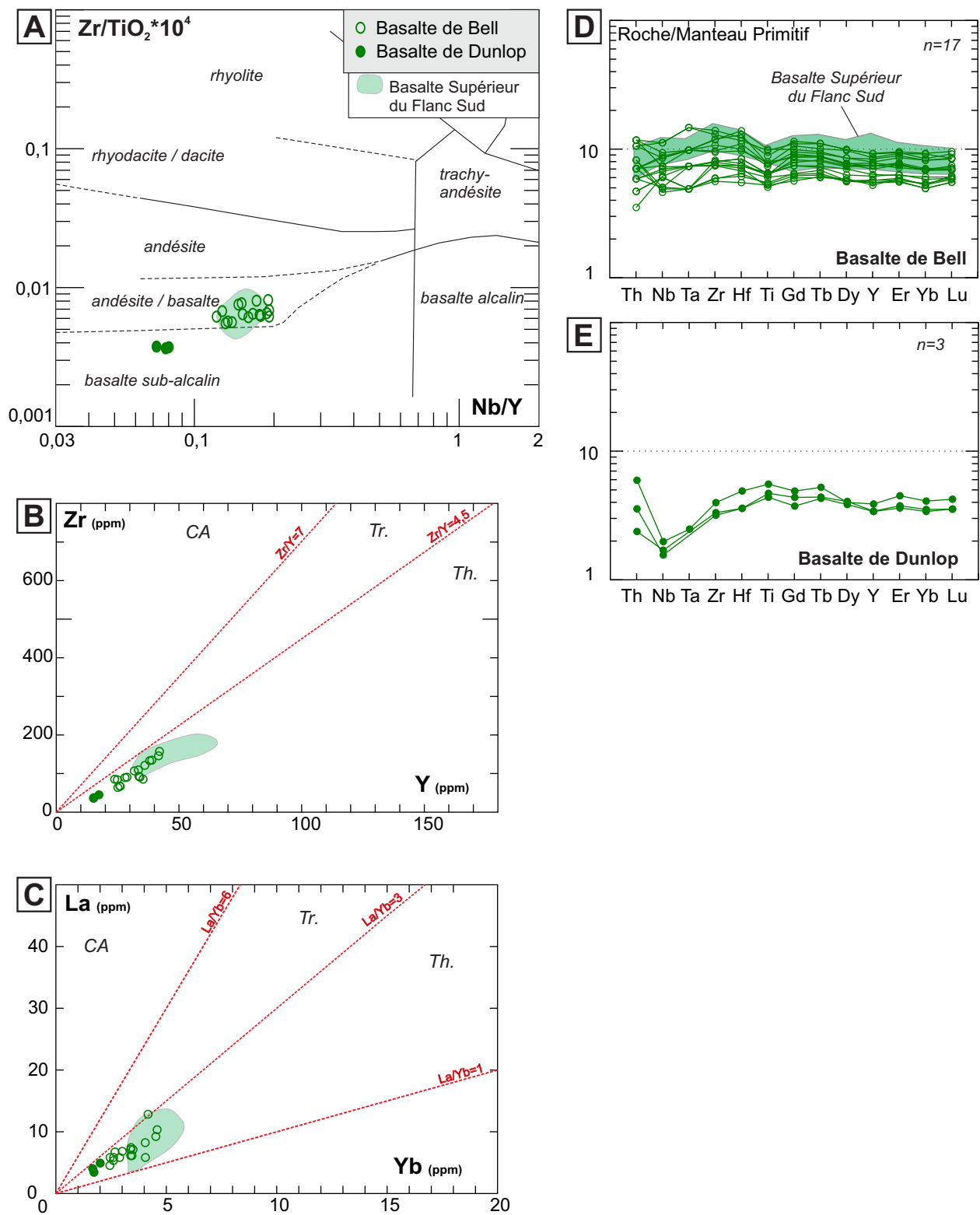


Figure 4-16: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques du Groupe de Wabassée appartenant à la Formation de la rivière Bell. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A. Th.: tholéiitique; Tr.: transitionnel; CA: calco-alcalin.

L'épaisseur de cette unité peut être estimée en éliminant le Pluton de la Baie Dunlop. Si le pendage des couches est estimé environ à 80°, l'épaisseur moyenne de cette unité serait d'environ 2 km. La Formation de la rivière Bell est bordée par des failles, notamment au nord par une zone de cisaillement majeure.

Basalte de Dunlop

Les échantillons représentant le Basalte de Dunlop se distribuent dans le champ des basaltes sub-alcalins au sein du diagramme de Winchester et Floyd (1977; Fig. 4-16 A) et sont d'affinité magmatique tholéiitique (Fig. 4-16 B et C). Leurs spectres d'éléments en trace étendus montrent des concentrations normalisées faibles pour tous les éléments (< 10). Est aussi notable l'anomalie négative en Nb-Ta qui constitue la différence la plus notable avec le Basalte de Bell.

4.2.5 Groupe de Daniel

Le Groupe de Daniel est proposé à la suite des travaux effectués avec le MRN. D'un point de vue stratigraphique, le Groupe de Daniel se situe directement au-dessus de la Formation de la rivière Allard, et n'est présent que dans le nord de la Plaine Centrale. Ce groupe comprend principalement des roches basaltiques à andésitiques, d'affinités transitionnelle et calco-alcaline ainsi que quelques unités felsiques d'étendue restreinte (dacites et rhyolites) d'affinités transitionnelle et calco-alcaline (Fig. 4-17).

Les diagrammes d'Harker montrent une série évoluant typiquement selon la cristallisation fractionnée (Fig. 4-18). À noter que tout d'abord à l'exception des alcalins, la mobilité des oxydes semble moindre pour le Groupe de Daniel en comparaison avec la Formation de la rivière Allard du Groupe de Wabasse; et d'autre part, l'évolution des oxydes de Fe et Ti appuie l'affinité magmatique transitionnel à calco-alcaline observée sur le diagramme AFM.

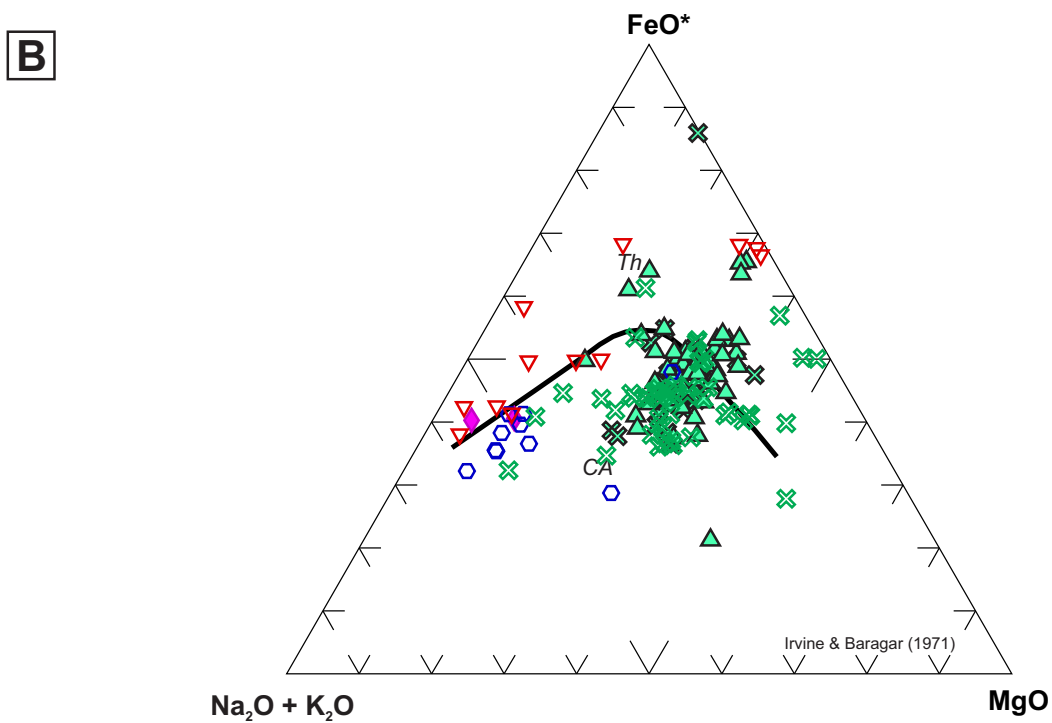
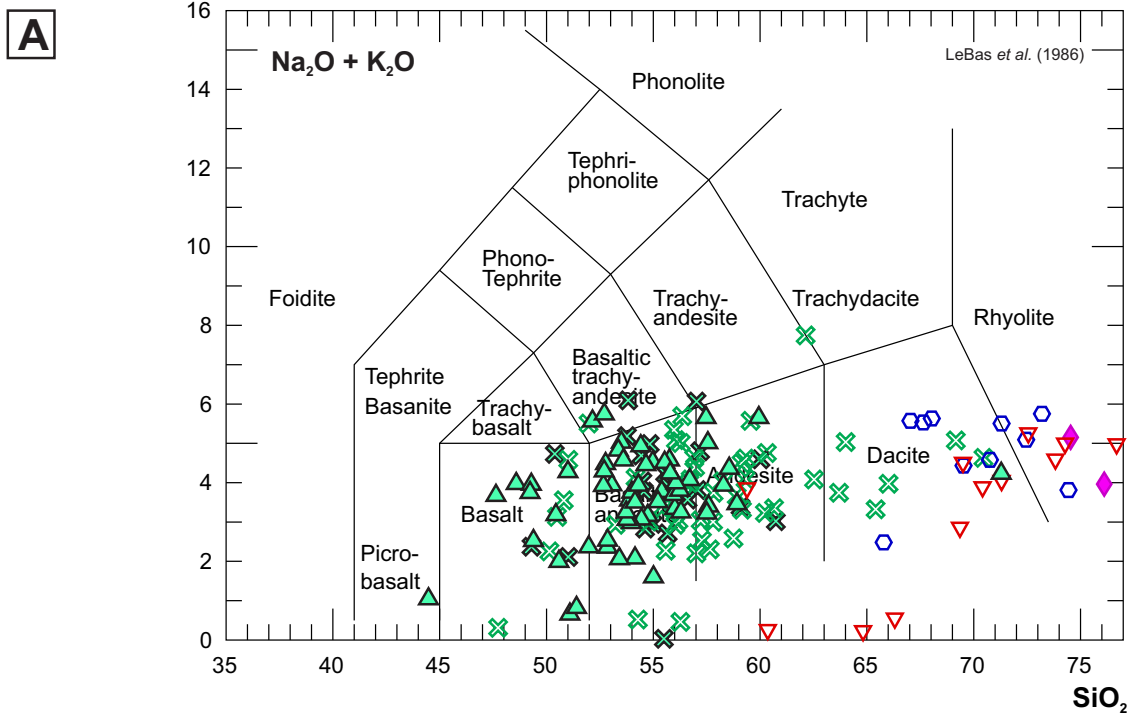


Figure 4-17: Diagramme de discrimination des roches volcaniques du Groupe de Daniel. (A) Diagramme de TAS; (B) Diagramme AFM.

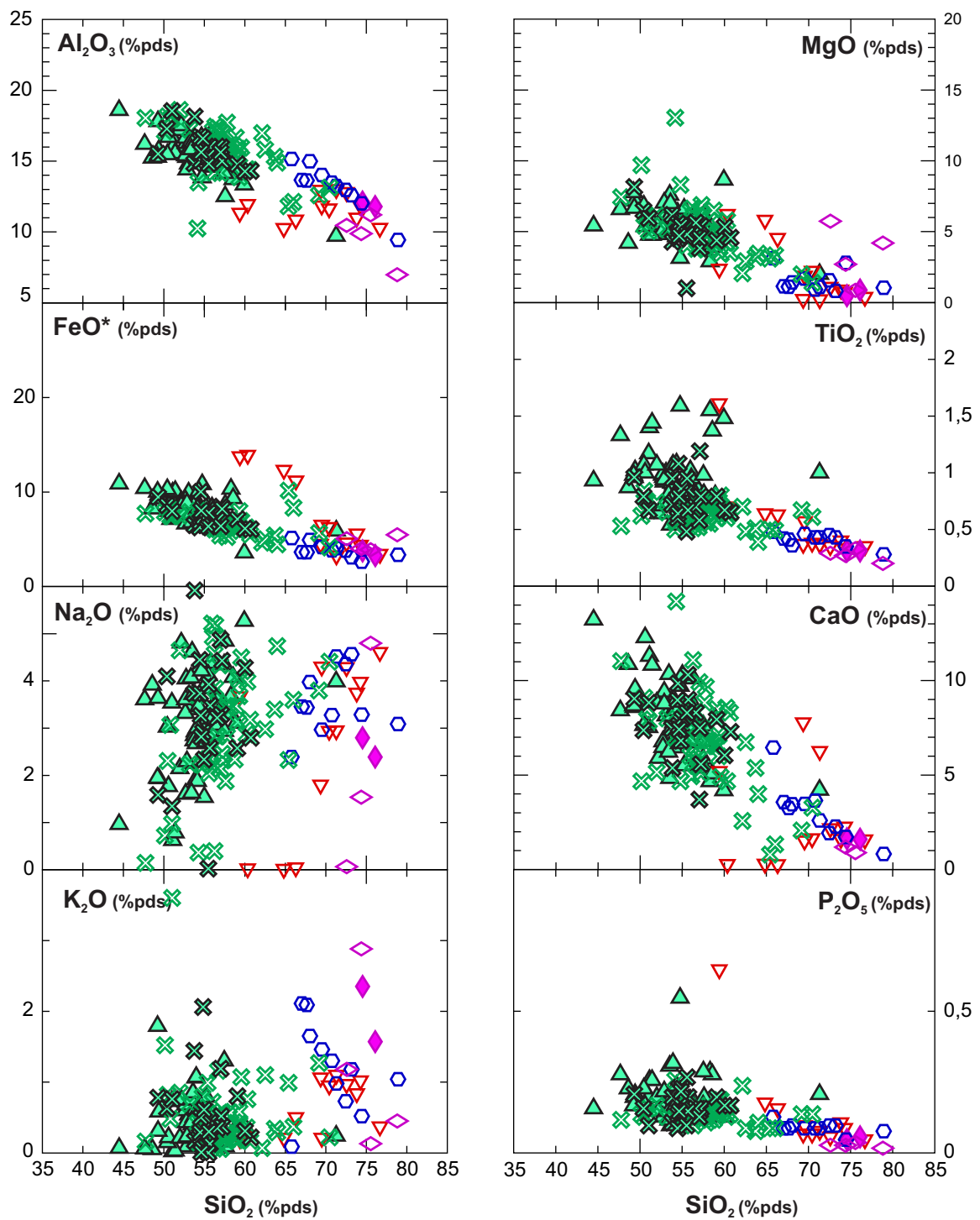


Figure 4-18: Diagrammes d'Harker des roches volcaniques du Groupe de Daniel.

Basalte transitionnel

Les basaltes d'affinité transitionnelle surmontent le Basalte de la Plaine (Fig. 4-19). Ils sont retrouvés notamment sur le flanc ouest de l'anticlinal de McIvor (Fig. 4-1). Les basaltes transitionnels ont des spectres d'éléments en trace étendus qui montrent une pente négative notamment pour les terres rares lourdes, ainsi qu'une anomalie négative en Nb et Ta (Fig. 4-19 D), un Th élevé et une anomalie négative en Ti.

Dacite transitionnelle

Les dacites transitionnelles sont retrouvées à proximité de la base du Groupe de Daniel (Fig. 4-1). Leur affinité est définie par les rapports Zr/Y (Fig. 4-19 B), les échantillons montrant une certaine dispersion en La (Fig. 4-19 C). Leur spectre d'éléments en trace étendus montre des valeurs souvent élevées en Th, ainsi qu'une pente faible à nulle en terres rares lourdes (Fig. 4-19 E).

Basalte calco-alcalin

Les basaltes et andésites calco-alkalines s'entremêlent et surmontent les unités transitionnelles précédemment décrites. Ces roches calco-alkalines se retrouvent au cœur des deux synclinaux et au nord de la trace de l'anticlinal de McIvor.

Les basaltes ont des rapports Zr/Y et La/Yb montrant une affinité calco-alkaline (Fig. 4-19 A-B et C). Leur pente en terres rares lourdes est relativement importante, et ils présentent des anomalies significatives en Nb, Ta et Ti (Fig. 4-19 F).

Andésite calco-alkaline

Les andésites calco-alkalines ont des rapports Zr/Y et La/Yb caractéristiques des roches calco-alkalines (Fig. 4-19 A-B et C). Leur anomalie en Ti est plus prononcée que pour les basaltes et l'abondance en Th plus importante. Le profil des terres rares lourdes de l'andésite calco-alkaline présente une pente négative, avec des anomalies significatives en Nb et Ta (Fig. 4-19 G).

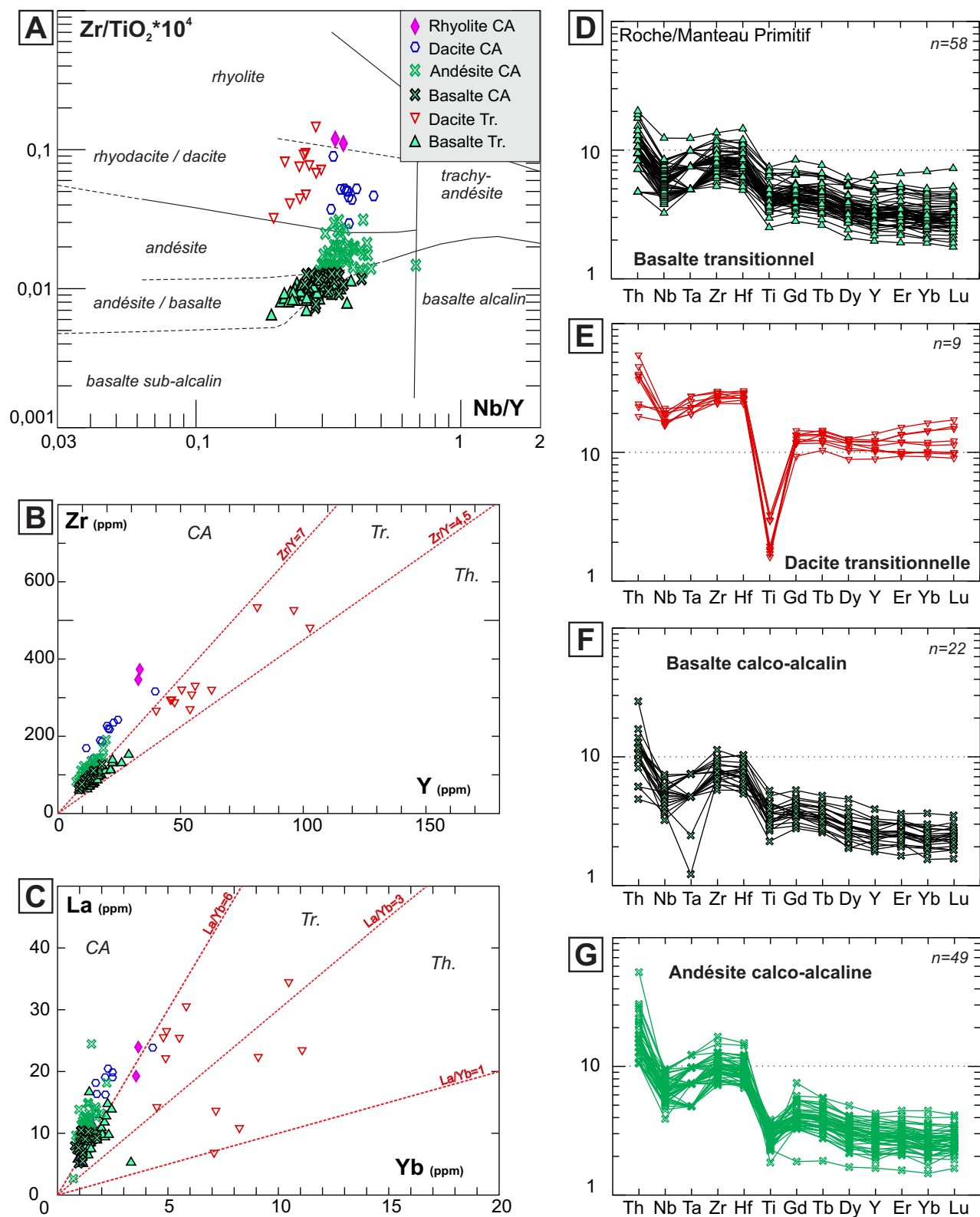


Figure 4-19: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques du Groupe de Daniel. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A. Th.: tholéitique; Tr.: transitionnel; CA: calco-alcalin.

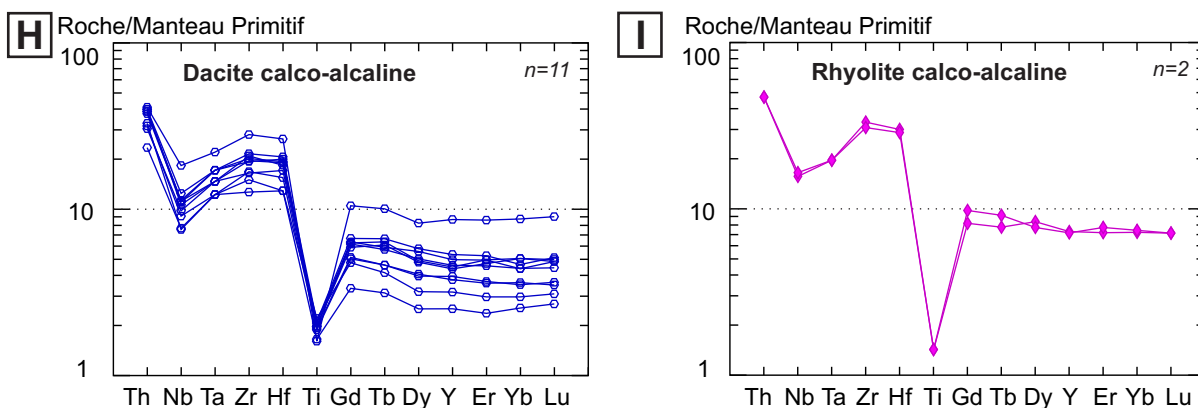


Figure 4-19 suite: Spectre d'éléments en trace étendus du Groupe de Daniel. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure 4-10 A. *Th.*: tholéiitique; *Tr.*: transitionnel; *CA*: calco-alcalin.

Dacite calco-alcaline

La dacite calco-alcaline se retrouve de part et d'autre du Synclinal du Dôme (Fig. 4-1 et Fig. 4-19 A-B-C). Son spectre d'éléments en trace étendus montre une anomalie négative en Nb-Ta, et une pente relativement faible en terres rares lourdes (Fig. 4-19 H).

Rhyolite calco-alcaline

Le Groupe de Daniel contient également une rhyolite calco-alcaline (Fig. 4-19 A-B et C). Cette unité montre des spectres d'éléments en trace étendus avec de fortes anomalies en Nb, Ta, et Ti (Fig. 4-19 I). Cette unité se retrouve au cœur de l'anticlinal, entourée de roches mafiques à intermédiaires calco-alcalines (Fig. 4-1).

4.2.6 Roches volcaniques à Caber et Caber Nord

Le Camp Ouest a été étudié à travers un forage dans le secteur du gisement de Caber et trois forages au sein de la section 10200S à Caber Nord (Fig. 2-12). Le contexte stratigraphique dans le secteur de Caber Nord est moins bien compris que dans le secteur de Caber, et la séquence volcanique, maintenant à pendage abrupt, est dilatée par de nombreuses intrusions. Les analyses géochimiques combinées aux observations de terrain permettent de définir six unités. En raison des complexités structurales et lithologiques, une colonne

stratigraphique simple n'a pu être établie, mais plusieurs unités ressemblent à celles du Flanc Sud ou du Flanc Nord.

Groupe du lac Watson - Dacite du lac Watson

Une dacite est retrouvée dans le secteur du gîte Caber Nord, et est interprétée comme étant la Dacite du lac Watson par les géologues d'Xstrata (Fig. 4-20 A). Les échantillons de cette unité montrent une affinité tholéiitique (Fig. 4-20 B et C) et un spectre d'éléments en trace étendus avec un léger plateau positif en Zr et Hf (Fig. 4-20 D). Les travaux présentés ici corroborent cette appellation de Dacite du lac Watson pour l'unité retrouvée à Caber Nord.

Groupe du lac Watson - Rhyolite du lac Watson

La rhyolite retrouvée dans le camp Ouest a une signature géochimique similaire à la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud (Fig. 4-20). Il s'agit d'une rhyolite tholéiitique (Fig. 4-20 B et C), montrant un spectre d'éléments en trace étendus plat (Fig. 4-20 E) avec une anomalie prononcée en Ti. Cette unité semble cependant avoir des valeurs en Th légèrement plus élevées que pour la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud.

Andésite Inférieure

La base du Groupe de Wabasee, dans le secteur du gisement Caber, est formée de l'Andésite Inférieure à l'image du Flanc Sud (Fig. 4-20 A-B-F). Le Pluton de McIvor recoupe le reste de la stratigraphie et ni les unités surmontant l'Andésite Inférieure ni le sommet de cette unité ne sont visibles à Caber. L'Andésite Inférieure n'est pas retrouvée dans le secteur de Caber Nord.

Les échantillons provenant de l'Andésite Inférieure sont d'affinité magmatique transitionnelle, et montrent les spectres d'éléments en trace étendus avec une anomalie négative en Nb et Ta ainsi qu'une légère pente des terres rares lourdes. Ces caractéristiques sont similaires à celles observées pour l'Andésite Inférieure présente dans le Flanc Sud (enveloppe sur la Fig. 4-20 F), ce qui permet de supposer que ces unités sont des équivalents stratigraphiques.

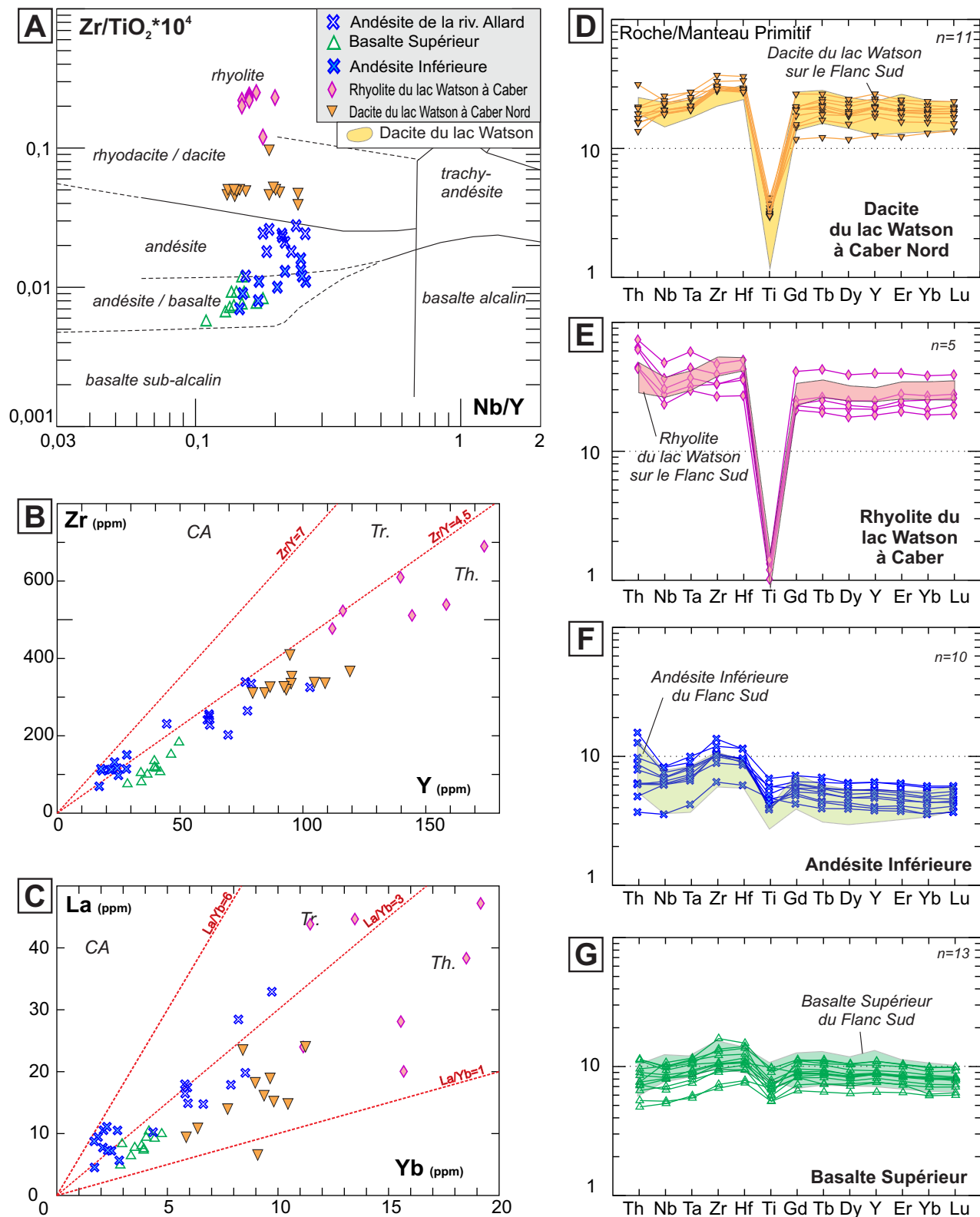


Figure 4-20: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques dans le secteur de Caber et Caber Nord. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A.

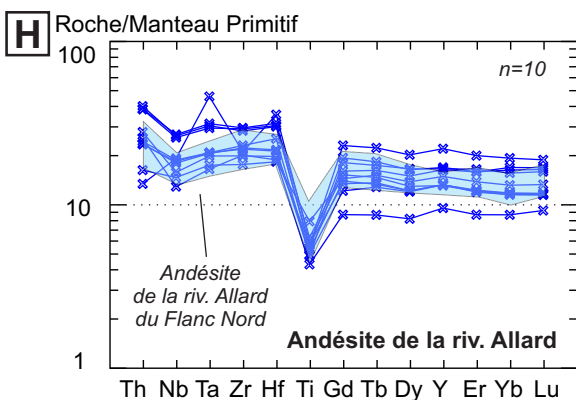


Figure 4-20 suite: Diagrammes de discrimination des roches volcaniques dans le secteur de Caber et Caber Nord. La légende est montrée dans l'encadré gris sur la figure A

Les roches de l'éponte inférieure (rhyolite de type lac Watson) et de l'éponte supérieure (Andésite Inférieure de la Formation de la rivière Allard) du gisement Caber sont les mêmes que celles des murs et des toits plusieurs gisements présents dans le secteur du Flanc Sud, appuyant la corrélation stratigraphique entre le Flanc Sud et le Camp Ouest.

Basalte Supérieur

Quelques échantillons de Caber Nord ont la même signature géochimique que le Basalte Supérieur précédemment décrit, c.-à-d. une signature géochimique entre le basalte et l'andésite d'après la classification de Winchester et Floyd (Fig. 4-20 A), une affinité tholéiitique (Fig. 4-20 B et C) et un spectre d'éléments en trace étendus plat (Fig. 4-20 G). Une corrélation est donc supposée entre cette unité et le Basalte Supérieur retrouvé dans le secteur du Flanc Sud. Il est intéressant de noter que des lentilles de SMV sont présentes dans cette unité (Fig. 2-12).

Andésite de la rivière Allard

Une unité retrouvée dans le secteur de Caber Nord se distribue dans le champ des andésites du diagramme de Winchester et Floyd (1977; Fig. 4-20 A), avec une affinité magmatique tholéiitique (Fig. 4-20 B et C). Les terres rares lourdes, montrées sur le spectre de diagramme d'éléments en trace étendus, ont une pente nulle (Fig. 4-20 H). La signature géochimique de cette unité est similaire à celle de l'Andésite de la rivière Allard retrouvée sur le Flanc Nord

(enveloppe sur la Fig. 4-20 H). Une corrélation entre ces deux unités est donc plausible.

4.3 Diagrammes de discrimination des unités

Les figures où les unités sont séparées par formation produisent des groupements distincts, mais si on a un échantillon inconnu, peut-on le placer sur un seul diagramme pour lui donner rapidement un nom? On voit sur les figures 4-3 B et 4-4 A-B une certaine superposition entre les unités, ce qui suggère le besoin de tester d'autres diagrammes. Trois sont examinés ici: TiO_2 vs. Zr, Zr/TiO_2 vs. Zr/Y et $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$.

4.3.1 Zr vs. TiO_2

Le diagramme des proportions en TiO_2 (%) vs. Zr (ppm) est proposé par Barrett et McLean (1999; Fig. 4-21 A et B). Tout d'abord, le Zr et le Ti étant deux éléments considérés immobiles pendant l'altération, chaque unité volcanique se retrouve typiquement sur une droite passant par l'origine, observable par la dispersion des échantillons des unités basaltiques ainsi que felsiques. Il faut cependant préciser que la concentration de ces deux éléments dans la roche est dépendante de la cristallisation de certains minéraux. Ainsi, les basaltes tholéitiques ont un enrichissement en Fe-Ti dû à la cristallisation de magnétite et ilménite (Ross et Bédard, 2009; et références incluses).

L'intérêt majeur du diagramme Zr vs. TiO_2 se présente lorsque les roches étudiées appartiennent à une même série magmatique. Lorsque par contre plusieurs séries volcaniques sont présentes, comme c'est le cas pour les roches de Matagami, ce diagramme n'apparaît pas comme un bon discriminant pour les roches volcaniques, les différents champs, notamment pour les roches mafiques, se superposant. Le but principal de la variation de Ti vs. Zr est surtout de pouvoir distinguer le fractionnement et l'altération.

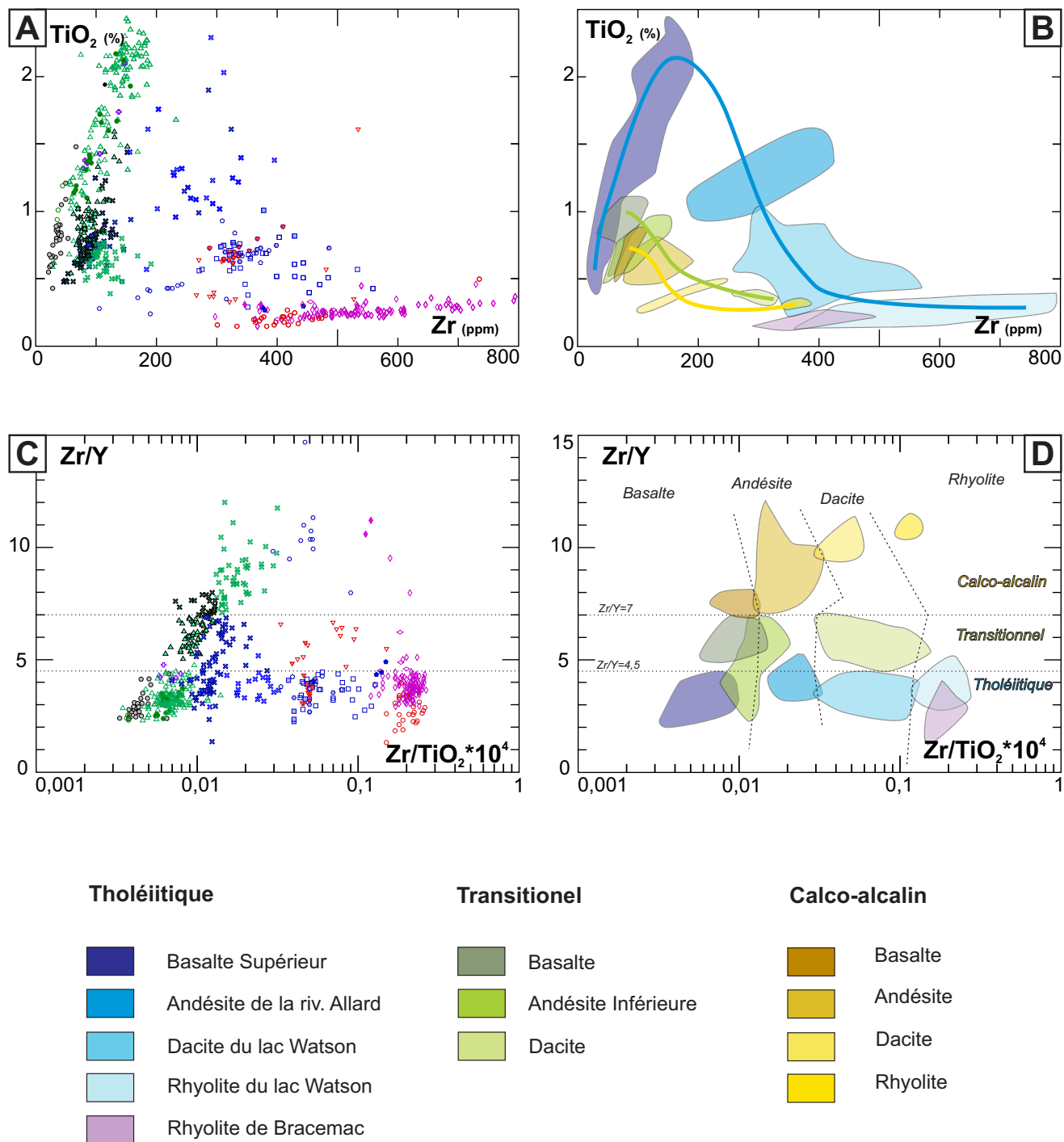


Figure 4-21 : Diagrammes de discrimination des roches volcaniques de Matagami incluant les différentes unités. (A) et (B) Diagramme illustrant l'évolution de TiO_2 en fonction de Zr; (C) et (D) Diagramme comparant Zr/Y vs. Zr/TiO_2 . Les échantillons ainsi que les données proviennent du MRN ainsi que de cette étude.

4.3.2 Zr/TiO₂ vs. Zr/Y

Le diagramme Zr/TiO₂ vs. Zr/Y est proposé ici pour combiner le nom de la roche (basalte à rhyolite) avec son affinité magmatique (Fig. 4-21 C et D). Il produit une meilleure séparation des unités volcaniques que les figures 4-3, 4-4 et 4-21 B. Les éléments utilisés (Zr, Ti, Y) sont largement disponibles dans les bases de données historiques et typiquement fiables par méthode FRX (fluorescence des rayons X).

4.3.3 Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃

Le diagramme Zr/Al₂O₃ vs. TiO₂/Al₂O₃ (Fig. 4-22) est une vision binaire du diagramme ternaire Al-Ti-Zr utilisé par Xstrata. Il reprend le diagramme de Zr vs. Ti (Fig. 4-21 A et B) en normalisant les deux éléments par Al₂O₃. C'est pour cela que les unités felsiques vs. mafiques sont bien divisibles sur ce graphique. L'avantage de la version binaire du diagramme par rapport à la version ternaire est de laisser plus d'espace aux roches felsiques, permettant de séparer efficacement les unités volcaniques de la région sur un seul diagramme, en utilisant des éléments disponibles dans la vaste majorité des analyses chimiques historiques. L'utilisation de rapports permet également de diminuer l'effet de l'altération. De plus, il est intéressant de prendre en compte Al₂O₃ dans les discriminations entre les unités, notamment au niveau des roches felsiques. La différence entre la Rhyolite du lac Watson et la Rhyolite de Bracemac est essentiellement basée sur leurs contenus respectifs en Al. À la figure 4-22 A sont reportés les champs utilisés par Xstrata, avec les noms des unités selon leur compilation de l'ensemble des données de forages dominées par le Flanc Nord et surtout le Flanc Sud (M. Dessureault, *comm. pers.*, 2010). À la figure 4-22 B les échantillons de cette étude sont ajoutés.

La première remarque à faire sur ce graphique concerne les séparations des différents types de roches. Les unités véritablement rhyolitiques se limitent aux roches de la partie gauche du graphique (Fig. 4-22 B). Les dacites occupent un espace plus important du diagramme que celui proposé sur la figure 4-22 A. Les andésites sont également présentes dans un champ plus grand que celui proposé par Xstrata, englobant des unités décrites au préalable comme dacitiques. La limite pour les basaltes reste inchangée.

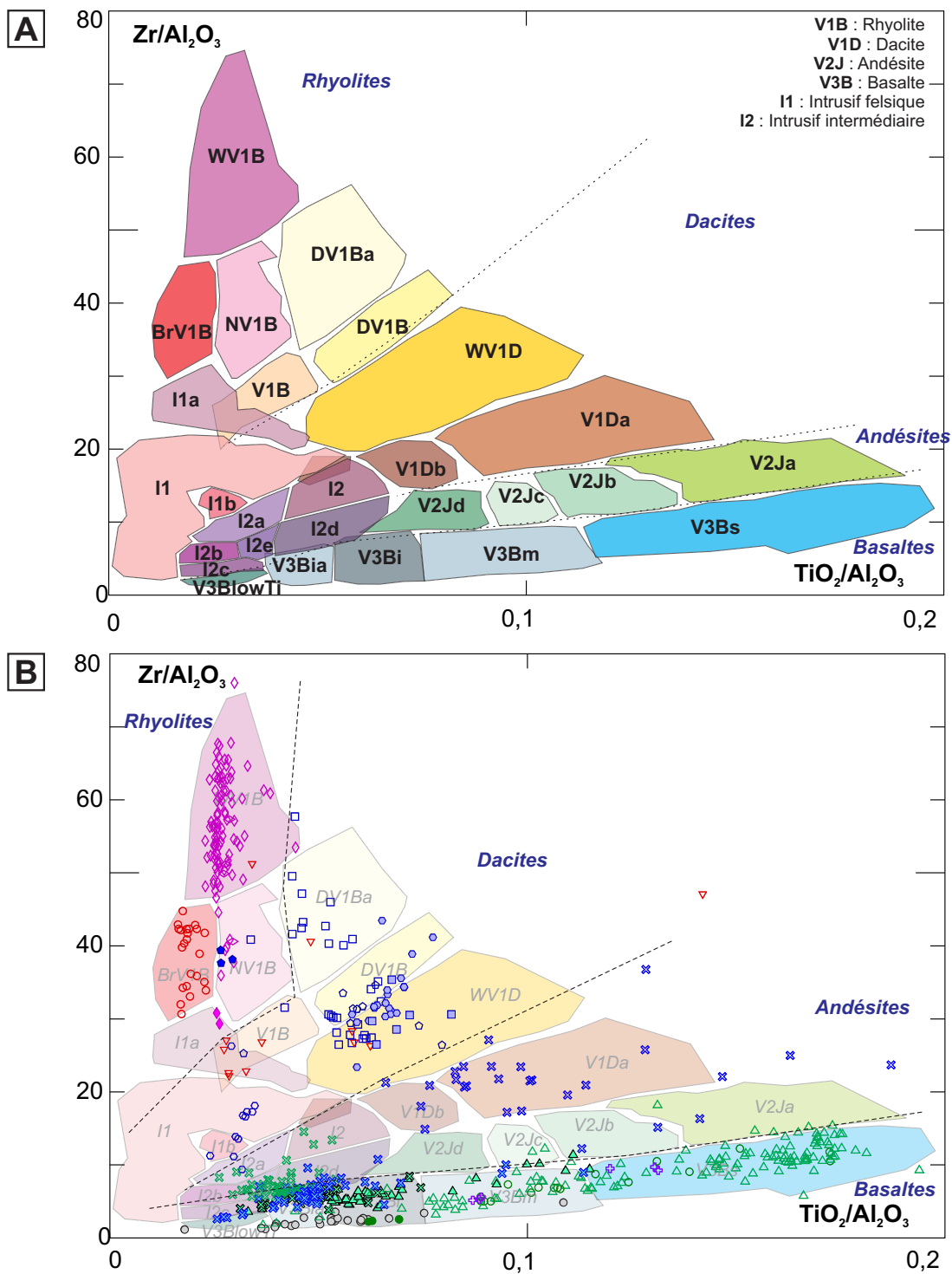


Figure 4-22 : Diagramme de discrimination des roches volcaniques Zr-TiO₂-Al₂O₃ avec (A) les champs utilisés par Xstrata et (B) les échantillons de cette étude. **WV1B** : Rhyolite du lac Watson; **BrV1B** : Rhyolite de Bracemac; **NV1B** : Rhyolite de Norita; **DV1B** : Rhyolite de Dumagami; **DV1Ba** : Rhyolite de Dumagami de type a; **WV1D** : Dacite du lac Watson; **V3Bs** : Basalte supérieur; **V3Bm** : Basalte moyen; **V3Bi** : Basalte inférieur; **V3BlowTi** : Basalte faible en Ti. Le changement des lignes tiretées séparant les unités entre (A) et (B) vient des noms donnés aux roches dans cette étude, basés sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977).

Les différents champs

Six champs sont représentés pour les rhyolites dans le diagramme utilisé par la compagnie : la Rhyolite du lac Watson (WV1B), la Rhyolite de Bracemac (BrV1B), la Rhyolite de Norita (NV1B), une rhyolite indifférenciée appelée V1B, la Rhyolite de Dumagami-A (DV1Ba) qui est une autre version de la Rhyolite de Dumagami (DV1B) (Fig. 4-22 A). Nos travaux ont identifiés quatre unités rhyolitiques (Fig. 4-22 B): la Rhyolite du lac Watson, la Rhyolite de Bracemac, la Rhyolite de Dumagami-O et la rhyolite calco-alkaline du Groupe de Daniel.

Les rhyolites du lac Watson et de Bracemac sont bien définies dans ce graphique. La création de ce graphique date de 2010, moment durant lequel l'exploration se faisait dans le secteur de Bracemac-McLeod. Nos échantillons de Rhyolite de Dumagami-O tombent dans le champ de Rhyolite de Norita (cf. section 4.2.2). Les travaux présentés ici ne contiennent pas de Rhyolite de Norita à proprement parler. En effet, celle-ci n'affleure pas et aucuns travaux n'ont été effectués en forage sur le Flanc Nord dans le cadre de la présente étude. Les échantillons de rhyolite calco-alkaline se distribuent dans le champ des « I1a », soit des intrusifs felsiques de type a.

Les unités historiques de « Rhyolite de Dumagami » et « Dumagami-a » s'avèrent finalement appartenir au champ des dacites d'après nos données classées dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977). Il est intéressant de noter que les unités calco-alkalines du Groupe de Daniel tombent dans des champs annotés « intrusifs » dans la classification Xstrata, ce qui implique que les roches retrouvées dans ce champ ont été majoritairement décrites ou interprétées comme des intrusifs. Rappelons que les roches calco-alkalines sont concentrées dans le Groupe de Daniel qui se situe plus haut dans la stratigraphie, et que peu ou pas d'exploration a été effectuée dans ce secteur. Les champs d'Xstrata proviendraient alors possiblement d'échantillons de dykes nourriciers des laves que l'on observe dans le Groupe de Daniel.

Les vraies dacites sont: la « Rhyolite de Dumagami-A » qui se différencie de la « Rhyolite de Dumagami » par de plus forte concentrations en Zr, la Dacite du lac Watson (WV1D); deux autres unités de dacites (V1Da et V1Db). Nos travaux ont permis d'identifier six unités dacitiques sur la base de leur signature géochimique: la dacite du lac Watson, la Dacite de Dumagami-O et de Dumagami-P, une Dacite du Flanc Nord, une dacite transitionnelle et

une dacite calco-alcaline. Ces roches reportées sur le diagramme Zr/Al_2O_3 vs. TiO_2/Al_2O_3 montrent un recoupement entre les champs de Dacite du lac Watson et « Rhyolite de Dumagami » de Xstrata. Les échantillons de la Dacite du lac Watson par exemple recoupent tous les champs de dacite. La Dacite de Dumagami-O se retrouve dans le champ des dacites du lac Watson avec la Dacite de Dumagami-P. La Dacite du Flanc Nord se retrouve dans la même partie du diagramme que la Dacite de Dumagami-P. La dacite transitionnelle est assez hétérogène géochimiquement, mais la plupart des échantillons se situent dans le champ « V1B ». La dacite calco-alcaline est définie dans les champs I1-I1b et un échantillon dans le champ I2a. Ce diagramme ne permet ainsi pas une bonne discrimination des dacites tholéitiques.

Quatre types d'« andésite » sont proposés par Xstrata, nommées de V2Ja à V2Jd, essentiellement par les rapports TiO_2/Al_2O_3 (Fig. 4-22 A). Trois andésites ont pu être discriminées dans le cadre de cette étude: l'Andésite Inférieure, l'Andésite de la rivière Allard et l'andésite calco-alcaline. La majeure partie de nos échantillons d'Andésite de la rivière Allard se distribue dans le champ des « dacites » V1Da et V1Db. Peu ou pas d'échantillons représentent les champs V2J. L'Andésite Inférieure, qui se situe dans le champ andésite/basalte de Winchester et Floyd (1977) se retrouve à chevaucher plusieurs champs dont V3Bia et I2d. L'andésite calco-alcaline du Groupe de Daniel se retrouve dans les champs I2e principalement.

Les unités « basaltiques » d'Xstrata sont divisés en quatre champs: 1) basalte faible en Ti (V3BlowTi); 2) basalte inférieur (V3Bi) et sa variante V3Bia; 3) basalte moyen (V3Bm); et 4) basalte supérieur (V3Bs). Le Basalte Supérieur de notre étude appartient aux deux champs des basaltes supérieurs et basaltes moyens. Le Basalte de la Plaine se retrouve au niveau des basaltes inférieurs V3Bi et V3Bia. Finalement le basalte transitionnel est associé au V3Bi et les basaltes calco-alcalins au I2c. Le travail présenté ici permet de conclure que le diagramme Zr/Al_2O_3 et TiO_2/Al_2O_3 n'est pas le meilleur discriminant pour les roches mafiques.

Discussion du diagramme

Le diagramme Zr/Al_2O_3 vs. TiO_2/Al_2O_3 a l'avantage de permettre l'utilisation de deux oxydes majeurs et d'un élément en trace facile à analyser. Ces éléments sont considérés comme étant généralement immobiles lors de l'altération hydrothermale. Pour les roches de la région de Matagami, les unités rhyolitiques semblent pouvoir se discriminer à l'aide de ces trois

paramètres, plus clairement qu'avec d'autres diagrammes, comme le diagramme de Winchester et Floyd (1977) ou les diagrammes d'éléments en trace étendus, étant donné que l'aluminium est un facteur discriminant important. Pour les unités dacitiques cependant, nos travaux illustrent les difficultés de séparer plusieurs unités pourtant distinctes d'un point de vue stratigraphique et géochimique. La trop faible densité de données d'andésite de notre étude ne permet pas de faire des conclusions sur la forme des groupes, nonobstant ce travail a tout de même permis de réaliser que des champs nommées « dacites » (V1Da et V1Db) sont en fait des unités andésitiques d'après la classification de Winchester et Floyd (1977). Finalement, les basaltes tholéiitiques sont difficiles à séparer entre eux.

Une des faiblesses de ce diagramme est qu'il ne prend pas en compte les affinités magmatiques. Cela dit, ce graphique constitue une manière simple et préliminaire de différencier les roches. En réajustant les champs de Xstrata avec les travaux présentés ici, ce genre de diagramme serait utile pour discriminer les unités.

4.4 Corrélation stratigraphique

Cette partie présente les corrélations stratigraphiques obtenues à partir des travaux de géochimie présentés ci-dessus: les corrélations entre les différents secteurs de la région, et des différents niveaux minéralisés au sein du Groupe de Wabasse sur le Flanc Sud.

4.4.1 Corrélation entre les différents secteurs

Les différents secteurs du Domaine Sud de la région de Matagami, soit le Flanc Sud, le Flanc Nord, la Plaine Centrale et le Camp Ouest peuvent maintenant être corrélés stratigraphiquement (Fig. 4-23). En effet, les travaux de géochimie présentés ici ont montré la présence de plusieurs unités communes sur les flancs Nord et Sud ainsi que dans le Camp Ouest. Cette corrélation sera également discutée au chapitre 5 avec la présentation des travaux de géochronologie. L'intérêt de cette corrélation se situe au niveau de l'exploration. En effet, la stratigraphie du Flanc Sud est très favorable au développement de gisements de SMV (huit mines exploitées jusqu'à maintenant). Retrouver cette stratigraphie, en particulier le niveau de la Tuffite Clé, dans d'autres secteurs implique un potentiel économique accru.

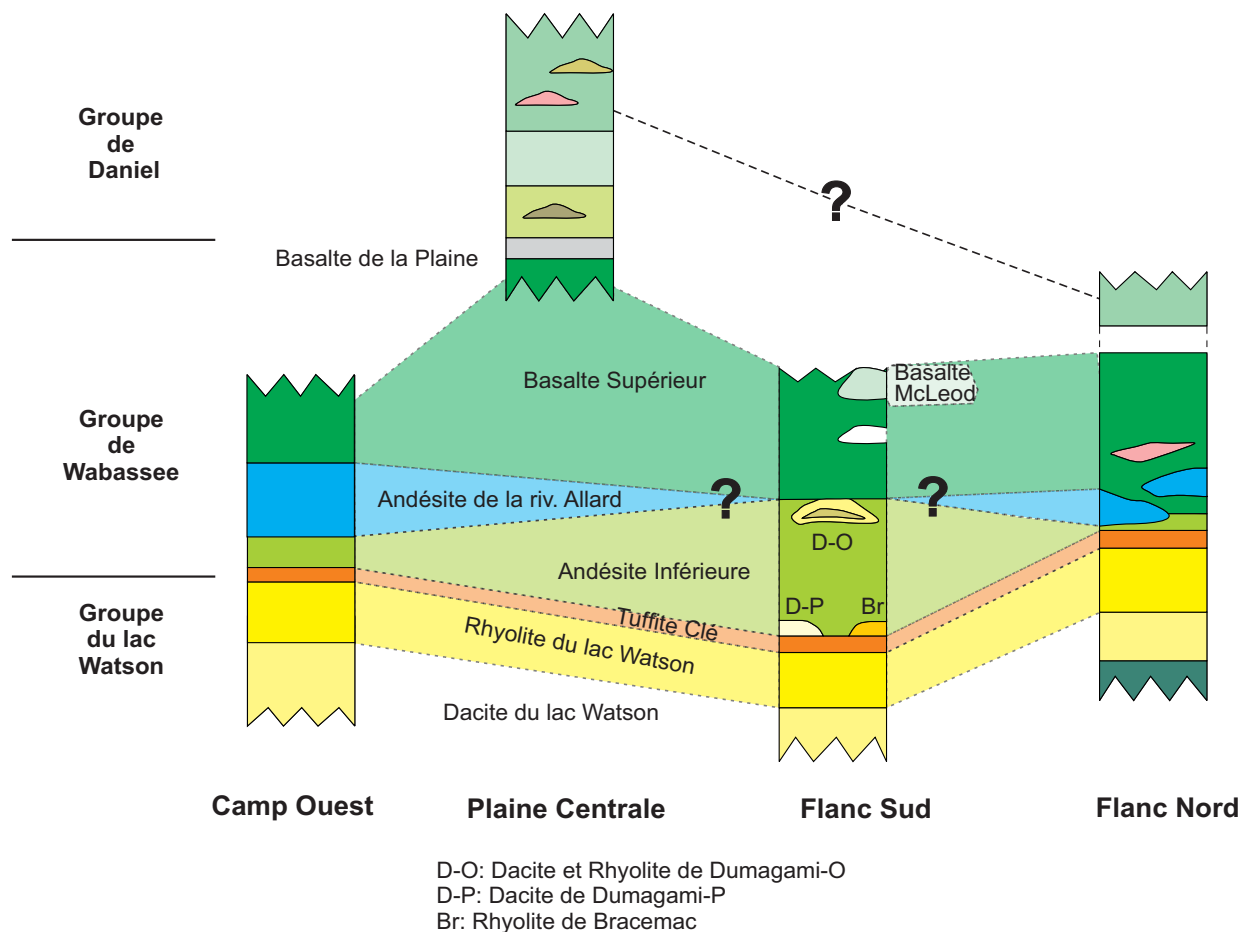


Figure 4-23 : Corrélation des stratigraphies de quatre grands secteurs de la région de Matagami. À noter que l'étude de la thèse s'est focalisée sur le Flanc Sud et le Camp Ouest, et qu'il est possible que certaines unités historiques du Flanc Nord n'aient pas été retrouvées mais existent tout de même.

La géochimie des roches volcaniques semble indiquer que le niveau de Tuffite Clé se retrouve dans le secteur de Caber (et possiblement ailleurs) au sein du Camp Ouest. Spécifiquement le niveau favorable est situé entre la Rhyolite du lac Watson et l'Andésite Inférieure.

Le premier événement mafique à intermédiaire du Groupe de Wabasee débute sur le Flanc Sud et le Camp Ouest par l'Andésite Inférieure. Les travaux présentés ici ne permettent pas de confirmer la présence de l'Andésite inférieure sur le Flanc Nord, bien qu'elle soit rapportée par Xstrata. L'Andésite de la rivière Allard n'est pas retrouvée sur le Flanc Sud. Par contre, elle est présente dans le Flanc Nord et le Camp Ouest (Caber Nord).

Le Basalte Supérieur se retrouve également à l'échelle de la région. Le Groupe de Daniel se

retrouve plus haut dans la stratigraphie et affleure surtout dans la Plaine Centrale. Il se peut qu'on le rencontre aussi sur le Flanc Nord. La Formation de la rivière Bell n'est retrouvée que sur le Flanc Nord.

4.4.2 Corrélation des niveaux minéralisés du Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud

À Bracemac et Orchan Ouest, le Groupe de Wabassee contient des niveaux minéralisés, en plus des lentilles situées au niveau de la Tuffite Clé. Afin de vérifier l'hypothèse de la corrélation entre ces niveaux minéralisés dans le Groupe de Wabassee, les colonnes stratigraphiques composites de ces deux secteurs sont présentées à la figure 4-24. Dans le secteur de Bracemac, une lentille minéralisée se trouve au sommet de l'Andésite Inférieure, qui contient également des zones de filonnets de sulfures. Stratigraphiquement, par rapport au niveau repère de la Tuffite Clé, cette zone minéralisée se situe après deux niveaux tuffacés : la Tuffite de Bracemac et une tuffite supérieure nommée ici UT-1 (*Upper Tuffite-1*). Puis une autre lentille de sulfures massifs volcanogènes et un *stringer* sous-jacent se situent au niveau UT-3, dans le Basalte Supérieur.

Dans le secteur d'Orchan Ouest, au sommet de l'Andésite Inférieure se trouve également une tuffite appelée ici UT-A, mais aucune lentille minéralisée n'a été retrouvée le long de ce niveau. La stratigraphie continue dans ce secteur avec l'assemblage de rhyolite / dacite de Dumagami-O. Au sommet de ces unités felsiques se trouve une tuffite nommée ici UT-B. Puis un niveau minéralisé se retrouve au sein du Basalte Supérieur, à la hauteur de la tuffite UT-D, avec un *stringer* sous-jacent. La corrélation entre les tuffites contenant les zones minéralisées UT-3 et UT-D peut donc être supposée. Malheureusement ce niveau favorable se retrouve à l'intérieur d'une même unité volcanique : le Basalte Supérieur. Il n'est donc pas facilement identifiable sur la base de la chimico-stratigraphie des roches volcaniques.

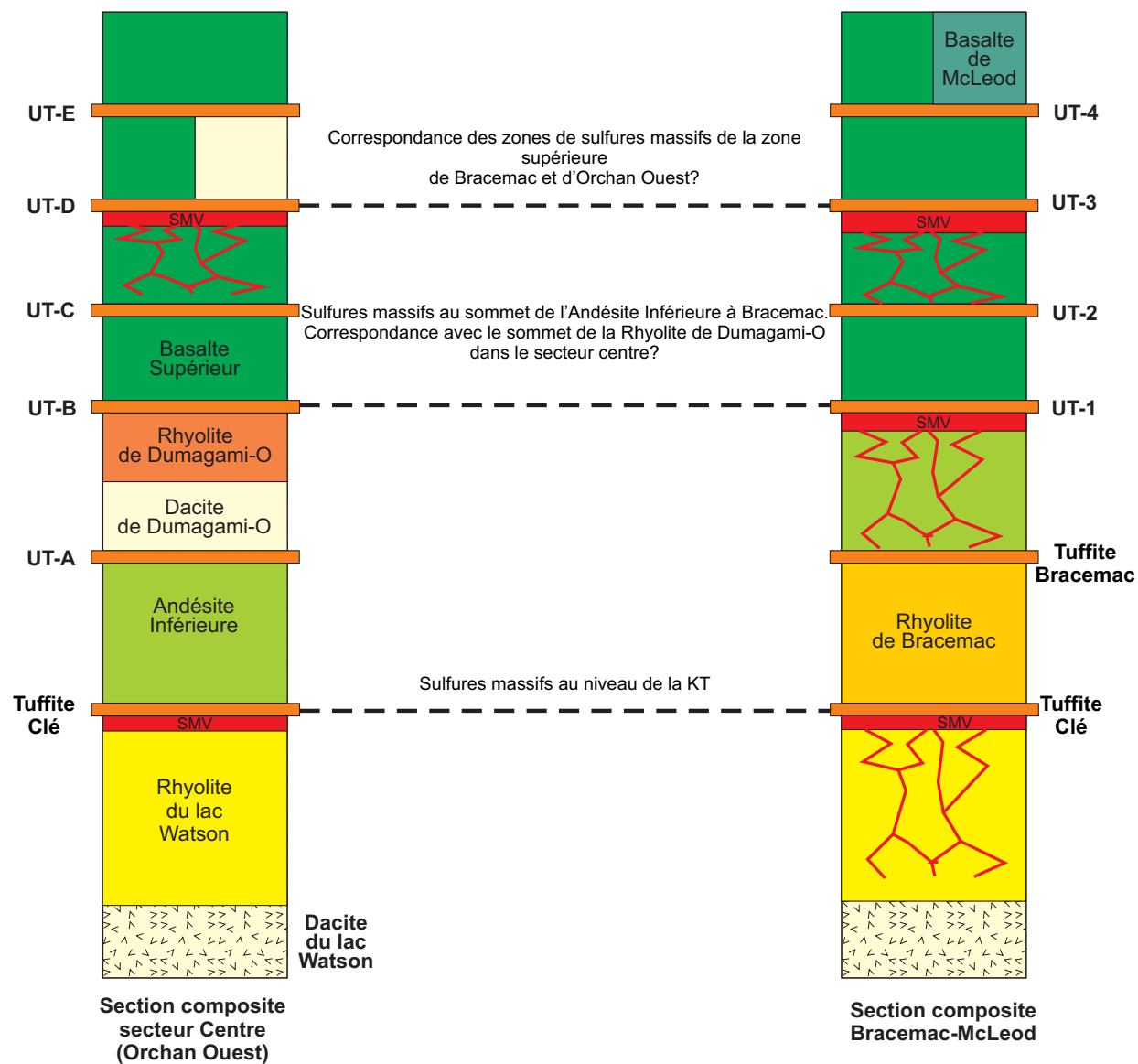


Figure 4-24 : Colonnes stratigraphiques schématiques la position de la minéralisation à Bracemac-McLeod et Orchan Ouest et les possibles corrélations entre ces deux secteurs. Les niveaux de tuffites supérieures sont notés de UT-1 à UT-4 pour le secteur de Bracemac-McLeod, et de UT-A à UT-E pour le secteur d'Orchan.

4.5 Altération hydrothermale

La mise en place de gisements de SMV est associée à une circulation importante de fluides hydrothermaux au sein de la séquence de roches volcaniques. Cette altération hydrothermale a un effet sur la géochimie des roches et complique la reconnaissance des faciès volcaniques. L'étude de l'altération est importante pour l'exploration minérale puisqu'elle peut servir de vecteur vers la minéralisation. Plusieurs études ont montré l'effet de l'altération de basse température sur la composition des roches encaissantes, notamment des basaltes (p. ex. Fey *et al.*, 1974; Hart *et al.*, 1974; Scott et Hajash, 1976). Les résultats de ces études indiquent que les concentrations des éléments majeurs et en trace peuvent être significativement modifiés pendant les processus d'altération. Le problème majeur de cette conséquence est sur la composition de la roche originelle (Condie *et al.*, 1977). Plusieurs types d'altération sont reliés à l'hydrothermalisme. Pour les quantifier, les indices d'altération d'Ishikawa et de chlorite - carbonate - pyrite sont communément utilisés dans la « boîte d'altération » présentée par Large *et al.* (2001; Fig. 4-25 A, cf. Ch.2).

La « boîte d'altération » montre que les échantillons altérés sont regroupés près du pôle chlorite-pyrite (Fig. 4-25 A), ce qui est typique des SMV. Il est cependant fréquent de voir plus de séricite dans les roches felsiques (Large *et al.*, 2001), roches qui sont à Matagami à la fois abondantes dans la séquence et altérées. L'altération à chlorite touche particulièrement le Groupe du lac Watson. Les roches mafiques et intermédiaires semblent moins altérées en général, bien qu'il y ait des exceptions, par exemple à Bracemac dans l'Andésite Inférieure (voir ci-dessous). Les roches du Groupe de Daniel sont peu altérées. Ce qui est particulièrement marquant est qu'il semble y avoir deux pôles: les roches altérées par les processus d'hydrothermalisme et les roches fraîches, avec peu d'échantillons entre les deux pôles. Cependant, quelques roches felsiques incluant la Rhyolite de Bracemac (4 échantillons), la Dacite du lac Watson (2 échantillons), ainsi que la dacite transitionnelle (3 échantillons) semblent montrer une faible altération diagénétique d'albite + chlorite.

Afin de comprendre la distribution de l'altération au sein du Flanc Sud, les indices d'altération des échantillons de forages récupérés pour cette étude ont été replacés en fonction de leur position stratigraphique (Fig. 4-25 B).

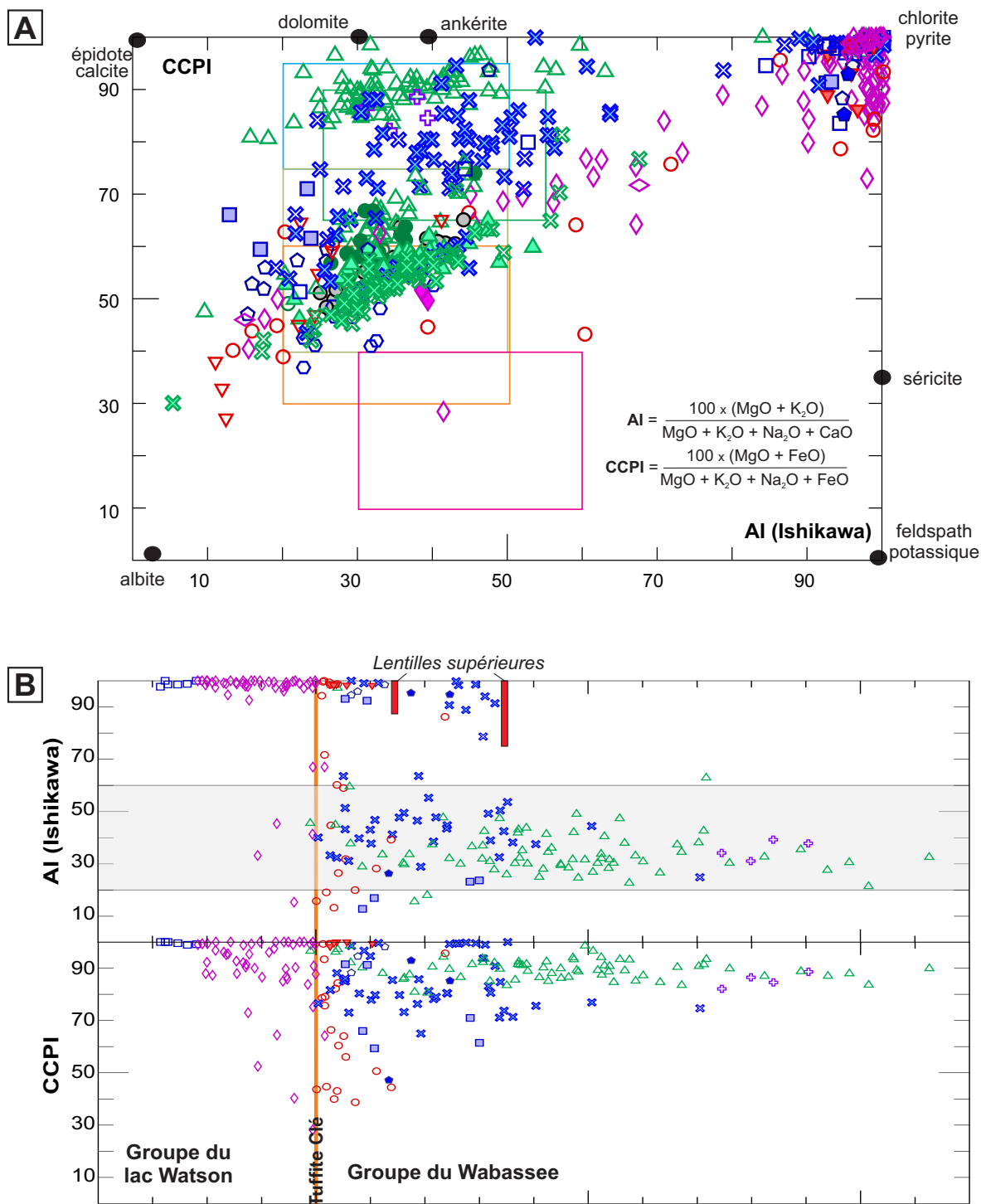


Figure 4-25 : Diagramme d'altération de la région de Matagami. (A) Boîte d'altération montrant les facteurs Al et CCPI (Large et al., 2001; boîte verte: basalte frais de ride océanique, d'après Rogers, 2010; boîte bleu: basalte frais d'arc, boîte vert clair: andésite fraîche d'arc, en orange: dacite fraîche d'arc, en rose: rhyolite fraîche d'arc, d'après Giffins et al., 2005). Les échantillons comprennent les données de forage recueillies pour cette étude, et les données de surface du MRN. (B) Indices d'altération par rapport à la position stratigraphique sur le Flanc Sud. Les données présentées ici ne comprennent que les données de forages de cette étude.

Cette position est calculée en fonction de la distance par rapport au niveau repère de la Tuffite Clé, illustrée en orange. Les roches du Groupe du lac Watson se retrouvent à gauche de cette ligne, et le Groupe du Wabassee, constitué de la Formation de la rivière Allard, se situe à droite.

La perspective de la position stratigraphique permet d'illustrer que la Dacite et la Rhyolite du lac Watson ont subi une altération hydrothermale intense et répandue (voir aussi Piché, 1991). Cependant, quelques échantillons de Rhyolite du lac Watson semblent moins affectés par cette altération. Il s'agit d'échantillons se situant au sein des forages OR-01-32, MC-04-03, MC-08-44 et BRC-07-40, qui se situent à distance des lentilles de sulfures massifs connues.

La Rhyolite de Bracemac quant à elle ne présente que quelques échantillons altérés. Ces échantillons se retrouvent au niveau des forages BRC-08-72, MC-05-18 et MC-04-01. Notons que ces forages traversent des lentilles de sulfures massifs de Bracemac et McLeod.

La Dacite de Dumagami-O ainsi que la Rhyolite de Dumagami-O sont toutes deux altérées au niveau du forage OR-90-13, où des lentilles de SMV sont retrouvées plus haut dans la stratigraphie (Fig. 4-25). Par contre, ces unités ne sont pas altérées dans OR-01-32.

Quelques échantillons d'Andésite Inférieure sont également altérés. Ils appartiennent tous au forage BRC-08-72 dans lequel on retrouve, au sommet de l'Andésite Inférieure, une lentille de sulfures massifs. Au sein des autres forages, l'altération ne semble pas avoir atteint cette unité. Les fortes valeurs de CCPI des roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee sont causées par leur composition primaire.

L'indice d'altération (AI) d'Ishikawa a été reporté en fonction du rapport Zr/Y des échantillons qui est représentatif de l'évolution du magmatisme à Matagami (Fig. 4-26). L'indice AI indique que les roches calco-alcalines du Groupe de Daniel, c'est à dire celles ayant le plus grand rapport Zr/Y, ne sont pas ou très peu altérées. Le gros de l'altération hydrothermale est donc localisé au niveau des roches du Groupe du lac Watson ainsi que dans la base du Groupe de Wabassee.

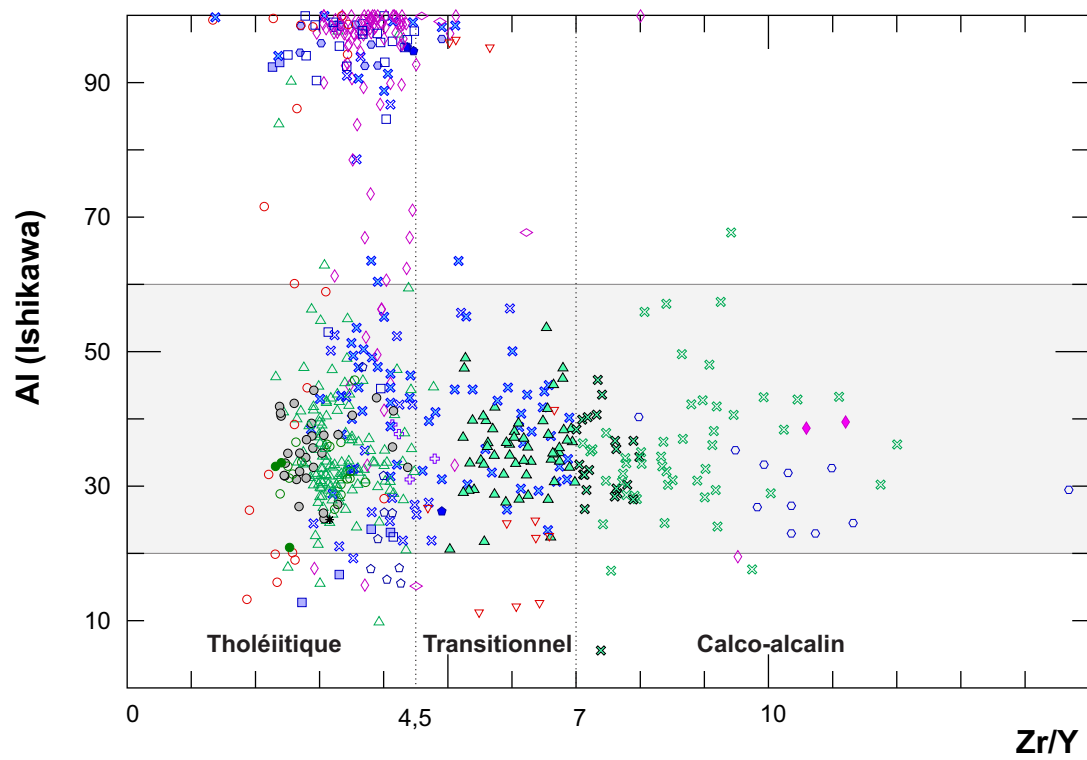


Figure 4-26 : Indice d'altération montré en fonction du rapport Zr/Y. Les données comprennent celles de cette étude ainsi que les données de surface du MRN.

4.6 Environnements tectoniques et pétrogenèse

Cette partie discute tout d'abord les diagrammes de discrimination tectonique sélectionnés pour ces travaux, puis décrit les roches de Matagami.

4.6.1 Diagrammes utilisés

Pearce et Cann (1971, 1973; Fig. 4-27 A) sont parmi les premiers à amener le concept de discrimination tectonique en fonction de la géochimie. Ils proposent une classification des roches mafiques basée sur les valeurs des éléments à fort potentiel ionique Ti, Y et Zr (Fig. 4-27 A). Quatre environnements y sont proposés: (A) basaltes tholéitiques d'arcs, (C) basaltes calco-alcalins, (D) basaltes intraplaques et (B) MORBs, basaltes d'arcs tholéitiques et basaltes calco-alcalins. Le champ (B) implique une ambiguïté par rapport au contexte tectonique. Ce diagramme est principalement utile pour discriminer les basaltes intraplaques des autres environnements, mais assez inefficace pour y différencier les autres environnements géodynamiques. Beaucoup de discussions ont suivi la présentation de ce graphique et les études subséquentes en ont montré les points faibles (p. ex. Holm, 1982; Duncan, 1987; Prestivik, 1982; Butler et Woronow, 1986). Il reste cependant le diagramme de référence des études de discrimination tectonique.

Pour aider la discrimination des roches présentée dans le diagramme Ti-Zr-Y, Pearce et Cann (1973) ont proposé de l'associer avec le diagramme binaire Zr-Ti (Fig. 4-27 B). Celui-ci propose les champs (A) de basaltes tholéitiques d'arc, (B) de MORB-basalte calco-alcalin (CA) et de basaltes tholéitiques d'arc, (C) les basaltes CA, et (D) les MORB. Il est visible que certains champs se recoupent (p. ex. les MORBs sont localisés dans les champs B et D). L'idée dans l'association de ces deux diagrammes est d'isoler les roches de système intraplaque selon les éléments Ti-Zr-Y, puis de tester les autres roches mafiques avec le diagramme Ti-Zr.

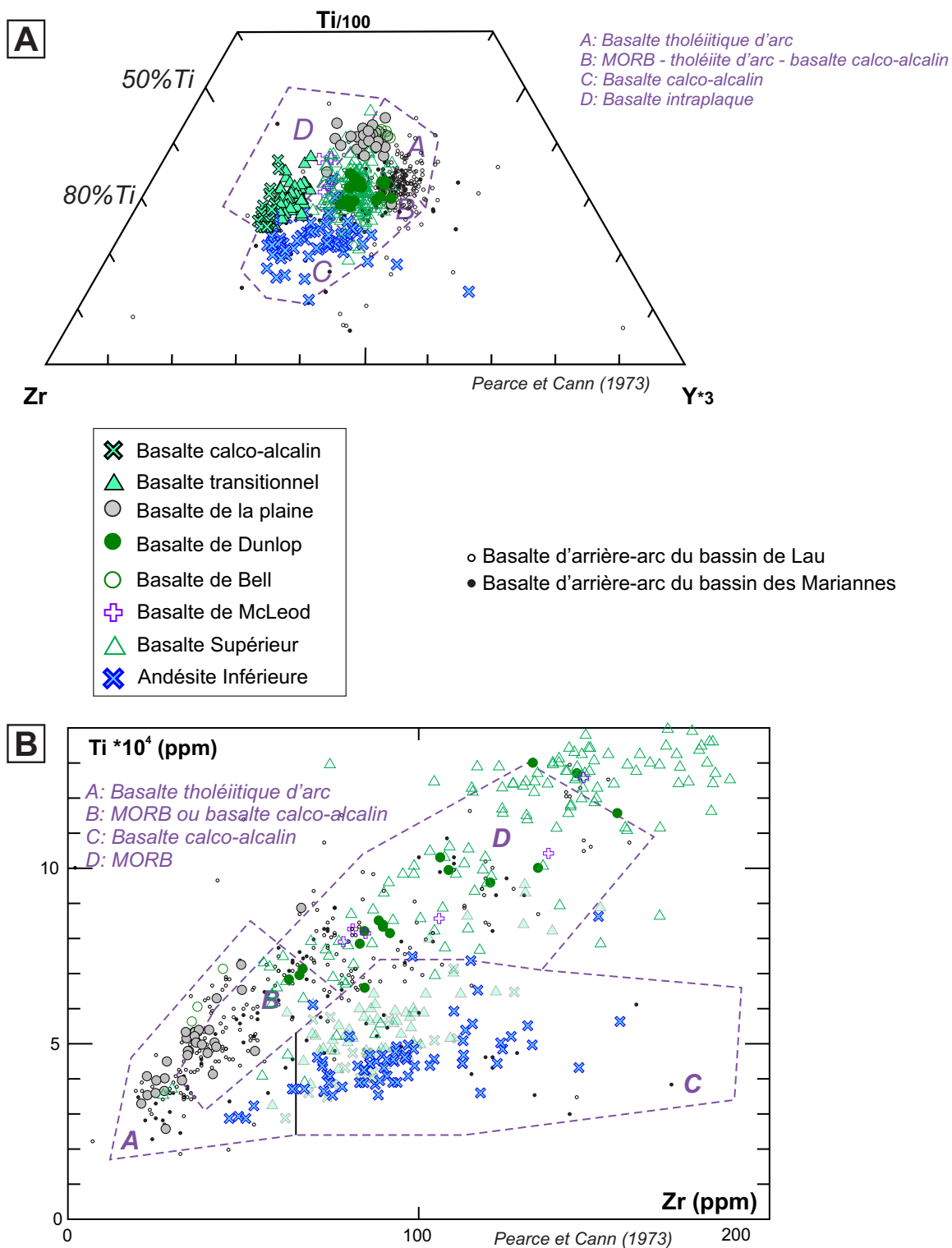


Figure 4-27 : Diagrammes de discrimination d'environnement tectonique. (A) Ti-Y-Zr d'après Pearce et Cann (1973). (B) Ti vs Zr d'après Pearce et Cann (1973). Les limites en rose pâle sont celles proposées par Vermeesch (2006). Les données pour les bassins d'arrière arc du bassin de Lau et du bassin des Mariannes proviennent de la base de données EarthChem (<http://www.earthchem.org/>).

Meschede (1986) propose un diagramme utilisant Zr-Nb-Y (Fig. 4-28 A). Ce diagramme permet de discriminer les différents types de MORB. Quatre environnements y sont séparés: (AI) basaltes alcalins intraplaques, (AII) basaltes alcalins et tholéitiques intraplaques, (B) MORB enrichi (enriched-MORB ou E-MORB), (C) basaltes tholéitiques intraplaques et basaltes d'arc, (D) normal-MORB. Un problème de cette classification est que ce diagramme permet de différencier uniquement les E-MORB et les basaltes alcalins intraplaques sans ambiguïté.

Après la sortie d'autres graphiques utilisant les éléments Ti-Zr-Y-Sr (ce dernier est non montré ici à cause de la mobilité du Sr; voir discussion Ch. 2), Wood (1980) propose l'utilisation d'HFSE avec un diagramme Th-Hf-Ta (Fig. 4-28 B). Ce diagramme est particulièrement utile pour discriminer les différents types de MORB. De plus, il peut être appliqué pour les basaltes comme pour les roches felsiques. C'est également un très bon discriminant pour les roches d'arc. Quatre environnements sont présentés: (A) N-MORB; (B) E-MORB; (C) basaltes alcalins intraplaques; (D) basaltes d'arc volcanique. Ce dernier champ peut être divisé entre les basaltes tholéitiques d'arc ($Hf/Th < 3$) et les basaltes calco-alcalins d'arc ($Hf/Th > 3$). Les problèmes liés à ce diagramme sont d'une part la mobilité possible du Th (Cf. discussion Ch. 2), et l'effet de la cristallisation fractionnée d'autre part. Les minéraux qui cristallisent en intégrant le Ta et le Hf entraînent une augmentation relative en Th dans le liquide (Rollinson *et al.*, 1993).

Les unités felsiques peuvent également être utilisées pour déterminer l'environnement tectonique dont sont issus les laves. En effet, de nombreuses études ont montré l'association des roches felsiques et des gisements de sulfures massifs. Ainsi, une classification de ces unités a été déterminée (Fig. 4-29; Leshner *et al.*, 1986; Barrie *et al.*, 1993; Barrett et MacLean, 1994; Hart *et al.*, 2004). Les types de rhyolite/dacite (FI, FII, FIIIa, FIIIb et FIV) sont différenciées par leurs caractéristiques chimiques.

- Les rhyolites/dacite FI sont d'affinité alcaline et calco-alcaline, proviennent d'un faible taux de fusion partielle d'une source mafique (Leshner *et al.*, 1986; Hart *et al.*, 2004). Ces unités FI sont considérées se former en environnement d'arc à forte profondeur (Hart *et al.*, 2004). Cependant il faut noter que ces signatures sont actuellement interprétées comme reflétant la présence de phases résiduelles spécifiques (p. ex. Moyen et Martin, 2012).

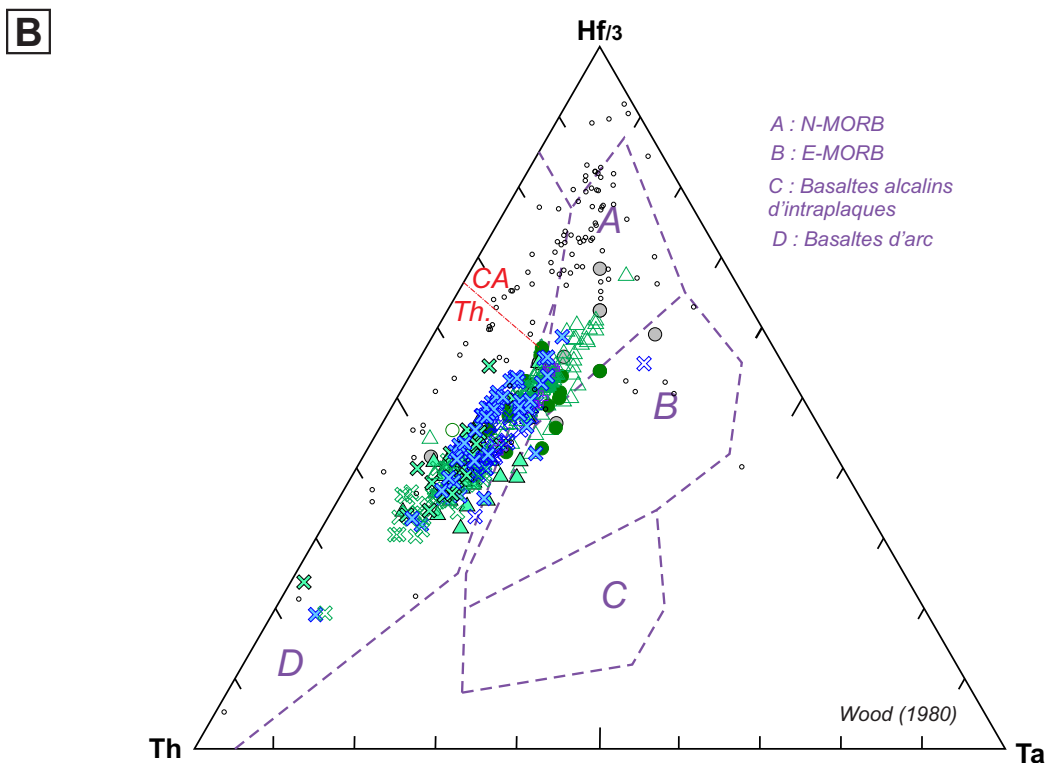
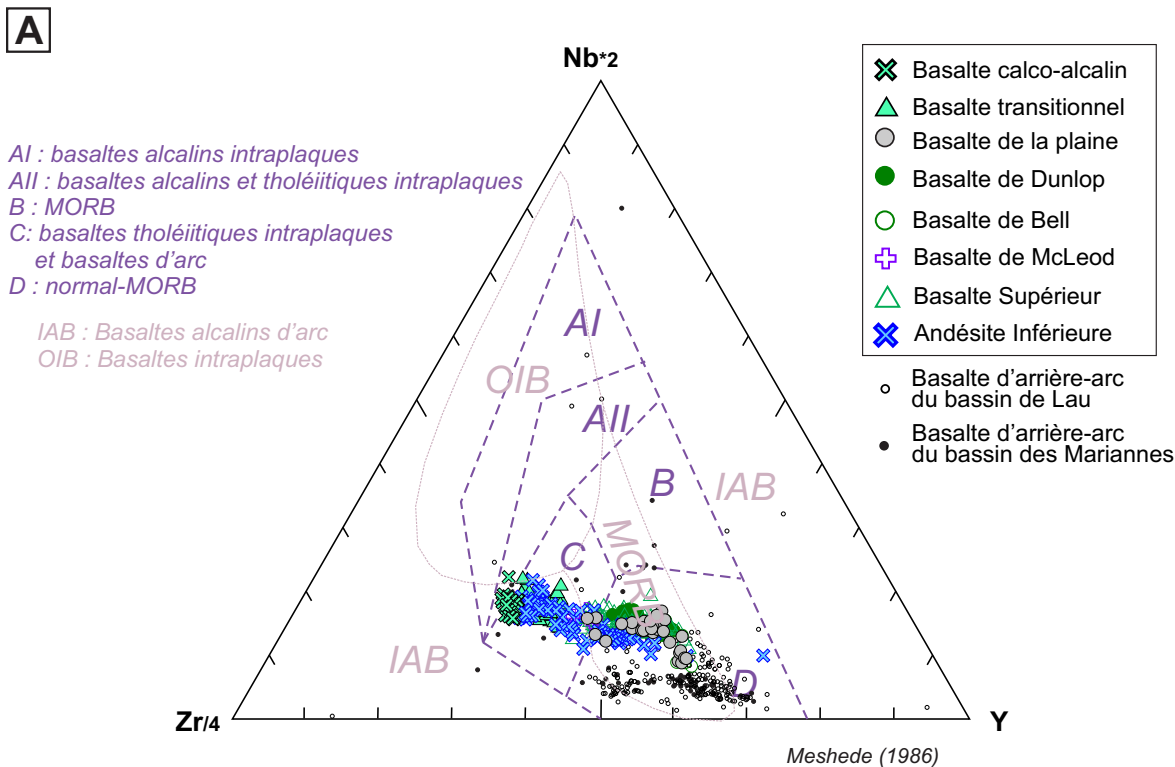


Figure 4-28 : Diagrammes de discrimination d'environnement tectonique. (C) Nb-Zr-Y d'après Meschede (1986). (D) Hf-Th-Ta d'après Wood (1980). Les limites en rose pâle sont celles proposées par Vermeesch (2006). Les données pour les bassins d'arrière arc du bassin de Lau et du bassin des Mariannes proviennent de la base de données EarthChem (<http://www.earthchem.org/>).

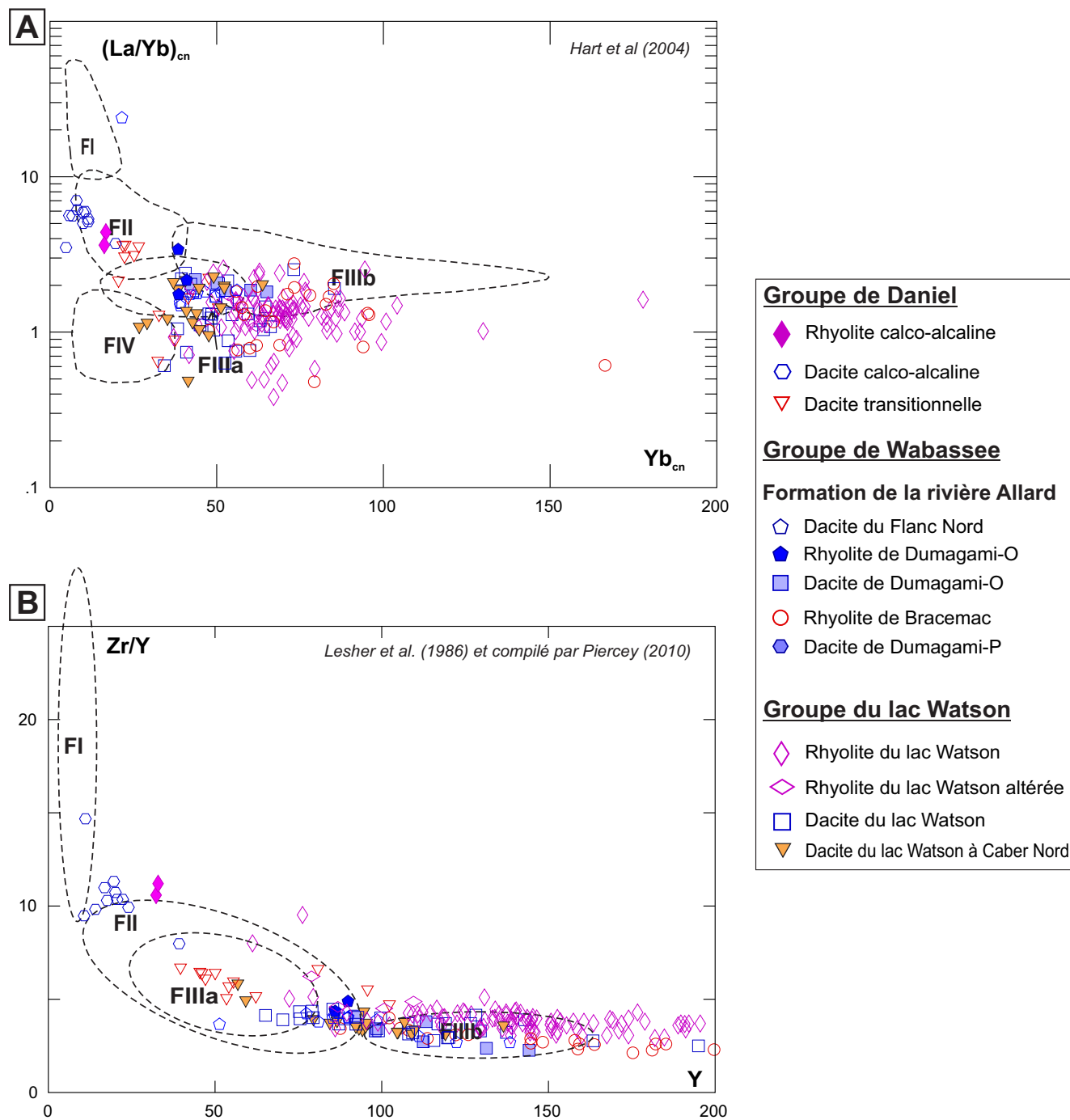


Figure 4-29 : Diagrammes de discrimination d'environnement tectonique. (A) $(La/Yb)_{cn}$ vs. Yb_{cn} (Hart et al., 2004). Les normalisations à la chondrite utilisent les données de Nakamura (1974). (B) Zr/Y vs. Y d'après Leshner et al. (1986).

- Les rhyolites / dacites FII sont calco-alkalines et ont plusieurs modèles pétrogénétiques allant de cristallisation fractionnée de magma intermédiaire (Leshner *et al.*, 1986) à métasomatisme du manteau au dessus d'une plaque subductée (Barrett et MacLean, 1999). Les environnements tectoniques associés à ce genre d'unité sont les arrières-arcs continentaux matures, les environnements extensifs (intracontinental et intraocéanique) et les arrière-arcs.
- Les rhyolites/dacites FIIIa sont tholéiitiques, créées par cristallisation fractionnée d'un magma tholéiitique (Hart *et al.*, 2004) ou fusion partielle de matériaux crustaux tels que des granulites (Lentz, 1998). Les environnements tectoniques de formation de ces unités sont des environnements en extension: des arcs intraocéaniques, intracontinentaux ou des arrière-arcs.
- Les rhyolites/dacites FIIIb sont également tholéiitiques et se différencient des roches FIIIa par leur contenu en HFSE plus élevé. Leur environnement tectonique de formation correspond à celui des rifts océaniques.
- Les rhyolites/dacites FIV sont des unités tholéiitiques, issues de la fusion partielle de basaltes tholéiitiques appauvris (Hart *et al.*, 2004). Leur environnement tectonique de formation est celui des arcs océaniques.

Les unités les plus fertiles, c.-à-d. les unités felsiques qui sont le plus souvent hôtes des lentilles de SMV, dans la Sous-province de l'Abitibi sont les rhyolites/dacites de type FIIIa et FIIIb (Leshner *et al.*, 1986, Hart *et al.*, 2004, Gaboury *et al.*, 2008). Cependant plusieurs gisements importants sont associés à des FII, notamment les lentilles du gisement archéen de LaRonde-Penna (Mercier-Langevin *et al.*, 2007).

En assumant que les granites sont l'expression intrusive des rhyolites, et que la composition de leurs magmas est similaire, on peut appliquer le diagramme de Pearce *et al.* (1984; Fig. 4-30 A et B) aux roches volcaniques felsiques de Matagami. L'intérêt de cette analogie est d'obtenir des informations pour la séquence totale des laves à Matagami. Quatre environnements sont alors proposés, illustrés au sein des diagrammes binaires Nb vs. Y et Ta vs. Yb (Figs. 4-30 A et B): (1) les granites de rides océaniques, comprenant les granites associés avec les rides océaniques normales, avec les rides océaniques anormales, avec les bassins d'arrière-

arcs et les bassins d'avant-arc. Cette classe représente des systèmes en extension; (2) les granites d'arc volcaniques, comprenant les granites des arcs océaniques dominés par les basaltes tholéitiques ainsi que ceux dominés par les basaltes calco-alcalins, et les marges continentales actives. Cette classe représente les systèmes en compression; (3) les granites intra-plaques, englobant les plaques continentales ainsi qu'océaniques; (4) les granites de collision, comprenant les granites syn-tectoniques associés à une collision continent-continent, et ceux associés à une collision continent-arc, ainsi que les granites post-tectoniques associés à une collision continent-continent. Cette classe n'a pas d'équivalent pour les rhyolites.

Après les multiples essais sur l'obtention d'un diagramme discriminant les environnements tectoniques, il a été remarqué que l'utilisation de diagrammes binaires ou ternaires utilisant des éléments simples ou des rapports ne prenait pas en compte les effets de fermeture des données géochimiques (*data-closure*) (Butler et Woronow, 1986). Des méthodes ont alors été créées pour remédier à ce manque (Aitchison, 1982, 1986; Vermeesch, 2006; Agrawal *et al.*, 2004, 2008; Snow, 2006; Verma *et al.*, 2006; Sheth, 2008; Verma, 2010, 2013; Verma *et al.*, 2011; Verma et Agrawal, 2011; Verma et Verma, 2012; Pandarinath et Verma, 2013). Ces nouveaux travaux et des méthodes statistiques permettent premièrement de redéfinir les limites des diagrammes utilisés historiquement (p. ex. Vermeesch, 2006), et deuxièmement d'introduire des facteurs prenant en compte plusieurs éléments pour obtenir le meilleur discriminant. Agrawal *et al.* (2008) proposent ainsi deux facteurs discriminants DF1 et DF2 déterminés par des méthodes statistiques multiparamétriques, qui prennent en compte les éléments La, Sm, Yb, et Nb, tous normalisés au Th (Fig. 4-30 C). Ceci permet de distinguer le champ des MORB, celui des basaltes d'arcs (IAB), et celui des basaltes de rift continentaux (CRB) et de points chauds (OIB).

Il faut noter que la composition des laves peut être modifiée par la contamination crustale, notamment pour les éléments tels que le Th (p. ex. Wood, 1979; Arculus, 1981). Le processus de contamination crustale peut cependant opérer dans tous les systèmes tectoniques, modifiant ainsi la signature géochimique du magma.

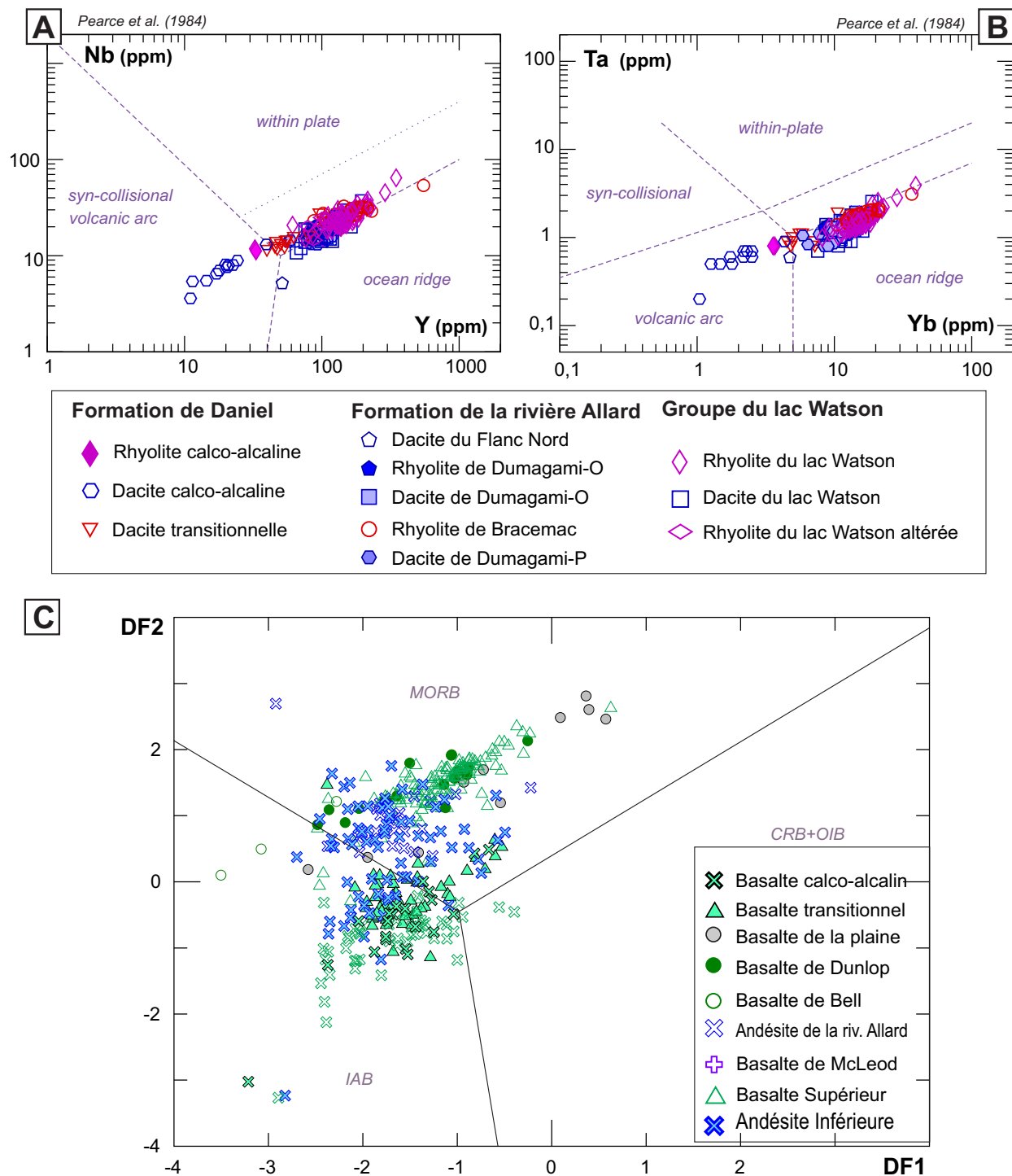


Figure 4-30 : Diagrammes de discrimination d'environnements tectoniques. (A) Nb vs. Y d'après Pearce et al. (1984) pour les roches felsiques. (B) Ta vs. Yb d'après Pearce et al. (1984) pour les roches felsiques. (C) DF1 vs DF2, facteurs déterminés par Agrawal et al. (2008) pour les roches mafiques.

$$DF1 = 0,3518 \log (La/Th) + 0,6013 \log (Sm/Th) - 1,3450 \log (Yb/Th) + 2,1056 \log (Nb/Th) - 5,4763$$

$$DF2 = -0,3050 \log (La/Th) - 1,1801 \log (Sm/Th) + 1,6189 \log (Yb/Th) + 1,2260 \log (Nb/Th) - 0,9944$$

4.6.2 Application pour les roches de la région de Matagami

En rappel, la séquence volcanique de Matagami – avec une emphase sur le Flanc Sud et la Plaine Centrale – débute avec les roches felsiques du Groupe du lac Watson. Puis se met en place le Groupe de Wabassee dont la base est composée localement de la Rhyolite de Bracemac et la Dacite du Dumagami-P et de l'Andésite Inférieure. S'en suivent localement la Rhyolite et la Dacite de Dumagami-O, puis le Basalte Supérieur à l'échelle régionale. La séquence finit par les roches transitionnelles et calco-alcalines du Groupe de Daniel (Fig. 4-1). Les résultats vont être ainsi présentés dans cet ordre.

Groupe du lac Watson

La Dacite du lac Watson chevauche les champs FIIIa et FIIIb (Fig. 4-28 A). Ceci suggère que leurs environnements de formation provient d'un système océanique en extension (Hart *et al.*, 2004). La Rhyolite du lac Watson est une unité felsique de type FIIIb (Hart *et al.*, 2004; Gaboury et Pearson, 2008). Ceci suggère qu'il s'agit d'une unité fertile. Son environnement de formation est, d'après cette classification, un système océanique en extension.

La Dacite et la Rhyolite du lac Watson se retrouvent dans le champ de volcanisme en contexte d'extension sur le diagramme de Pearce *et al.* (1984; Figs. 4-30 A et B). Il est difficile d'en dire davantage étant donné que le champ englobe tous les systèmes tectoniques en extension. Cela dit, les roches felsiques du Groupe du lac Watson n'ont aucune signature d'arc.

Groupe de Wabassee - Roches felsiques de la Formation de la rivière Allard

Les roches felsiques de la Formation de la rivière Allard regroupent la Rhyolite de Bracemac, la Dacite de Dumagami-P, la Rhyolite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-O. La Rhyolite de Bracemac a les mêmes caractéristiques que la Rhyolite du lac Watson et tombe dans le champ des unités de type FIIIb. Les autres unités felsiques de la Formation de la rivière Allard chevauchent les champs des unités types FIIIa et FIIIb (Figs. 4-29). Ceci implique que ces unités se sont formées en système en extension. Toutes ces roches tombent dans le champ de volcanisme d'extension sur le diagramme de Pearce *et al.* (1984; Figs. 4-30 A et B). Tout comme la Dacite et la Rhyolite du lac Watson, ces roches ne contiennent aucun indicatif de

signature d'arc.

Andésite Inférieure

L'Andésite Inférieure se met en place à la base du Groupe de Wabassee. Dans les diagrammes de Pearce et Cann (1973, Fig. 4-27 A et B), les échantillons tombent dans le champ des basaltes calco-alcalins. Dans le diagramme de Meshede (1986), ces roches chevauchent les champs de basaltes d'arc et de MORB (Fig. 4-28 A). En prenant en compte les nouvelles limites pour ce diagramme obtenues par Vermeesch (2006), cette unité chevauche également les champs de MORB et de volcanite d'arc. Dans le diagramme de Wood (1980), l'Andésite Inférieure tombe dans le champ des basaltes d'arcs. Au sein des diagrammes d'Agrawald *et al.* (2008; Fig. 4-30 C), ces roches chevauchent les champs de MORB et de roches volcaniques d'arc.

En combinant toutes les données, il est possible de conclure que l'Andésite Inférieure est intermédiaire entre arc et MORB. Un environnement d'arrière-arc est donc plausible. L'effet d'une contamination crustale serait possiblement similaire à la dénomination de basaltes d'arc dans la plupart des graphiques. On peut ainsi imaginer que l'Andésite Inférieure montre une signature de contamination crustale, ce qui expliquerait la dispersion des échantillons entre les champs de MORB et d'arc.

Basalte Supérieur

Le Basalte Supérieur forme la majeure partie du Groupe de Wabassee au sein des différents secteurs de la région. Dans le triangle Ti-Zr-Y, les échantillons de cette unité tombent dans le champ B, contenant les MORB, les tholéiites d'arc, et les basaltes calco-alcalins, ne permettant par conséquent pas de discriminer leur environnement de formation (Fig. 4-27 A). En combinant cette analyse avec le diagramme binaire Ti-Zr, ces roches se retrouvent toutes dans le champ des MORB (Fig. 4-27 B). Ce même résultat est obtenu au sein de la classification de Meshede (1986), où le Basalte Supérieur tombe dans le champ N-MORB (Fig. 4-28 A). Avec les frontières proposées par Vermeesch (2006), ces roches se retrouvent aussi dans le champ des MORBs. Cette même observation peut être faite sur les diagrammes suivants, autant celui de

Wood (1980, Fig. 4-28 B) que sur celui d'Agrawald *et al.* (2008; Fig. 4-30 C).

Les éléments traces du Basalte Supérieur ont donc une signature caractéristique des MORBs, soit des basaltes obtenus au sein des rides océaniques.

Basalte de la Plaine

Le Basalte de la Plaine est retrouvé au sommet de la Formation de la rivière Allard dans la Plaine Centrale. Dans le graphe Zr-Ti-Y présenté ici, ces roches chevauchent le champ des tholéiites d'arc ainsi que des basaltes intraplaques (Fig. 4-27 A). Le diagramme Ti-Zr leur donne une signature de basalte tholéiitique d'arc (Fig. 4-27 B). Au sein du diagramme de Meshede (1986), ces roches chevauchent les champs combinés des MORB et des roches volcaniques d'arc (Fig. 4-28 A). Les limites de Vermeesch (2006), semblent les localiser dans le champ des MORB. Les diagrammes de Wood (1980) et d'Agrawald *et al.* (2008) ne sont pas une bonne approche pour distinguer la signature géochimique de ces roches, étant donné que peu d'analyses en Th sont disponibles pour la majorité des échantillons de cette unité, ayant des très faibles valeurs en cet élément.

Il est difficile de certifier une signature pour ces roches, les différents diagrammes indiquant des avis contraires. La moitié d'entre eux voient une signature d'arc, et le diagramme d'Agrawald *et al.* (2008) une signature de MORB. Rappelons que cette méthode prend en compte le Th ainsi que le Nb, qui sont des éléments en très faibles concentrations au sein de cette unité.

Basalte de Bell, Basalte de Dunlop

Le Basalte de Bell et le Basalte de Dunlop ont une signature géochimique proche du Basalte Supérieur. Dans le triangle Ti-Zr-Y, les échantillons de cette unité tombent dans le champ B, interprété par ses auteurs comme englobant les MORB, les tholéiites d'arc, et les basaltes calco-alcalins (Fig. 4-27 A). En combinant cette analyse avec le diagramme binaire Ti-Zr, ces roches se retrouvent toutes dans le champ des MORB (Fig. 4-27 B). Ce même résultat est obtenu au sein de la classification de Meshede (1986; Fig. 4-28 A). Avec les frontières proposées par Vermeesch (2006), ces roches se retrouvent aussi dans le champ des MORBs.

Cette même observation peut être faite sur les diagrammes suivants, autant celui de Wood (1980, Fig. 4-28 B) que sur celui d'Agrawald *et al.* (2008; Fig. 4-30 C). Les analyses chimiques du Basalte de Bell et du Basalte de Dunlop ont donc une signature caractéristique des MORBs, soit des basaltes obtenus au sein des rides océaniques.

Basalte transitionnel – Groupe de Daniel

Les basaltes transitionnels forment la base du Groupe de Daniel. Ces roches ont une signature de basaltes intraplaques selon le diagramme Pearce et Cann (1973). Le diagramme Ti vs. Zr (Fig. 4-27 A) sert à différencier les échantillons qui n'ont justement pas été identifiées comme roches intraplaques dans le premier diagramme. C'est pourquoi, elles ont été mises en semi-transparent dans ce diagramme. Le diagramme de Meshede (1986) les classifie dans un champ comprenant les roches intraplaques et d'arcs volcaniques; celui de Wood (1980) indique une signature de basaltes d'arc, et pour finir, le diagramme d'Agrawald *et al.* (2008) les range dans les basaltes d'arc, avec quelques échantillons dans le champ des MORBs.

Séquence calco-alkaline du Groupe de Daniel

La séquence calco-alkaline du Groupe de Daniel comprend des basaltes et des andésites, ainsi qu'une dacite et une rhyolite. Les basaltes calco-alkalins ont un signal géochimique homogène dans tous les diagrammes présentés ici : ils sont toujours classés dans le champ des basaltes d'arcs océaniques calco-alkalins. La dacite calco-alkaline, ainsi que la rhyolite calco-alkaline, sont des unités felsiques de type FII (Fig. 4-29 A et B). Ceci implique selon l'interprétation pétrogénétique proposée par les auteurs des diagrammes considérés que leur composition comprend une composante issue de la fusion d'une plaque subductée. Au sein des autres graphiques, ces deux unités felsiques se retrouvent toutes deux dans le champ des roches volcaniques d'arc (Fig. 4-30 A et B).

Sommaire des observations concernant le cadre géodynamique de la formation des roches du Domaine Sud

La séquence volcanique débute ainsi par des roches typiques d'environnements extensionnels, possiblement une dorsale médio-océanique ou un bassin d'arrière-arc

(Groupe du lac Watson, et rhyolites de la Formation de la rivière Allard). Après la déposition de la Tuffite Clé et de rhyolites locales (Rhyolite de Bracemac et Dacite de Dumagami-P), l'Andésite inférieure montre une tendance vers les magmas d'arc. Cette signature pourrait s'expliquer par un environnement d'arrière-arc ou une contamination crustale d'un magma tholéiitique dans un contexte de plateau océanique. Cette signature d'« arc » exprime une contamination, qu'elle provienne d'une zone de subduction (volcanisme d'arc engendré par la déshydratation de la plaque subductée), ou de la contamination crustale.

Après cette unité se mettent en place des unités tholéiitiques (localement les Dacite et Rhyolite de Dumagami-O et Basalte Supérieur à l'échelle du camp) qui ont une signature interprétée comme provenant d'un système en extension. Ceci est le cas pour les formations de la rivière Allard et de la rivière Bell. Finalement, le Groupe de Daniel semble être composé entièrement de roches issues d'un environnement d'arc. Il y aurait donc une évolution globale d'une phase d'arrière-arc caractérisée par de l'extension, au cours de laquelle les SMV se déposent (groupes du lac Watson et de Wabassee), à une phase d'arc, sans SMV connus (Groupe de Daniel).

4.7 Conclusions du chapitre

- La Rhyolite de Dumagami historique est divisée en trois unités : la Dacite de Dumagami-P dans le secteur de la mine Persévérance, puis la Rhyolite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-O dans le secteur centre du Flanc Sud.
- La définition géochimique des unités du Groupe de Daniel ainsi que leur répartition géographique ont ainsi permis de déterminer la limite spatiale entre les groupes Wabassee et de Daniel dans la Plaine Centrale. L'étude structurale et géochimique de la Plaine Centrale a permis d'élaborer le modèle structural de ce secteur.
- La corrélation litho- et chimico-stratigraphique des lentilles de SMV au sein du Groupe de Wabassee ouvre un potentiel d'exploration dans le centre du Flanc Sud.
- La Rhyolite de Bracemac n'est altérée que dans les secteurs où des lentilles au sein

du Groupe de Wabassee sont retrouvées.

- Le Groupe de Daniel ne semble pas caractérisé par une altération hydrothermale. Il est donc peu probablement d'y retrouver des SMV.
- Les rhyolites des groupes de Watson et de Wabassee sont de type FIII. Les unités felsiques du Groupe de Daniel sont de type FII.
- En terme géochimiques et par analogie avec les environnements modernes, la formation des roches du Domaine Sud de Matagami débute par un système d'arrière-arc (Groupe de Watson et Groupe de Wabassee) puis évolue vers un environnement d'arc (Groupe de Daniel).

CHAPITRE 5: GÉOCHRONOLOGIE U-PB

Ce chapitre est consacré aux différentes études géochronologiques qui ont eu lieu dans la région de Matagami. Pour commencer, les travaux effectués avant le début du projet en 2008 sont décrits. Ensuite, les six nouvelles datations U-Pb de la Commission Géologique du Canada sont présentées et interprétées en détail. Finalement, les six datations obtenues par le MRN de 2010 à 2012 sont intégrées aux interprétations régionales.

5.1 Études géochronologiques antérieures

Dans le cadre d'une étude géochronologique de la Sous-province de l'Abitibi, Mortensen (1993) a présenté quatre âges pour la région de Matagami. Seulement deux âges ont été obtenus sur des roches volcaniques, les deux autres échantillons provenant d'intrusions. Dans cette étude, la Rhyolite du lac Watson a été datée à $2724,5 \pm 1,8$ Ma, provenant d'un affleurement localisé sur le Flanc Sud (Fig. 5-1). Une rhyolite du Flanc Nord a donné un âge de $2723,1 +0,8/-0,7$ Ma; la localisation de cet échantillon demeure imprécise, aucune analyse géochimique n'est associée à cette datation et les zircons recueillis se sont avérés de piètre qualité. Il est alors difficile d'utiliser ce résultat. L'objectif de l'étude géochronologique de Mortensen (1993) était d'obtenir des âges dans différents secteurs de l'Abitibi afin de comprendre son évolution temporelle. Les roches volcaniques ainsi datées ont permis de situer le volcanisme de Matagami au sein de la sous-province. Mortensen (1993) conclut que le volcanisme de Matagami a eu lieu entre 2726,3 et 2722,4 Ma, en utilisant les extrêmes d'âges obtenus en prenant en compte les barres d'erreur (précision de 2σ).

Plus récemment, des travaux effectués par le MRN de 2004 à 2005 dans le secteur des lacs Olga et au Goéland (SNRC 32F/10) ont permis d'obtenir un âge de $2722,1 \pm 6,4$ Ma sur une rhyolite présentant une signature géochimique similaire à la Rhyolite du lac Watson (Goutier, 2005). Cette unité se situe dans l'extension vers l'est de la bande felsique présente le long du Flanc Nord. Ce résultat permet l'hypothèse d'une corrélation possible entre ces rhyolites et le Groupe du Lac Watson (David *et al.*, 2006).

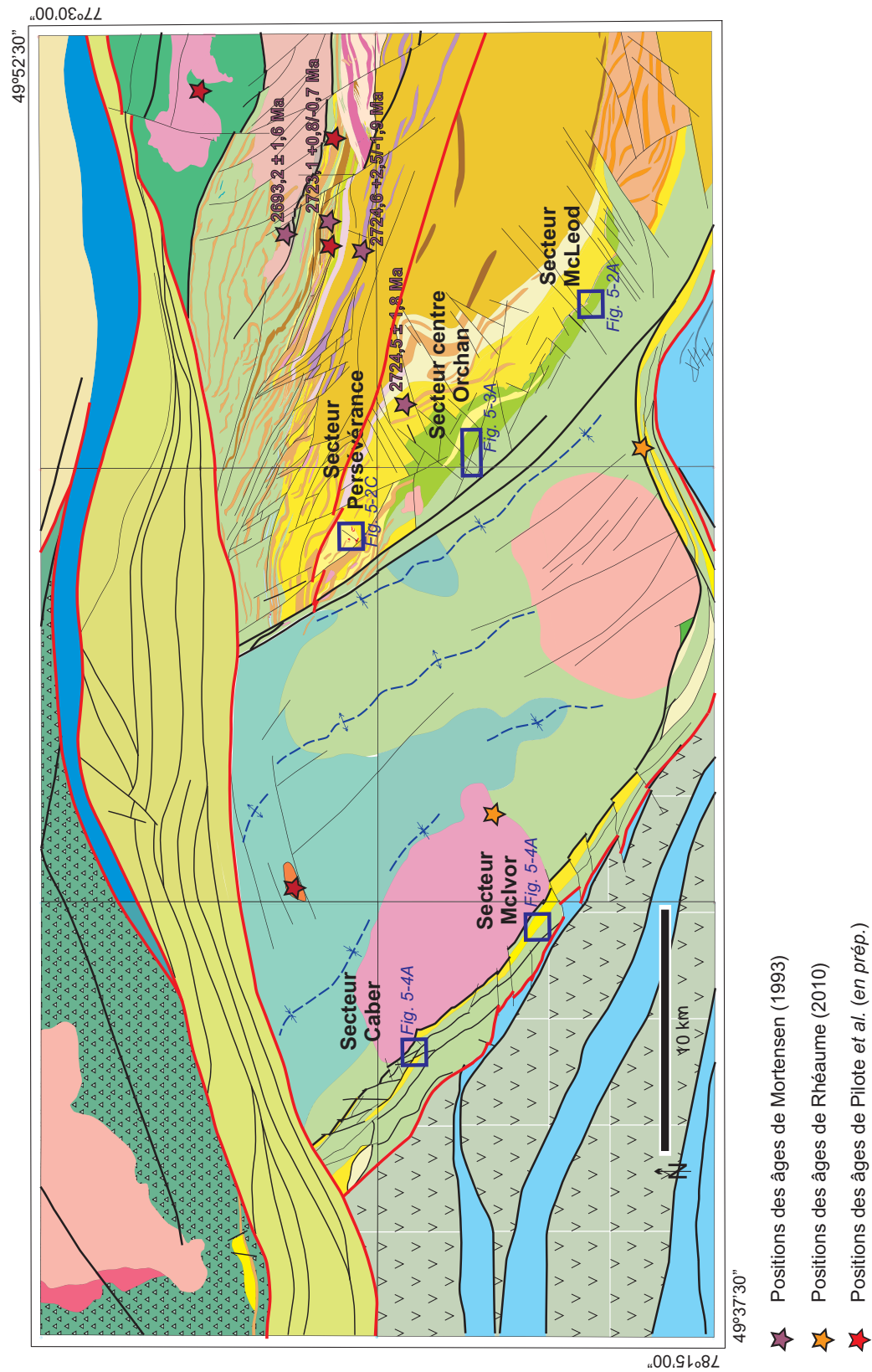


Figure 5-1 : Carte géologique simplifiée de Matagami (d'après Pilote et al., 2011) montrant la position des échantillons de géochronologie (étoiles) de Mortensen (1993) en mauve, en orange ceux de Rhéaume (2010), et en rouge ceux de Pilote et al. (en prep.). Les encadrés correspondent aux figures du texte. Pour la légende de la carte, se reporter à la figure 3-1.

D'autre part, dans l'étude de Mortensen (1993), le granophyre du Complexe de la rivière Bell, échantillonné au nord de la ville de Matagami, a donné un âge de cristallisation à $2724,6 \pm 2,5/-1,9$ Ma. Le complexe de la rivière Bell a donc été interprété comme une intrusion synvolcanique, ayant le même âge que les roches du Groupe du lac Watson. Le deuxième échantillon prélevé par Mortensen sur des intrusions a été pris sur le Pluton de Olga et a donné un âge de $2693,2 \pm 1,6$ Ma. Ce pluton est beaucoup plus jeune que les âges obtenus pour le volcanisme de la région, qui date d'environ 2725 Ma.

Finalement, des datations ont été effectuées sur les bandes de roches sédimentaires qui bordent les roches volcaniques de Matagami. Le Groupe de Matagami donne un âge $< 2701 \pm 1$ Ma (SNRC 32F14, Goutier *et al.*, 2004). Le Groupe de Taïbi a été daté à $< 2685 \pm 3$ Ma (Davis *et al.*, 2005). Ces deux bandes sédimentaires sont donc plus jeunes que les roches volcaniques de Matagami.

5.2 Nouvelles dates U-Pb de la Commission Géologique du Canada

De nouvelles datations ont été obtenues sur six roches volcaniques felsiques de Matagami dans le cadre du programme ICG-3 Abitibi. La contribution de l'auteure pour ces nouvelles données est: (i) la participation à la sélection et l'échantillonnage des quatre premiers échantillons durant l'été 2008; (ii) la participation à la séparation magnétique, la sélection des zircons pour ces échantillons ainsi que l'abrasion physique des zircons (cf. Ch. 2) au laboratoire de géochronologie de la CGC à Ottawa, sous la supervision de V. McNicoll; (iii) l'échantillonnage des deux autres carottes de forage durant l'été 2009; (iv) la rédaction d'une version préliminaire d'un article et la création des figures associées. L'article a été publié dans un numéro spécial du périodique *Economic Geology* (Ross *et al.*, 2014). L'article s'intitule: "Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for VMS exploration"; les auteurs sont P.-S. Ross, V.J. McNicoll, J.-A. Debreil et P. Carr. Cette section reprend la majorité de cet article, en mettant à jour la nomenclature des unités du Flanc Sud (p. ex. « Rhyolite de Dumagami-P » devient « Dacite de Dumagami-P » pour rester cohérent avec le Ch. 4).

5.2.1 Objectifs et choix des échantillons

Afin de contribuer à la reconstruction de l'architecture volcanique de la région de Matagami, l'objectif de cette étude était d'obtenir des âges précis sur des unités felsiques spécifiques, pour répondre aux problématiques d'évolution temporelle du volcanisme et de corrélations stratigraphiques potentielles entre les différentes parties de la région. Le point de départ de cette étude géochronologique était de comparer les âges des rhyolites ayant une signature géochimique similaire, de type Rhyolite du lac Watson, dans deux parties de la région: le Flanc Sud et le Camp Ouest. Deux rhyolites provenant (1) du gisement Caber et (2) du secteur de McIvor ont donc été échantillonnées, pour vérifier si ces unités pouvaient être suivies latéralement (Fig. 5-1), et pour comparaison avec l'âge de la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud.

À l'échelle du Flanc Sud, principale zone d'intérêt de cette étude, un objectif était de mieux contraindre l'âge de la mise en place de la Tuffite Clé, horizon marqueur auquel la plupart des gisements de SMV sont associés. La déposition de la Tuffite Clé représente, en effet, une pause dans le volcanisme effusif. En datant les unités felsiques qui se situent directement au-dessous et au-dessus de ce niveau repère, le temps de déposition de la Tuffite Clé sera contraint. La Rhyolite du lac Watson dans le secteur de McLeod, située sous le gisement de SMV et sous la Tuffite Clé, et deux unités felsiques sus-jacentes, la Rhyolite de Bracemac dans le secteur de McLeod et la Dacite de Dumagami dans le secteur de Persévérance (Dumagami-P) furent donc échantillonnées (cf. Fig. 2-2). La datation de ces trois unités sur le Flanc Sud permettra aussi de vérifier si les différentes unités felsiques du Flanc Sud sont contemporaines ou non.

Dans le secteur d'Orchan/Orchan Ouest au centre du Flanc Sud, un échantillon de Dacite de Dumagami-O (cf. Ch.4) a été recueilli, dans le but de comparer son âge avec celui de la « Dumagami-P » à Persévérance (Fig. 5-1). Rappelons que la Dacite de Dumagami-O dans le secteur centre du Flanc Sud est à une position stratigraphique possiblement différente de celle retrouvée dans le secteur de Persévérance. La géochronologie de haute précision permettra peut-être de déterminer s'il s'agit du même événement volcanique.

5.2.2 Localisation des échantillons analysés

Les roches felsiques analysées pour cette étude proviennent toutes de carottes de forage. Les sections contenant les forages sélectionnés contiennent toutes la Tuffite Clé et / ou les gisements de SMV associés, afin d'éliminer toute ambiguïté sur les relations entre la roche datée et ce niveau repère, sauf pour le secteur de McIvor qui ne contient malheureusement pas le niveau de Tuffite Clé. Les segments de forage choisis contiennent les roches les plus massives et les moins altérées, c.-à-d. contenant le plus de textures volcaniques telles que des sphérolites et des phénocristaux de quartz. Les petites intrusions et/ou veines de quartz ont été évitées lors de l'échantillonnage. La signature géochimique des roches sélectionnées a été vérifiée afin de confirmer qu'il s'agissait bien de l'unité désirée.

La Rhyolite du lac Watson a été échantillonnée sous le gisement McLeod au sein du forage MC-08-37, section 13300E (Fig. 5-2 A-B). Il s'agit d'une rhyolite massive porphyrique à phénocristaux de quartz. La Rhyolite de Bracemac a été échantillonnée au-dessus du gisement McLeod au sein du forage MC-08-43 dans la même section (Fig. 5-2B). La Dacite de Dumagami-P a été échantillonnée dans le secteur de Persévérance, au-dessus de la lentille d'Équinoxe, dans le forage EQ-00-41, section 29725E (Fig. 5-2C-D). La Dacite de Dumagami-O a été échantillonnée dans le secteur d'Orchan Ouest dans le forage OR-01-32 (Fig. 5-3). La rhyolite de type Watson du secteur de Caber a été échantillonnée immédiatement en dessous du gisement, à partir du forage NCB-98-38, section 11700S (Fig. 5-4 A-B). La rhyolite de type Watson du secteur de McIvor a été échantillonnée au sein du forage 1214-98-02 (Fig. 5-4 C-D).

5.2.3 Résultats obtenus

La **Rhyolite du lac Watson à McLeod** contient une forte quantité de zircons de qualité. Les six grains sélectionnés pour les analyses contiennent peu d'U (toutes les analyses, sauf une, ont des valeurs < 26 ppm U). Les six analyses sur grains simples donnent les mêmes valeurs avec une moyenne d'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à $2725,9 \pm 0,8$ Ma (moyenne de déviation standard du poids statistique, « *mean standard of weighted deviates* », MSWD = 0,90; probabilité de coïncidence, « *probability of fit* », $\text{pof} = 48\%$; Fig. 5-6 A). Cet âge de $2725,9 \pm 0,8$ Ma représente l'âge de cristallisation de la Rhyolite du lac Watson dans le secteur de McLeod, et est appliqué à l'ensemble du Flanc Sud.

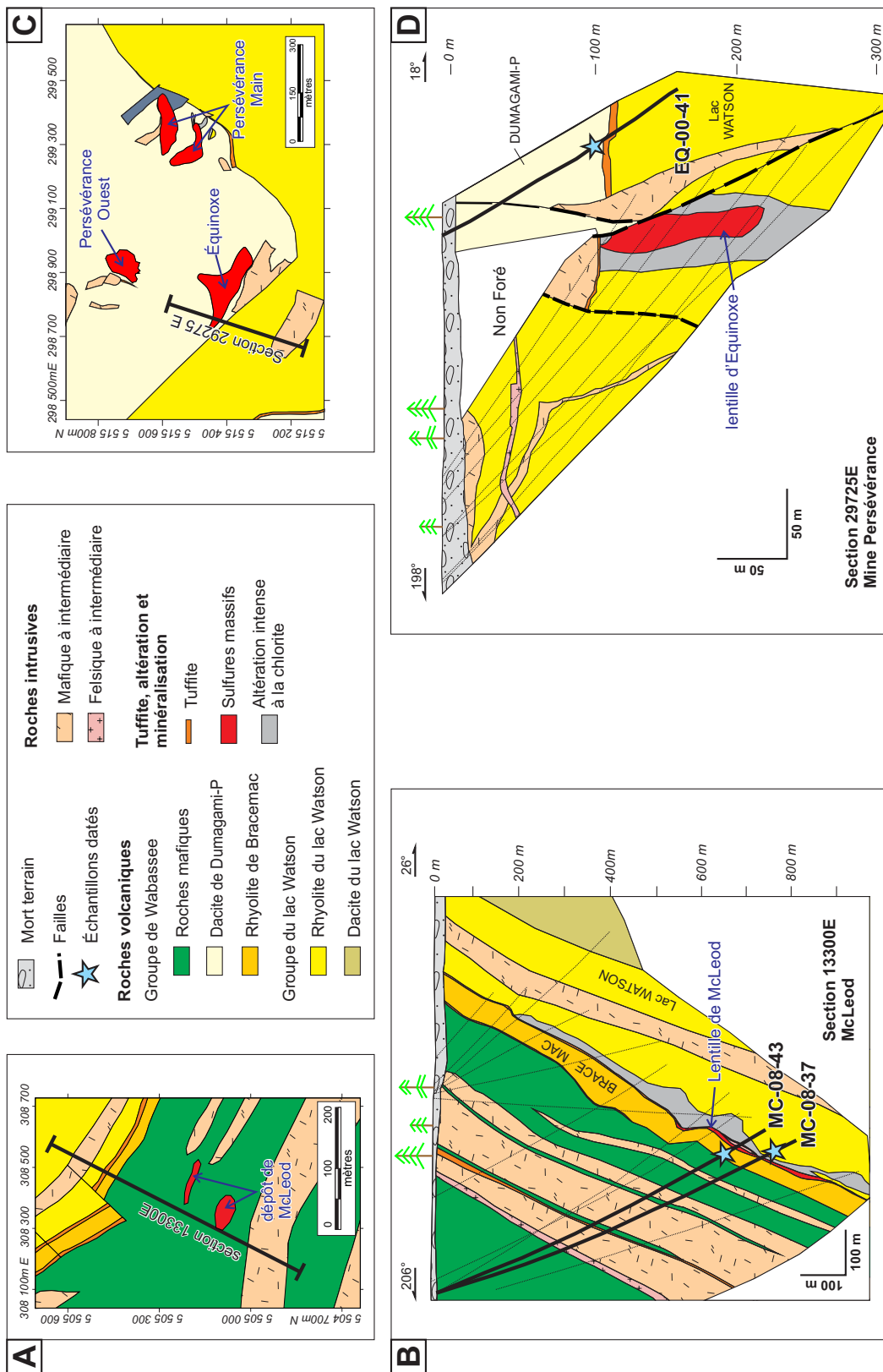


Figure 5-2: Localisation des échantillons de géochronologie au sein du Flanc Sud. (A)-(B) Carte géologique et section au niveau du gisement de McLeod, où les échantillons de Rhyolite du lac Watson et de Rhyolite de Bracemac ont été pris. (C)-(D) Carte géologique du secteur de Perséverance et section au niveau de la lentille d'Équinoxe d'après Arnold (2006), où la Dacite de Dumagami-P a été prélevée juste au-dessus de la Tuffite Clé. Les traces de forages dans les deux sections sont une projection horizontale de 50 m.

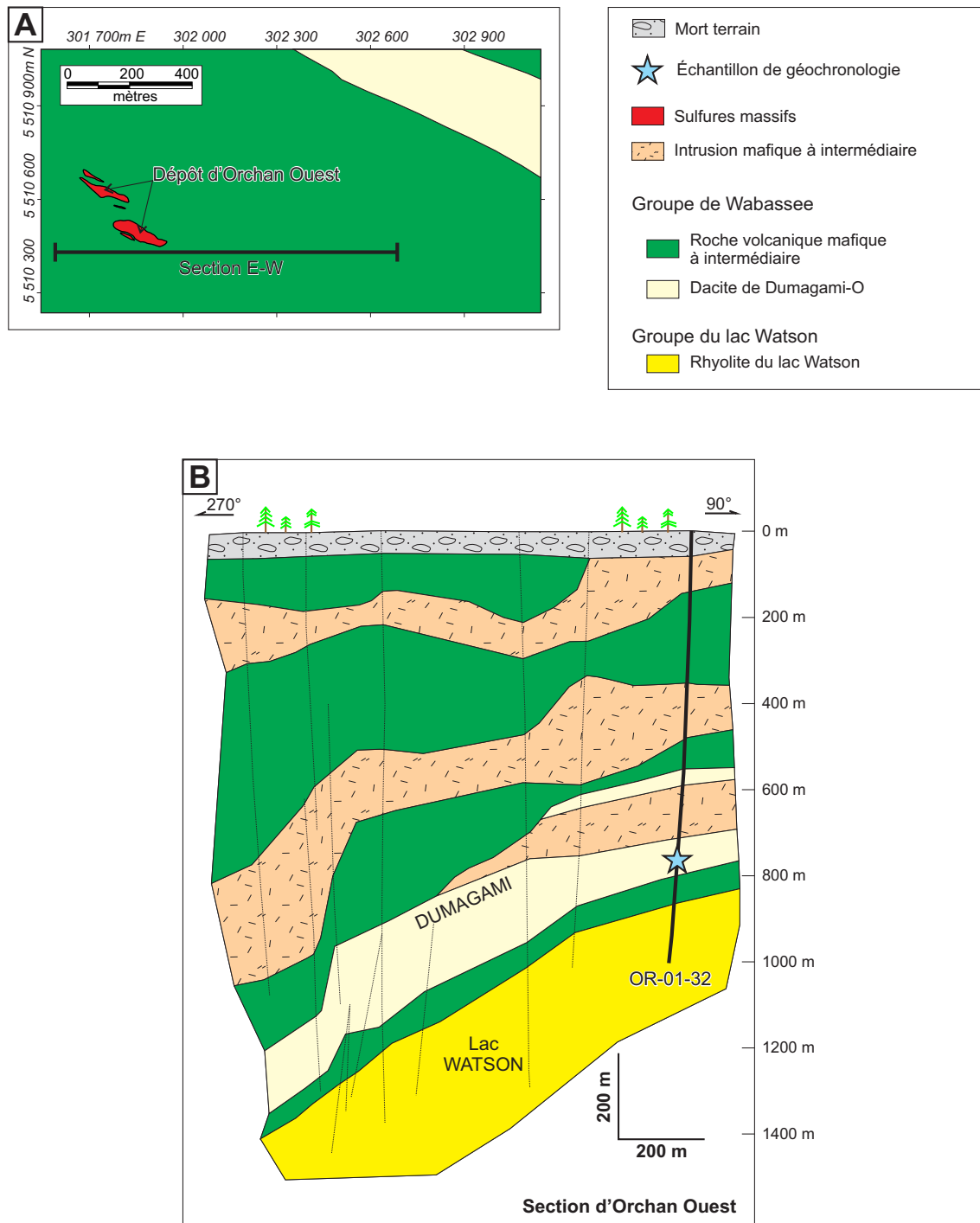


Figure 5-3: (A) Carte géologique et (B) section verticale composite E-W du secteur d'Orchan Ouest sur le Flanc Sud, montrant la position de l'échantillon de géochronologie U-Pb de la Dacite de Dumagami-O. Les forages sont projetés à plus ou moins 50 m.

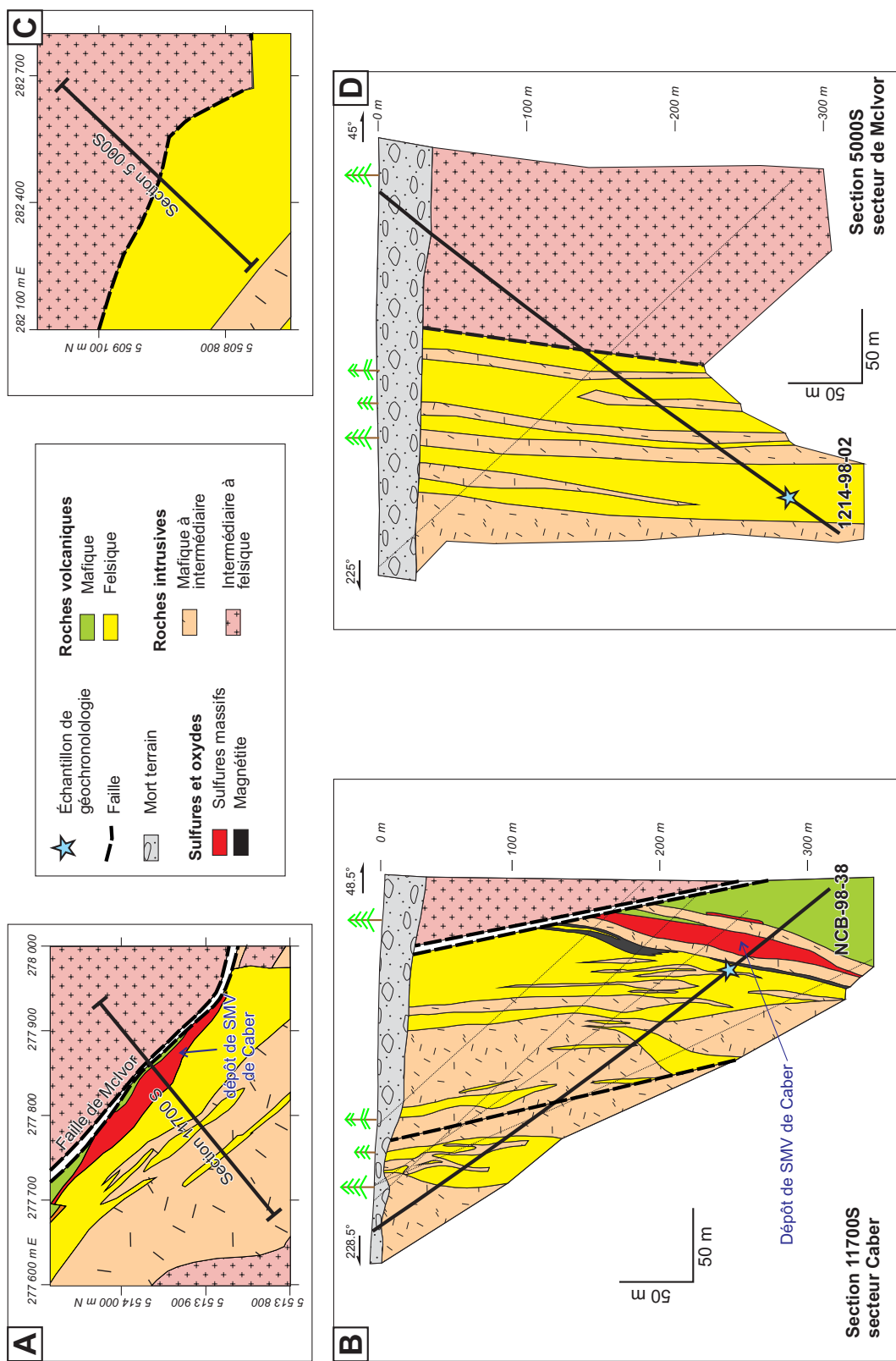


Figure 5-4: Localisation des échantillons de géochronologie de deux secteurs du Camp Ouest: (A)-(B) au niveau du gisement de Caber, montrant la localisation de l'échantillon de rhyolite de type lac Watson, (C)-(D) au SE du pluton de McIvor, montrant également la localisation de l'échantillon de rhyolite de type lac Watson. Les traces de forages dans les deux sections sont une projection horizontale de ± 50 m.

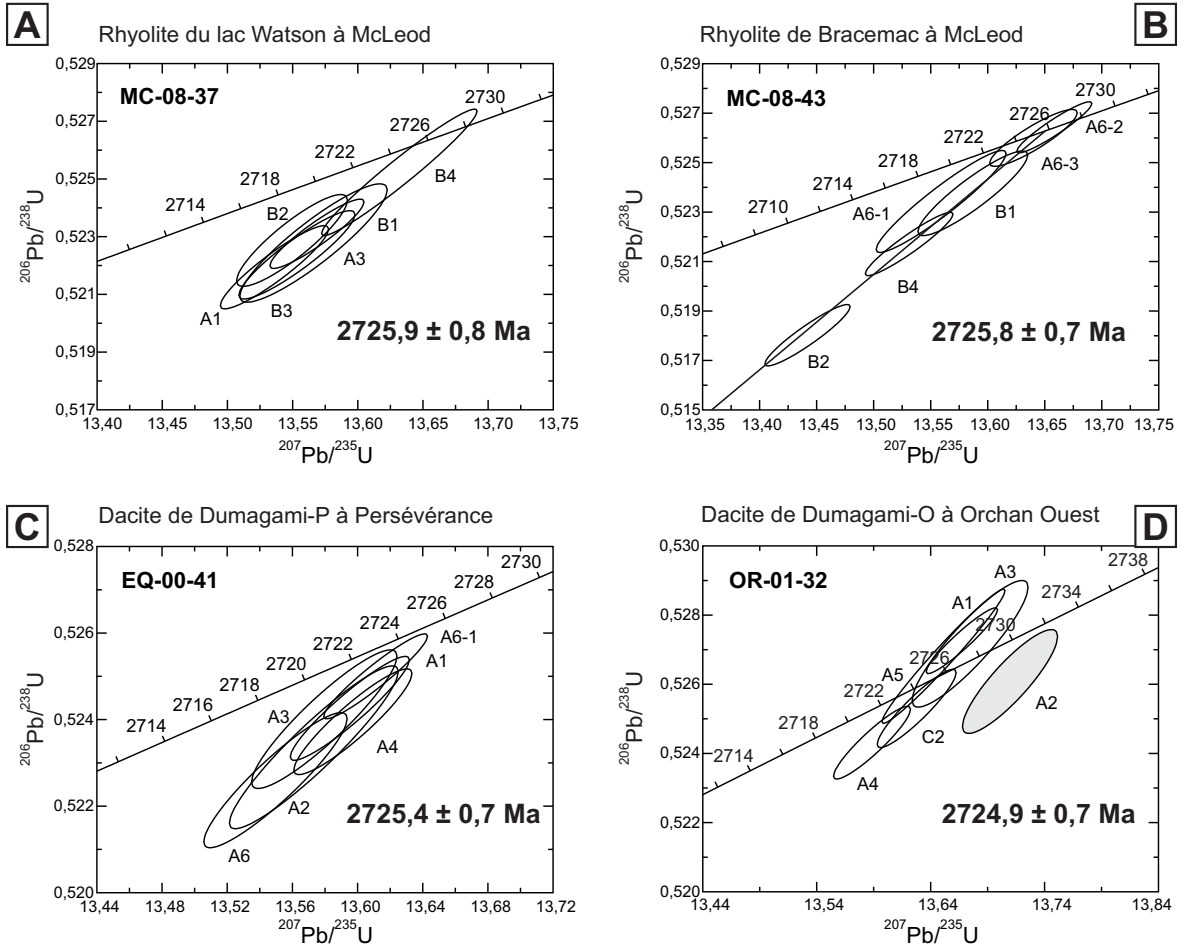
La **Rhyolite de Bracemac à McLeod** contient de nombreux zircons. La plupart des cristaux montrent d'abondantes fractures et des inclusions. Pour les analyses, six d'entre eux ont été sélectionnés. Trois de ces grains ont subi une abrasion physique, menant à des résultats 1,6 à 0,5% discordants. Les trois autres minéraux ont également subi une abrasion chimique pour donner des résultats discordants à seulement 0,5%. L'âge obtenu pour l'échantillon de Rhyolite de Bracemac du secteur de McLeod est de $2725,8 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 0,91; pof = 46%; Fig. 5-5 B). Cet âge représente l'âge de cristallisation de la Rhyolite de Bracemac.

La **Dacite de Dumagami-P** du secteur de Persévérance contient un faible nombre de zircons de qualité. Six d'entre eux ont été analysés, chacun montrant de faibles valeurs en U comprises entre 12 et 40 ppm. Toutes les analyses ont des valeurs discordantes entre 0,7 et 0,2%. Un seul zircon a subi une abrasion chimique, et donne finalement les mêmes valeurs que les autres zircons, mais est un peu plus concordant. L'âge obtenu est de $2725,4 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 0,62; pof = 64%; Fig. 5-5 C), lequel est interprété comme l'âge de cristallisation de la Dacite de Dumagami-P dans le secteur Persévérance.

La **Dacite de Dumagami-O** dans le secteur d'Orchan Ouest présente des zircons de bonne qualité. Cinq des grains analysés ont donné des résultats concordants avec un âge de $2724,9 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 0,95; pof = 44%; Fig. 5-6 D). Une des analyses donne un âge légèrement plus vieux, soit environ 2734 Ma. Ce zircon serait donc hérité et cet âge ne correspond pas à la cristallisation de la rhyolite. L'âge de $2724,9 \pm 0,7$ Ma est, lui, considéré représenter l'âge de cristallisation de la Dacite de Dumagami-O dans la partie centrale du Flanc Sud.

La **rhyolite de type lac Watson à Caber** contient des zircons de très bonne qualité avec des formes cristallines bien définies. Leur analyse montre des teneurs faibles en U (<35 ppm). Trois des zircons se chevauchent sur le diagramme Concordia (Fig. 5-5 E) et une quatrième analyse est plus discordante (1,3%). L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen, qui prend en compte ces quatre analyses, est de $2726,2 \pm 1,2$ Ma (MSWD = 1,1; pof = 33%). Cependant, un âge pondéré qui exclut l'analyse la plus discordante a été calculé et a donné un résultat de $2725,9 \pm 1,2$ Ma (MSWD = 0,86; pof = 42%). Ce dernier résultat est interprété comme représentant l'âge de cristallisation de cette rhyolite, et est équivalent dans les marges d'erreur à l'âge obtenu pour la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud.

Flanc Sud



Camp Ouest

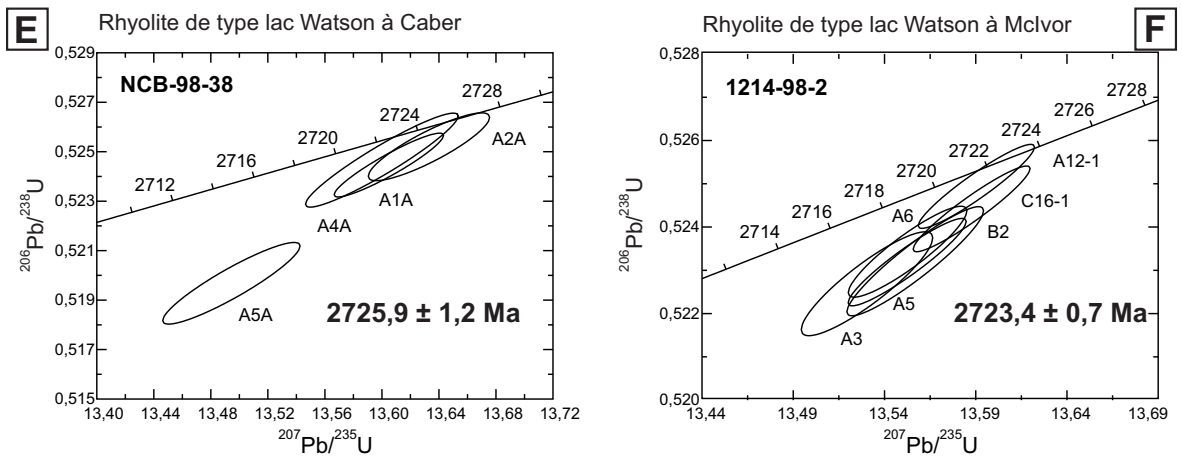


Figure 5-5: Diagrammes Concordia U-Pb des six échantillons de rhyolite datés. Se référer à l'article de Ross *et al.* (2014) pour les détails associés. Les âges des différents échantillons sont donnés sur les diagrammes.

La **rhyolite de type lac Watson dans le secteur de McIvor** contient d'abondants zircons idiomorphes qui varient de prismes trapus à allongés. Six d'entre eux ont été analysés et sont discordants de 0,5 à 0,1%. Deux autres zircons ayant subi une abrasion chimique chevauchent les autres analyses, et sont légèrement plus concordants. L'âge pondéré obtenu sur les six zircons est de $2723,4 \pm 0,7$ Ma (MSWD = 0,70; pof = 62%; Fig. 5-5 F), qui représente l'âge interprété de cristallisation de cette rhyolite.

5.2.4 Interprétation de ces nouveaux âges - discussion

Cette partie présente l'interprétation des résultats de géochronologie obtenus au niveau du Flanc Sud tout d'abord, puis d'un point de vue régional. Sont ensuite discuté la Tuffite Clé et la minéralisation, pour finir par les interprétations au niveau d'unités spécifiques.

Relation entre les unités felsiques du Flanc Sud

Sur le Flanc Sud, les quatre âges obtenus sont équivalents dans les marges d'erreur. Cependant, la progression des âges montre une légère évolution correspondant aux relations stratigraphiques: la Rhyolite du lac Watson (Groupe du lac Watson) est la plus ancienne, suivie par la Rhyolite de Bracemac, la Dacite de Dumagami-P et la Dacite de Dumagami-O, ces trois dernières appartenant à la Formation de la rivière Allard (Groupe de Wabassee).

Durée du volcanisme felsique sur le Flanc Sud

Un point intéressant de ces données est la durée du volcanisme felsique sur le Flanc Sud. L'étendue maximale de cet intervalle est compris entre 2726,7 Ma (âge maximum de la Rhyolite du lac Watson à McLeod) et 2724,2 Ma (âge minimum de la Dacite de Dumagami-O à Orchan Ouest), c.-à-d. une durée maximale de 2,5 Ma. Il semble cependant probable que la durée totale soit moindre.

Corrélation du Flanc Sud et du Camp Ouest

La corrélation entre le Flanc Sud et le Camp Ouest était jusqu'à maintenant surtout basée sur la présence de rhyolites ayant des signatures géochimiques similaires (la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud et une rhyolite similaire à Caber dans le Camp Ouest). Les récents travaux géophysiques de Boszczuk *et al.* (2011) ont montré que la corrélation entre les

deux parties du camp est une hypothèse possible, et aucun contre-argument n'a pu être défini.

Les unités rhyolitiques du Flanc Sud et du Camp Ouest sont toutes deux surmontées par un horizon de tuffite. La Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud et la rhyolite de type Watson à Caber donnent des âges identiques (Fig. 5-6). Ceci, ajouté aux travaux de géochimie (Ch. 4), vient supporter l'idée de la corrélation stratigraphique entre le Flanc Sud et le Camp Ouest et rehausse le potentiel d'exploration du Camp Ouest. Cette corrélation augmente également l'étendue totale et le volume de la Rhyolite du lac Watson à Matagami.

Déposition de la Tuffite Clé

La Tuffite Clé représente une pause dans le volcanisme effusif, pendant lequel la plupart des gisements de type SMV se sont formés dans la région de Matagami (Davidson, 1977; Costa, 1980; Clark, 1983; Tanguay, 1990; Piché, 1991; Liaghat et MacLean, 1992; Lavallière, 1995). La période de déposition de cette tuffite et des gisements associés est donc contrainte par l'âge de trois des unités felsiques datées. En supposant que l'âge obtenu pour la Rhyolite du lac Watson à McLeod s'applique à tout le Flanc Sud, alors dans le secteur de Persévérance, la période de déposition de la Tuffite Clé est de maximum 2,0 Ma (soit la valeur obtenue en prenant la différence entre l'âge maximal de la Rhyolite du lac Watson, 2726,7 Ma, et l'âge minimal de la Dacite de Dumagami-P, 2724,7 Ma). Cependant, si les valeurs moyennes sont prises en compte, la période de temps pour la mise en place de la Tuffite Clé est de l'ordre de 0,5 Ma (soit l'écart entre 2725,9 Ma pour la Rhyolite de Watson et 2725,4 Ma pour la Dacite de Dumagami-P). Quoi qu'il en soit, le hiatus volcanique entre le Groupe du lac Watson et le Groupe de Wabasseé a été bref.

En comparaison, Barrie *et al.* (1999) ont calculé à l'aide de modèles numériques que le gisement géant de SMV de Kidd Creek (cf. Ch. 1) s'était formé dans un intervalle de 0,65 Ma. Basé sur des travaux appliqués au Complexe de la rivière Bell, Carr *et al.* (2008) ont modélisé numériquement la circulation hydrothermale causée par un filon-couche mafique d'un kilomètre d'épaisseur, et ont établi que le principal panache hydrothermal, avec des températures supérieures à 300°C, durerait seulement environ 10 000 ans.

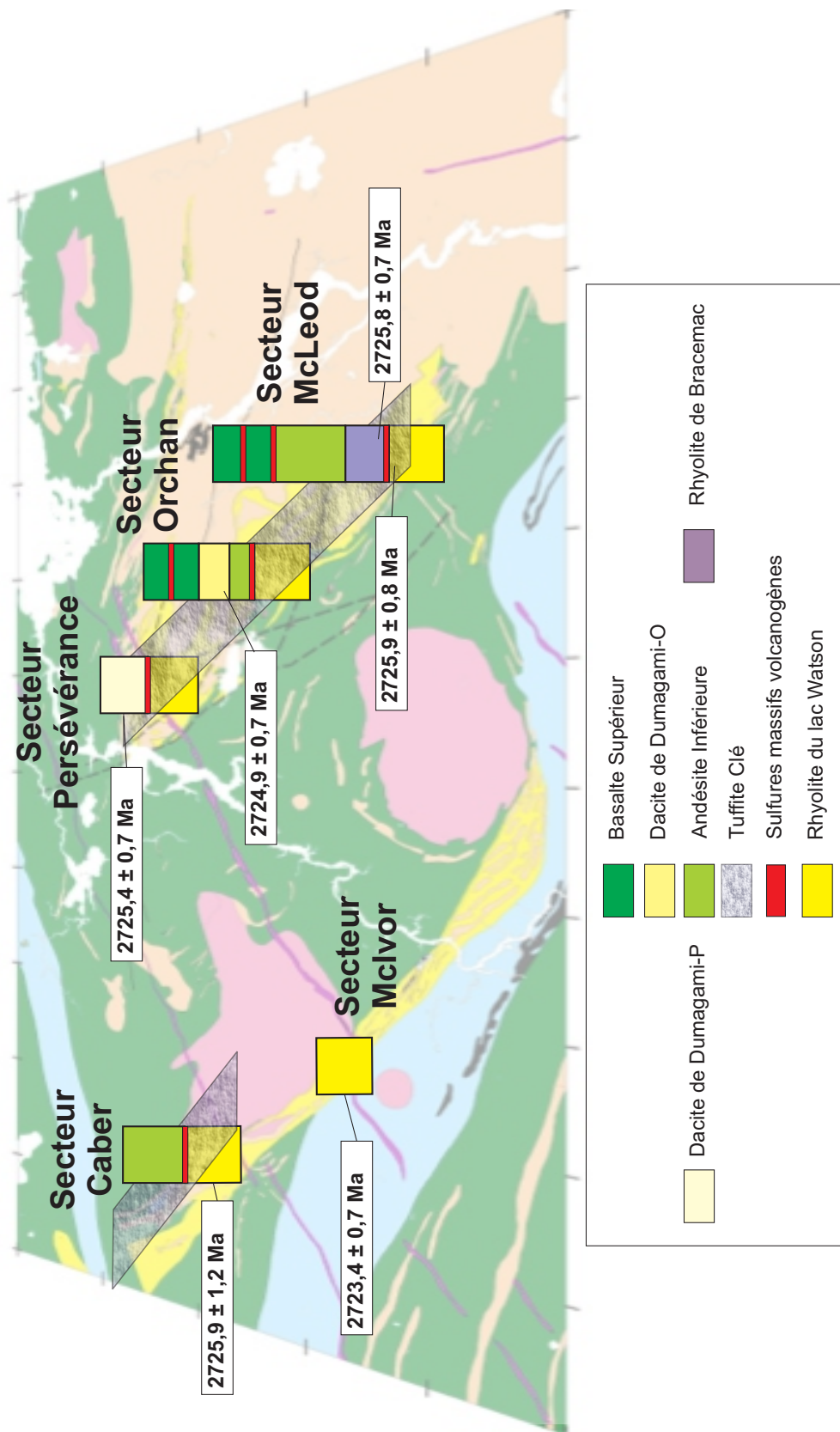


Figure 5-6 : Figure récapitulative montrant la position stratigraphique des nouveaux âges obtenus par la Commission Géologique du Canada, ainsi que la légende des couleurs utilisées.

Dans le reste de la ceinture de roches vertes de l'Abitibi, Thurston *et al.* (2008) ont identifié des intervalles sans volcanisme, marqués par la déposition de séquences sédimentaires chimiques, qui ont duré entre 2 et 27 Ma, c.-à-d. plus longtemps que le hiatus proposé pour Matagami. Le hiatus volcanique et l'activité hydrothermale marqués par la Tuffite Clé ont par conséquent duré pendant une courte période à l'échelle géologique.

Note sur la minéralisation

Bien qu'il existe un lien stratigraphique entre les minéralisations de SMV et la Tuffite Clé, certaines observations concernant la mise en place des gisements de SMV sur le Flanc Sud montrent que l'activité hydrothermale responsable de la minéralisation s'est produite simultanément et postérieurement à la déposition de la Tuffite Clé. Dans le secteur de Persévérance par exemple, la Tuffite Clé ne contient pas de minéralisation (Arnold, 2006) et des fragments de tuffite sont inclus dans les sulfures massifs, suggérant qu'une partie de la minéralisation à cet endroit s'est formée après la déposition de la Tuffite Clé, mais avant la déposition de la Dacite de Dumagami-P. Dans le secteur de Bracemac-McLeod, les dépôts de SMV sont présents au niveau de la Tuffite Clé ainsi que plus haut dans la stratigraphie au sein des roches du Groupe du Wabasee. Ces zones minéralisées peuvent être reliées par une altération relativement continue dans le temps, suggérant que l'activité hydrothermale a persisté dans ce secteur même après la déposition de la Tuffite Clé et de la Rhyolite de Bracemac dans ce secteur.

Comparaison des deux dacites de Dumagami

La Dacite de Dumagami-P à Persévérance et la Dacite de Dumagami-O dans le secteur d'Orchan Ouest se situent à des positions stratigraphiques possiblement différentes (cf. Ch. 4). Leurs âges U-Pb se chevauchent, mais la dacite du secteur d'Orchan Ouest est légèrement plus jeune. Ainsi, les données géochronologiques supportent une distinction entre la Dacite de Dumagami-O, trouvée au-dessus de roches volcaniques mafiques à intermédiaires, et la Dacite de Dumagami-P retrouvée dans le secteur de Persévérance directement en contact avec la Tuffite Clé. Une autre hypothèse serait que l'Andésite Inférieure ne se soit pas déposée dans le secteur de Persévérance, et ainsi que les deux dacites se corrèlent.

Rhyolite du secteur de Mclvor

Les résultats géochronologiques suggèrent que la rhyolite de type Watson située au SE du pluton de Mclvor est plus jeune que la rhyolite de type Watson sous le dépôt de Caber par au moins 0,6 Ma (âge minimal de 2724,7 Ma pour la rhyolite de type lac Watson dans le secteur de Caber moins l'âge maximal de 2724,1 Ma pour la rhyolite du secteur de Mclvor). Pourtant, leur chimie est similaire. Il y a deux explications possibles à ce résultat : (1) plusieurs effusions distinctes de Rhyolite du lac Watson ont eu lieu; ou (2) l'échantillon daté ne représente pas une rhyolite extrusive, mais bien une petite intrusion de tonalite (ou un dôme endogène) avec une texture rhyolitique et une chimie proche de la Rhyolite du lac Watson. Des travaux complémentaires sont nécessaires pour valider une de ces deux hypothèses. Cela dit, ce résultat signifie que l'activité magmatique felsique de Matagami a duré au moins 4 Ma (différence entre l'âge maximal de la Rhyolite de Watson, 2726,7 Ma, et l'âge le plus jeune pour la rhyolite du secteur de Mclvor, 2722,7 Ma).

5.3 Nouvelles dates U-Pb du MRN

Le MRN a fait réaliser six nouvelles datations de roches de Matagami au Géotop (UQAM) et au Royal Ontario Museum entre 2009 et 2011 (Pilote *et al.*, *en prép.*). Cinq d'entre elles ont été obtenues sur des échantillons de rhyolite, et la dernière sur un échantillon du Pluton de Mclvor. Trois des rhyolites se situent sur le Flanc Nord (Pilote *et al.*, *en prép.*), où l'information géochronologique était déficiente, une autre se situe dans l'extrémité sud du Camp Ouest (Rhéaume, 2010) et la dernière est localisée dans la Plaine Centrale au sein du Groupe de Daniel, dont l'âge n'était pas connu (Pilote *et al.*, *en prép.*; Fig. 5-1).

5.3.1 Rhyolites du Flanc Nord

La première rhyolite datée se situe dans la Formation de la rivière Allard au sud-ouest du gisement du lac Garon. L'échantillon provient d'un tuf à lapillis et à blocs rhyolitique (Pilote *et al.*, *en prép.*). Les zircons analysés ont donné un âge de $2724,6 \pm 0,8$ Ma. Le gisement du Lac Garon se situe au sein de la Formation de la rivière Allard, Groupe de Wabassee (MacGeehan, 1978; Pilote *et al.*, *en prép.*). L'empilement stratigraphique contient sur ce flanc plusieurs niveaux rhyolitiques, dont les rhyolites du Lac Garon et de Norita (MacGeehan, 1978 ;

Piché, 1991). L'âge obtenu pour cette rhyolite du Lac Garon correspond, dans les marges d'erreur, aux âges obtenus pour les rhyolites du Flanc Sud (Ross *et al.*, 2014, Fig. 5-7). Le volcanisme felsique sur les flancs Nord et Sud est donc contemporain.

Un autre échantillon de rhyolite, un tuf à lapillis prélevé sur les bords sud du Pluton de la Baie Dunlop, provenant de la Formation de la rivière Allard, donne deux âges U-Pb : 2727 ± 13 Ma et $2693,5 \pm 1,0$ Ma. Le résultat le plus ancien est considéré comme étant représentatif de l'âge de cristallisation de la roche. Cependant, vu la grande incertitude (± 13 Ma), cet âge ne sera pas considéré dans l'interprétation des résultats. Cet âge est dans la même gamme de valeurs que les autres rhyolites datées dans le camp de Matagami, mais la précision obtenue ne permet pas de proposer une correspondance spécifique avec les autres rhyolites (Fig. 5-7). L'âge plus jeune est interprété comme représentant l'âge du métamorphisme de contact du Pluton de la Baie Dunlop. Il correspond d'ailleurs à l'âge obtenu par Mortensen (1993) pour la mise en place du Pluton de Olga, soit $2693,2 \pm 1,6$ Ma.

Finalement, l'âge obtenu pour l'échantillon de rhyolite massive et fragmentaire, prélevé au sein du forage BC-11-32 dans le secteur du gisement de Bell Channel, provenant également de la Formation de la rivière Allard, est de 2724 ± 20 Ma, cohérent avec toutes les unités felsiques de la région de Matagami (Fig. 5-7). Cependant, vu la grande incertitude (± 20 Ma), on ne peut pas vraiment en tirer des conclusions.

5.3.1 Rhyolite du Camp Ouest

Rhéaume (2010) rapporte un âge de $2725,1 \pm 1,2$ Ma pour une rhyolite tholéiitique décrite comme sphérolitique, porphyrique à quartz, caractérisée par des textures d'écoulement laminaire et, prélevée en forage au SE du Pluton de Cavelier (David *et al.*, 2011). Cette rhyolite a la même signature géochimique que la Rhyolite du lac Watson du Flanc Sud et de Caber. La compilation des travaux historiques menés le long du Camp Ouest semble montrer une continuité de la bande felsique de type Watson, tel que montré sur les cartes géologiques de la région (Pilote *et al.*, *en prép.*).

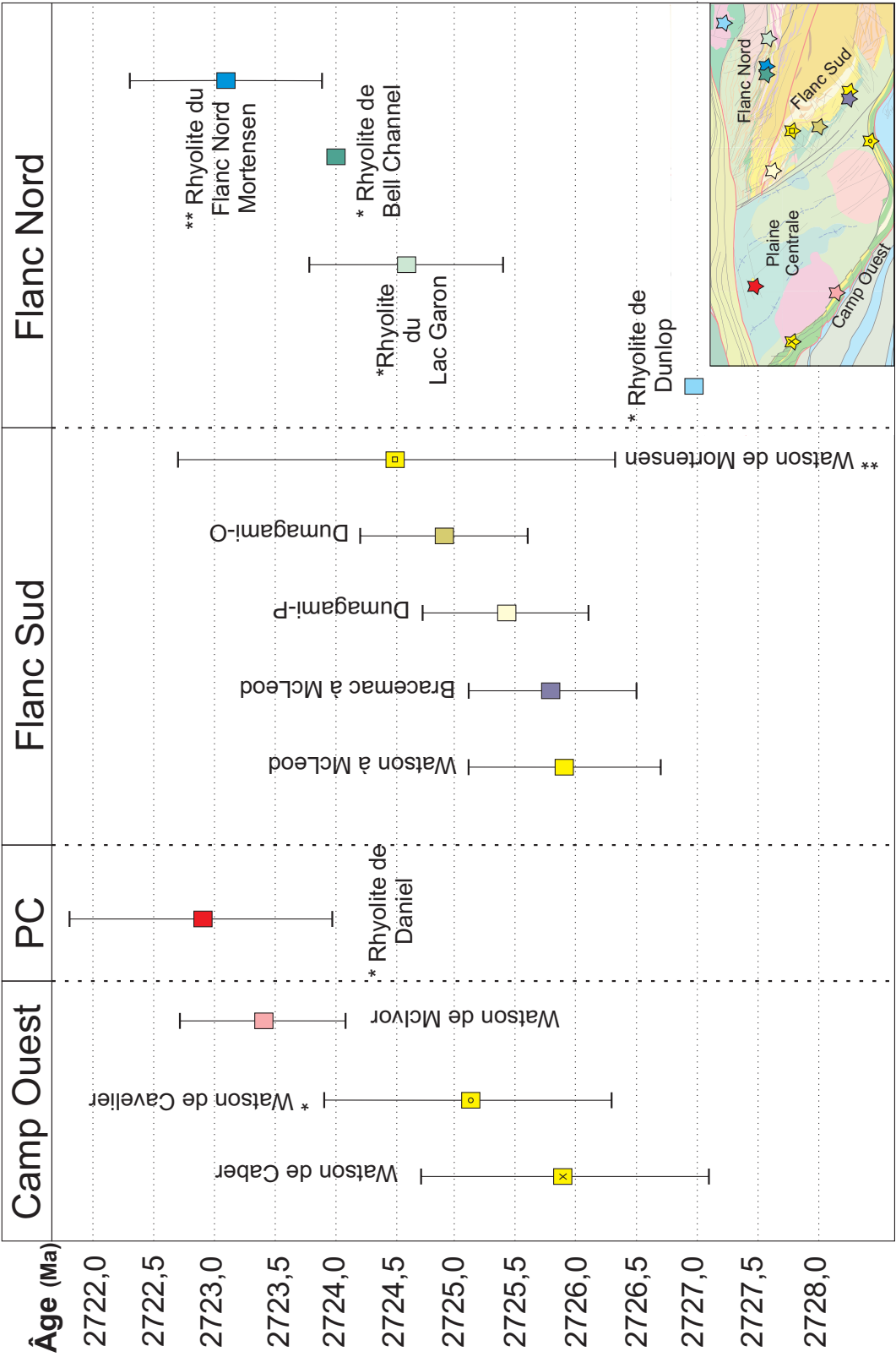


Figure 5-7: Compilation des datations U-Pb dans la région de Matagami. PC : Plaine Centrale. Les noms commençant par une astérisque proviennent du MRN (Rhéaume, 2010; Pilote *et al.*, *en prép.*), ceux avec deux astérisques de Mortensen (1993), et ceux sans astérisque de Ross *et al.* (2014). Seuls les âges de cristallisation de la roche sont reportés (cf. texte). Pour les deux échantillons du Flanc Nord ayant des erreurs relatives de plusieurs dizaines de Ma, seules leurs valeurs moyennes ont été placées ici. La carte géologique rappelle la position des échantillons.

L'âge obtenu pour cet échantillon est équivalent à ceux obtenus par Ross *et al.* (2014) pour la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud et à Caber (Fig. 5-7). Il est donc permis de corrélérer ces unités, sur la base d'âges et de compositions similaires, et d'avancer qu'il puisse s'agir de la même unité volcanique, la Rhyolite du lac Watson, bien que la continuité spatiale ne soit pas prouvée.

5.3.2 Rhyolite du Groupe de Daniel

Un échantillon felsique appartenant au Groupe de Daniel et situé dans la Plaine Centrale a également été daté (Pilote *et al.*, *en prép.*). L'échantillon, prélevé en affleurement dans une rhyolite massive calco-alcaline, a donné deux âges : un premier à $2722,9 \pm 1,1$ Ma et un second plus ancien à 2731 ± 5 Ma. Ce second âge est interprété comme provenant de zircons hérités. Le premier résultat représente l'âge de cristallisation de la roche. Cet âge est plus jeune d'environ 2 millions d'années que ceux obtenus sur les roches felsiques du Flanc Sud par Ross *et al.* (2014), et celles du Groupe de Wabasee (Formation de la rivière Allard) près du gisement du Lac Garon par Pilote *et al.* (*en prép.*). Ce résultat est compatible avec la stratigraphie générale de la région montrant que le Groupe de Daniel est le plus jeune de toutes les unités volcaniques (Fig. 5-7). La durée maximale totale du volcanisme de Matagami serait donc comprise entre 1,1 et 5,3 Ma (du Groupe du lac Watson, 2727,1-2725,1 Ma, au Groupe de Daniel, 2724,0-2721,8 Ma, Fig. 5-7) et chevauche temporellement les épisodes volcaniques de Deloro (2734–2724 Ma) et de Stoughton-Roquemaure (2723–2720 Ma) de Thurston *et al.* (2008). Cependant, la corrélation avec le Stoughton-Roquemaure est faible, n'étant représenté que par une seule unité, la rhyolite du Groupe Daniel. Le volcanisme du secteur de Matagami est ainsi considéré comme faisant essentiellement partie de l'assemblage de Deloro.

L'âge de cristallisation obtenu pour le Groupe de Daniel ressemble à l'âge obtenu par Ross *et al.* (2014) pour le secteur de McIvor. Il est toutefois important de rappeler que la roche datée dans le secteur de McIvor par Ross *et al.* (2014) est une rhyolite tholéiitique de signature géochimique très similaire à celle de la Rhyolite du lac Watson, tandis que celle datée par Pilote *et al.* (*en prép.*) est d'affinité calco-alcaline. Un éventuel lien génétique entre ces deux échantillons ne peut donc pas être établi ici.

5.3.3 Pluton de Mclvor

Rhéaume (2010) a obtenu un âge de $2723,6 \pm 0,8$ Ma sur l'échantillon provenant du Pluton de Mclvor, pris en affleurement dans une phase tonalitique du sud-est de l'intrusion (Fig. 5-1). Il s'agit d'une tonalite blanche, massive, à grain moyen et non foliée (David *et al.*, 2011). Cet âge permet d'affirmer que sa mise en place est synvolcanique comme le laissait présumer son absence de signature magnétique et son attitude sub-concordante (Boszczuk *et al.*, 2011).

5.4 Conclusions du chapitre

Les travaux de géochronologie montrent que le volcanisme à Matagami s'est mis en place entre 2727,1 Ma (âge maximal de la Rhyolite du lac Watson) et 2721,8 Ma (âge minimum de la Rhyolite de Daniel dans la Plaine Centrale), soit en 5,3 Ma ou moins. La Tuffite clé s'est mise en place en un temps inférieur à 2,5 Ma, et probablement plus de l'ordre de 0,5 Ma. Les gisements de SMV au niveau de la Tuffite Clé se sont également déposés dans ce laps de temps.

Les rhyolites du Flanc Sud ont le même âge dans les barres d'erreurs. Cependant, une certaine progression permet de montrer une chronologie cohérente avec leur position stratigraphique. Les rhyolites du Flanc Nord ont les mêmes âges que celles retrouvées dans le Groupe de Wabasee sur le Flanc Sud.

Le Pluton de Mclvor, intrusion synvolcanique, se met en place en même temps que le Groupe de Daniel dans la Plaine Centrale.

CHAPITRE 6: VOLCANOLOGIE

Ce chapitre présente la volcanologie physique des roches mafiques à felsiques de la région de Matagami, en particulier sur le Flanc Sud, en combinant les observations de terrain et en forage. Le chapitre commence par une discussion sur les critères utilisés pour déterminer la présence de faciès lobés en forage au sein des unités felsiques. Cette explication est nécessaire vu que l'hydrothermalisme et le métamorphisme peuvent altérer les textures primaires. Les parties suivantes sont consacrées aux faciès volcaniques des six unités felsiques étudiées sur le Flanc Sud. La Rhyolite de Bracemac est l'unité felsique pour laquelle l'information volcanologique est la plus complète, et elle est donc discutée en premier. Les faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson sont ensuite discutés à partir des observations faites en affleurement, puis en forage, dans les secteurs clés du Flanc Sud. Une brève revue des faciès observés au sein des autres unités felsiques est ensuite présentée, soient ceux de la Dacite du lac Watson, de la Dacite de Dumagami-P, de la Rhyolite de Dumagami-O ainsi que de la Dacite de Dumagami-O. Le chapitre se termine avec les travaux de volcanologie physique effectués sur les roches mafiques à intermédiaires du Groupe du Wabassee dans le secteur de Bracemac-McLeod.

6.1 Identification des lobes en forage

Une des premières étapes du travail de doctorat a été de se familiariser avec les faciès volcaniques au sein des carottes de forages. Pour ce faire, de nombreux affleurements ont été observés afin d'être en mesure de reconnaître et d'interpréter de façon adéquate les différentes textures volcaniques observées en forage.

Les laves felsiques contiennent typiquement des lobes (de Rosen-Spence *et al.*, 1980; McPhie *et al.*, 1993). Plusieurs critères ont été retenus pour établir la présence de lobes en forage: (1) les zonations rapides dans la taille et la proportion des sphérolites; (2) les textures d'écoulement laminaire; (3) la distribution et l'orientation des amygdules; et (4) la présence de bordures figées, perlite et/ou de hyaloclastite. À noter qu'il n'est cependant pas nécessaire d'observer tous ces critères simultanément. Un schéma de la situation idéale de la répartition de ces caractéristiques au sein d'une succession de lobes felsiques est présenté à la

figure 6-1, suivi de quelques exemples en affleurement (Fig. 6-2) et dans différents forages (Fig. 6-3) au sein des unités felsiques de Matagami.

6.1.1 Sphérolites

Les sphérolites sont formées de cristaux radiaux de feldspath, ou d'un mélange de feldspath et quartz (Lofgren, 1971). La nucléation des sphérolites s'effectue au contact d'un cristal ou d'une bulle de gaz (Shelley, 1993). De nombreuses études proposent une formation par dévitrification du verre volcanique (Keith et Padden, 1963; Lofgren 1971; McPhie *et al.*, 1993; Fowler *et al.*, 2002), après le refroidissement de la lave vitreuse. Cependant, de récentes expériences effectuées sur le refroidissement rapide de magmas artificiels documentent la formation et la croissance de sphérolites pendant le refroidissement du liquide plutôt qu'après la formation de verre (Dunbar *et al.*, 1995; Castro *et al.*, 2009; Seaman *et al.*, 2009).

Le nombre et la taille des sphérolites sont directement liés à la vitesse de refroidissement de la lave et du verre volcanique (Lofgren, 1971). Plus la vitesse de refroidissement est rapide, plus les sphérolites auront un petit diamètre et seront présents en faible quantité, ce qui est le cas en bordure des lobes (Fig. 6-1). Inversement, si la vitesse de refroidissement est plus lente, leur nombre et leur taille seront importants, par exemple au centre des petits lobes ou dans les zones intermédiaires des gros lobes (Figs. 6-2 A-B). La forte proportion de sphérolites mène souvent à leur coalescence, ce qui est facilement observable en forage (Fig. 6-3 A). Les variations spatiales des caractéristiques des sphérolites ont donc été utilisées pour déterminer la présence de lobes dans les unités felsiques en forage.

6.1.2 Textures d'écoulement laminaire

Les textures d'écoulement laminaire des roches volcaniques effusives consistent en des bandes séparées, qui contrastent par leur couleur, leur cristallinité, leur composition et/ou leur granulométrie (Seaman *et al.*, 2009). Cette texture est omniprésente dans les coulées de lave rhyolitiques, et commune dans les coulées de lave intermédiaire.

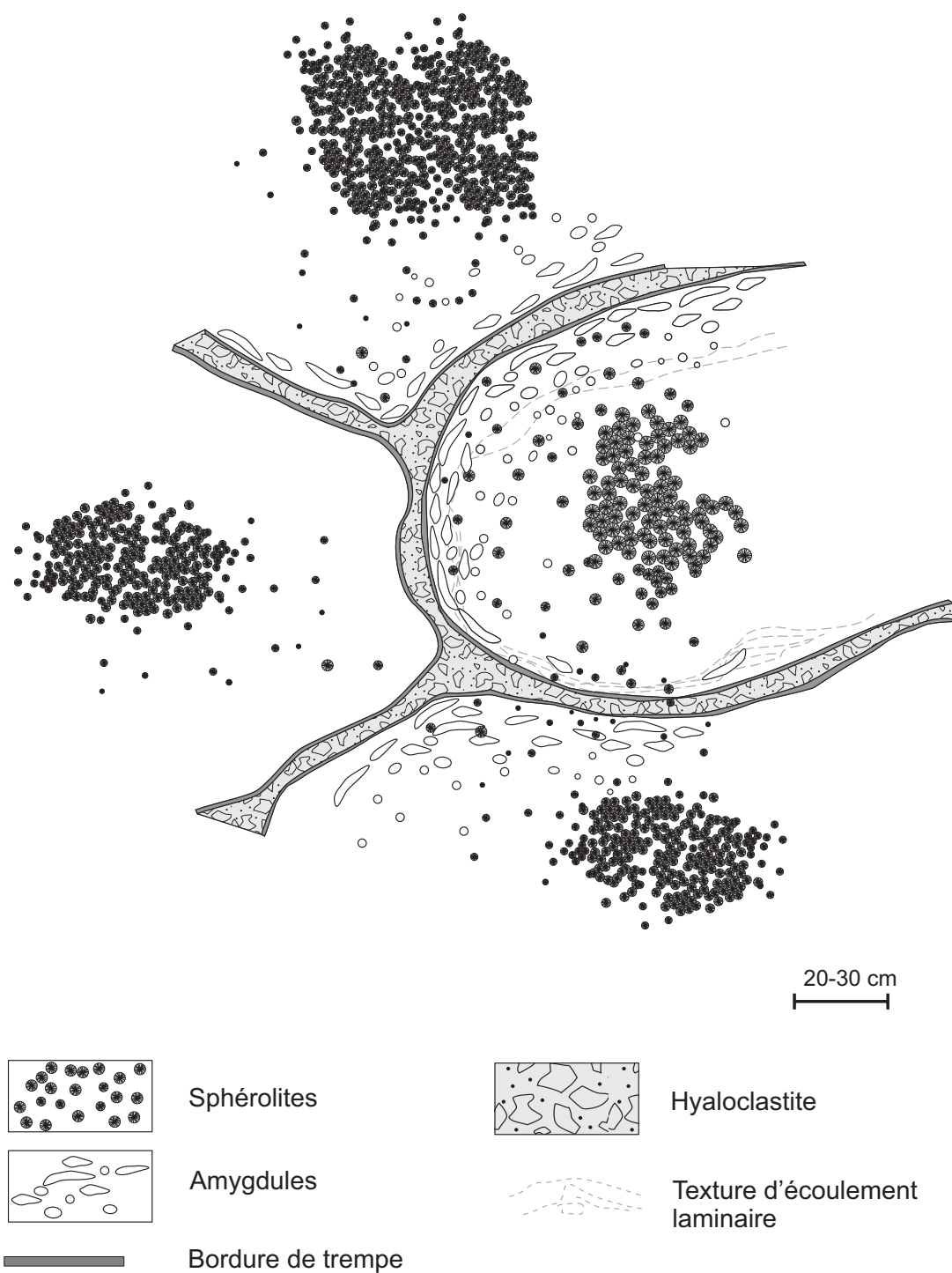


Figure 6-1 : Schéma montrant une coupe perpendiculaire à l'allongement des lobes, montrant une succession de lobes felsiques idéalisées qui ont une forme de langue en 3D. Ce schéma a été élaboré d'après les observations effectuées à Matagami sur affleurement et en forage.

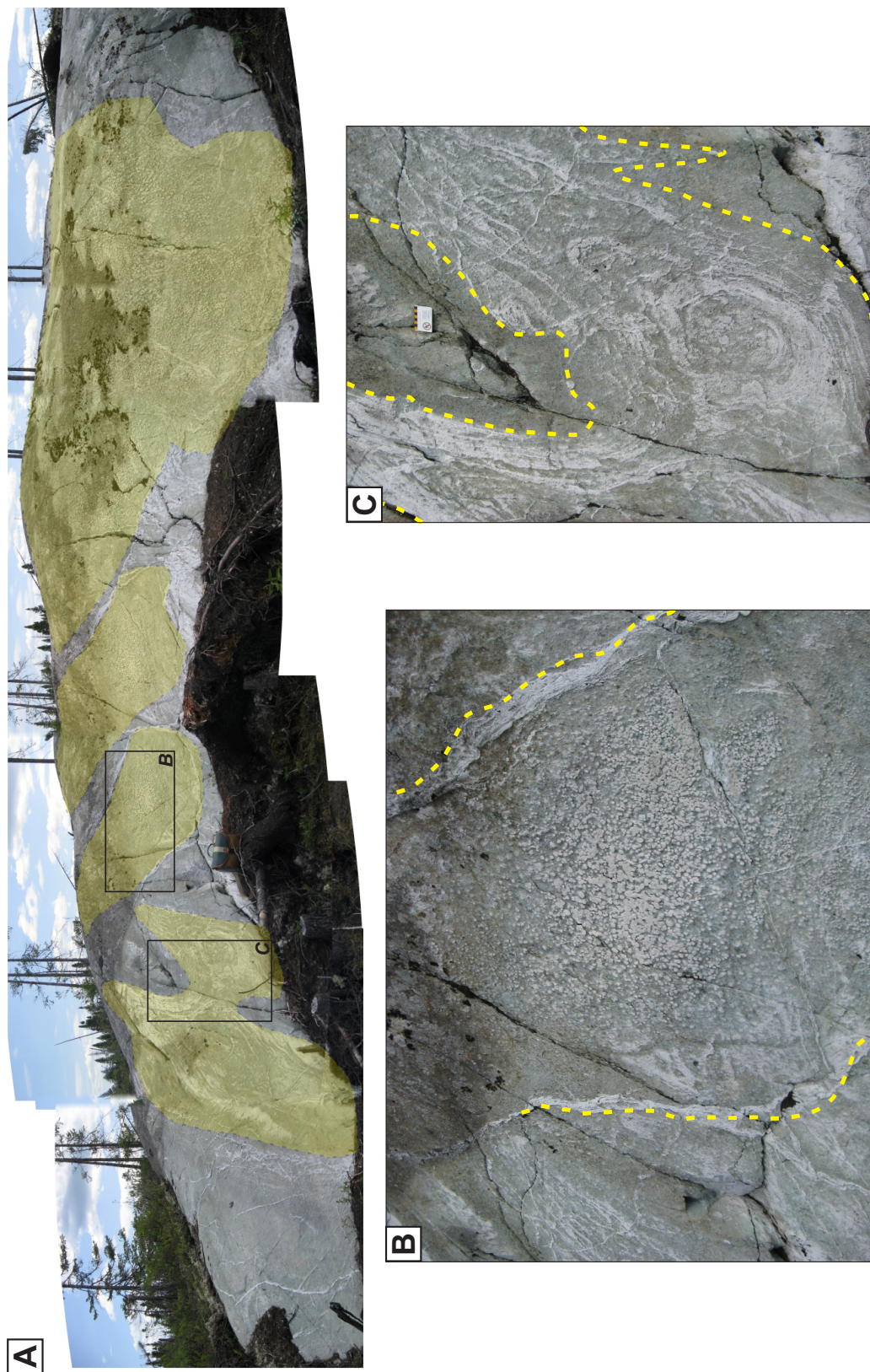
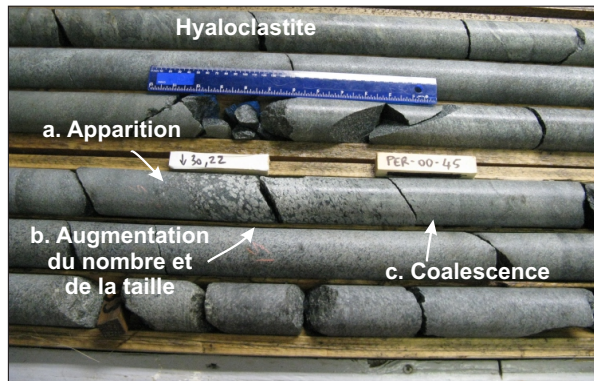
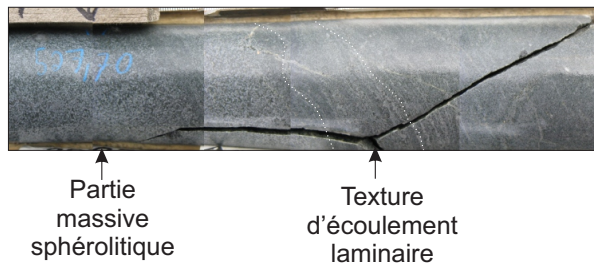


Figure 6-2 : Exemples de lobes felsiques sur un décapage de Rhyolite du lac Watson du Flanc Sud. (A) Vue générale de l'affleurement. En jaune sont délimitées les parties massives des lobes; (B) Zoom sur le cœur du lobe visible grâce à la coalescence et la croissance des sphérolites (en relief positif sur la photo); (C) Zoom sur les textures d'écoulement laminaire présentes sur les bords des lobes felsiques. Les tirets jaunes représentent les limites de lobes.

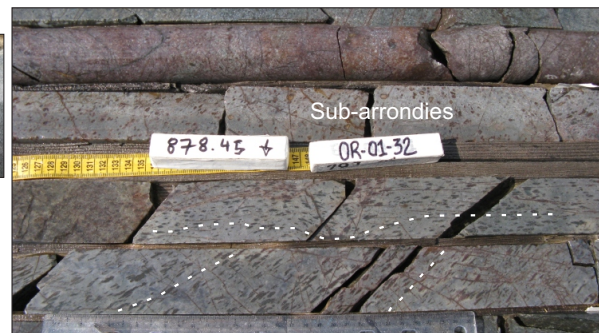
A Coalescence des sphérolites
Dacite de Dumagami-P, Forage PER-00-45, 30,2 m



C Texture d'écoulement laminaire
Rhyolite de Bracemac, Forage MC-08-44, 527,7 m



D Orientation des amygdules
Rhyolite du lac Watson, Forage OR-01-32, 878,45 m



E Hyaloclastite
Rhyolite du lac Watson, Forage OR-01-32, 873,8 m



F Rhyolite du lac Watson, Forage BRC-08-72, 604 m

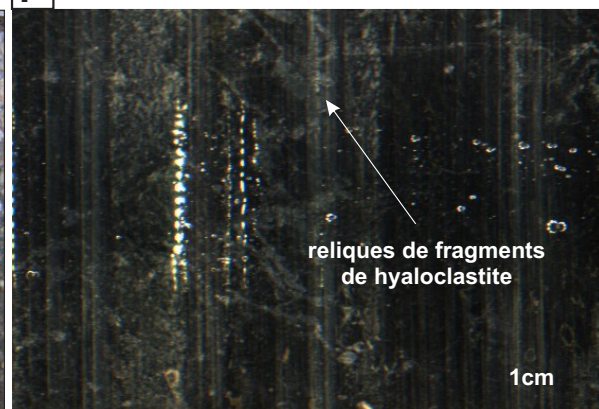


Figure 6-3 : Photos illustrant les caractéristiques ayant servi à la détermination de la présence de lobes dans les unités felsiques en forage. (A) et (B). Ces deux photos illustrent la coalescence des sphérolites dans la Dacite de Dumagami-P selon trois critères : (a) l'apparition des sphérolites, (b) leur augmentation en nombre et en taille, et (c) leur coalescence. Cette texture est caractéristique de la Dacite de Dumagami-P. (C) Les textures d'écoulement laminaire proviennent ici de la Rhyolite de Bracemac. Cette texture est visible grâce aux fines bandes reprises par l'altération. (D) La variation des orientations dans l'allongement des amygdules sont visibles ici au sein de la Rhyolite du lac Watson dans le secteur d'Orchan Ouest. Leur orientation est reprise en tirets. (E) La hyaloclastite montre ici une texture perlitique. (F) La hyaloclastite est complètement chloritisée ne montrant plus que des restes de fragments, sous le gisement de Bracemac.

Un mélange de magmas contrastant par leur composition, leur couleur et leur texture, est une des théories expliquant leur formation (Sigurdsson et Sparks, 1981; Kouchi et Sunagawa, 1985; Sampson, 1987; McGarvie *et al.*, 1990; Clarke et Le Bas, 1990; Seaman *et al.*, 1995; Morrow et McPhie, 2000). D'autres études soutiennent qu'au lieu d'une différence dans la composition du magma, c'est le contraste dans le contenu en verre volcanique et en cristaux qui ressort par leur taille et/ou abondance (Nelson, 1981; Hausback, 1987; Stasiuk *et al.*, 1996; Gonnermann et Manga, 2003; Tuffen *et al.*, 2003; Tuffen et Dingwell, 2005).

Les textures d'écoulement laminaire n'en restent pas moins les témoins du contraste de viscosité au sein de la lave. Elles vont se former à l'endroit où il y a le plus de résistance à l'écoulement du fluide, soit en bordure des lobes dans le cas de roches felsiques. Le principal facteur contrôlant la viscosité est la température : quand elle diminue, la viscosité augmente, laissant ainsi des laminations au sein du magma (Fig. 6-1; Manley, 1992; MacArthur *et al.*, 1998). À une échelle macroscopique, ces textures d'écoulement laminaire sont observées par l'étirement des vésicules (amygdules) dans le sens de l'écoulement, mais également par les minces bandes de composition ou cristallinité différentes, qui peuvent être rehaussées par l'altération (Fig. 6-2 A-C en affleurement, Fig. 6-3 D en forage; McPhie *et al.*, 1993).

6.1.3 Amygdules

Les roches felsiques de la région de Matagami présentent localement beaucoup d'amygdules: leur proportion varie de nulle à environ 60%. La formation des bulles de gaz dans un magma dépend de nombreux facteurs dont la viscosité du magma, la pression, la rhéologie du magma (p. ex. Jaupart et Vergnolle, 1988). Il est estimé qu'une bulle de gaz sphérique se forme initialement lorsque le gaz se sépare du magma (Gonnermann et Manga, 2007; et citations incluses). L'écoulement du magma visqueux et son refroidissement rapide en bordure du lobe vont déformer cette bulle sphérique dans la direction de l'écoulement, sans relaxation subséquente. Ainsi, la forme des amygdules est le témoin des contraintes lors de l'écoulement du magma, et donc est un indicateur de la position au sein d'un lobe. La forme des vésicules varie de sub-sphérique au cœur à allongée aux bordures d'un lobe.

Ces textures primaires peuvent être modifiées par des contraintes tectoniques. Dans ce cas, d'autres éléments auront subi les mêmes contraintes et permettront de juger si la forme des

amygdules est une texture primaire ou secondaire.

6.1.4 Hyaloclastite et bordures figées

La hyaloclastite se forme par contact entre de la lave et de l'eau. Cette eau peut provenir d'un milieu aquatique (lac, océan, etc.) ou de couches géologiques saturées en eau (dépôts volcanoclastiques ou sédiments), dans quels cas on parlera plutôt de pépérite (Batiza, 1984; Yamagishi, 1987; Cas, 1992; White et Houghton, 2006). La présence de fragments anguleux est une caractéristique importante pour la reconnaissance de hyaloclastite dans les roches felsiques. La présence de hyaloclastite indique un contexte effusif dans un milieu saturé en eau. De plus, l'étendue et l'épaisseur des dépôts hyaloclastiques sont des indicateurs de la position relative par rapport au centre éruptif (cf. Ch. 2). L'altération hydrothermale modérée peut rehausser visuellement l'aspect clastique de la roche (Fig. 6-3 E), mais si l'altération est trop intense, la hyaloclastite peut devenir difficile (Fig. 6-3 F) ou impossible à reconnaître.

Sous la hyaloclastite, la lave non-fragmentée va subir un refroidissement rapide au contact de l'eau, créant une bordure figée composée de verre volcanique. L'instabilité de ce verre volcanique le rend vulnérable à l'hydrothermalisme, qui le transforme en minéraux secondaires (Gifkins *et al.*, 2005). À Matagami, les roches ont subi de l'altération hydrothermale et un métamorphisme au grade des schistes verts, et le verre est souvent chloritisé. Dépendamment du contexte et des autres textures retrouvées, une bande de chlorite peut donc indiquer la présence d'une bordure figée.

6.2 La Rhyolite de Bracemac

La Rhyolite de Bracemac est confinée au secteur de Bracemac-McLeod, ce qui rend son étude volcanologique plus facile que d'autres unités dispersées géographiquement. De plus, cette unité est traversée entièrement par les forages choisis, et ses faciès volcaniques ont été observés sur une bonne portion de son étendue. Il s'agit donc de l'unité felsique la mieux documentée du Flanc Sud d'un point de vue volcanologique. Sa forme globale est une mince lentille dans le SE du Flanc Sud, avec une longueur de 6 km du NO au SE, mais seul le 2 km central a pu être documenté.

6.2.1 Faciès volcaniques

Observations pétrographiques

La Rhyolite de Bracemac, lorsque massive, contient 5-10 % de phénocristaux de quartz dans une matrice quartzo-feldspathique à grain fin, altérée (Fig. 6-4). Les phénocristaux de quartz de 2 mm ont des formes automorphes, et souvent recristallisés en bordures. On observe également des phénocristaux de feldspath d'environ 0,5 mm, présents de trace à 1 %. La chlorite est fréquente dans la matrice (Fig. 6-4 A-B). Certains échantillons sont également séricitisés (Fig. 6-4 C-D). Des sulfures (trace à 1 %) sont associés à des vein(ul)es de chlorite (Fig. 6-4 E-F).

Faciès massif et centres de lobes

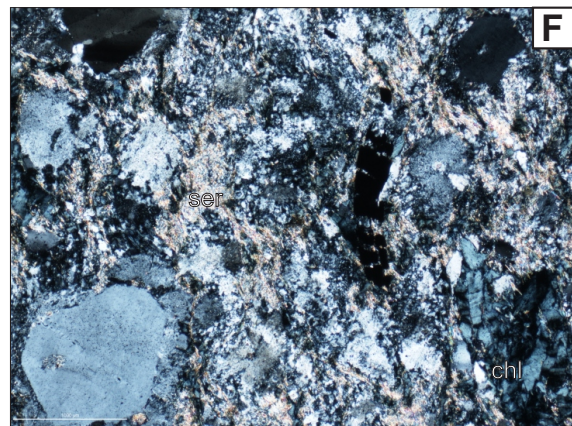
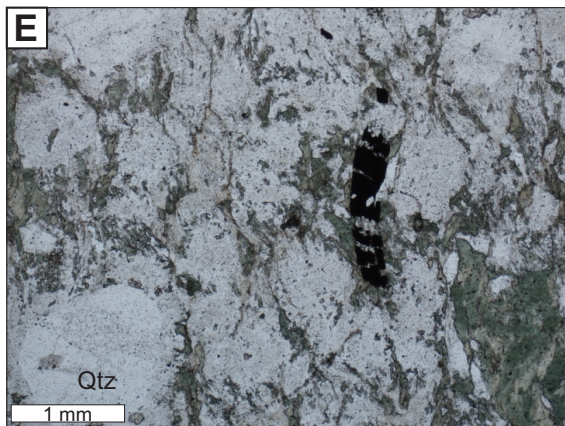
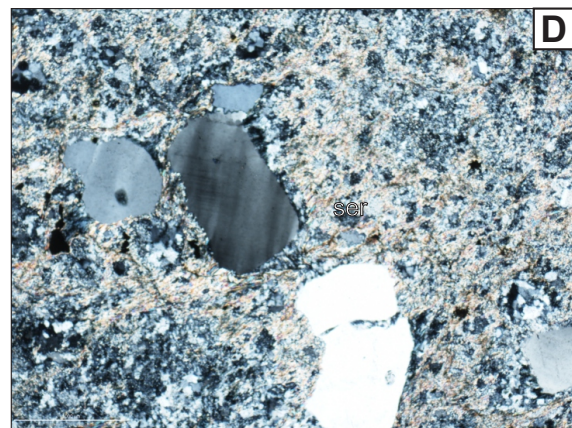
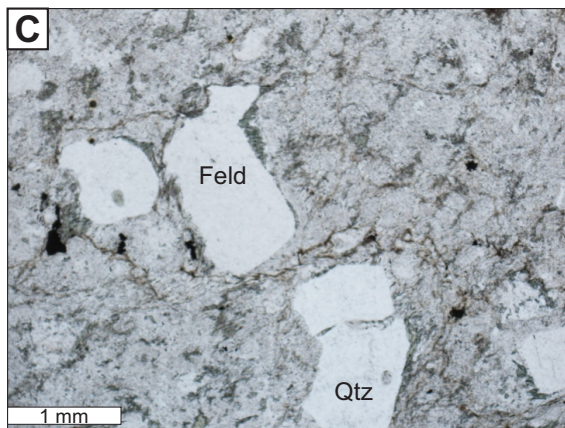
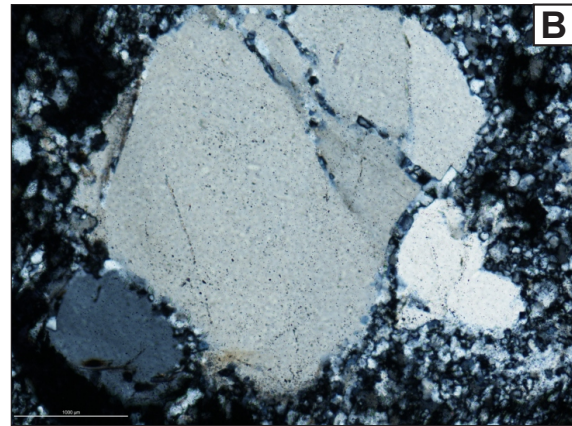
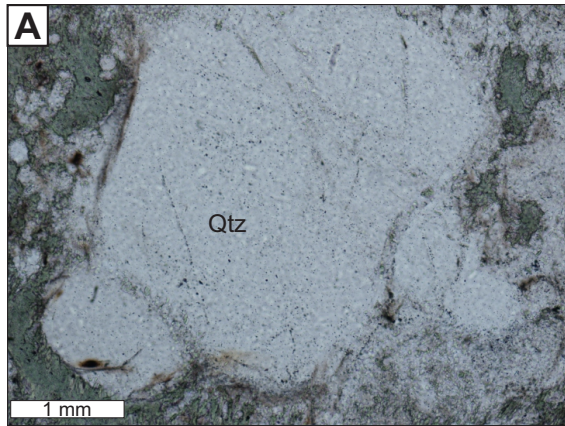
Au sein des sections étudiées, la Rhyolite de Bracemac est dominée par des faciès massifs à lobés, avec des proportions mineures de hyaloclastite (Fig. 6-5 A). La roche au sein des parties massives et des cœurs de lobes est une rhyolite légèrement amygdalaire, sphérolitique, et porphyrique à quartz. La proportion d'amygdules varie de 0 à 5 % environ, et leur diamètre peut atteindre 1 cm. Les cristaux de quartz ont des formes automorphes et leur proportion est d'environ 5-10 %. Les sphérolites font en moyenne 1 mm, en proportions variables (0-20 %).

Bordures de lobes

Les bordures de lobes sont marquées par des textures d'écoulement laminaire, rehaussées par l'altération. Les lobes sont séparés par de fins niveaux de hyaloclastite.

Hyaloclastite

La proportion de roches fragmentaires varie de 0 à 15% selon les forages; il s'agit de hyaloclastite typique avec des fragments rhyolitiques anguleux dans une matrice chloritisée. Ces niveaux sont localisés entre les lobes de la Rhyolite de Bracemac, de quelques centimètres d'épaisseur.



Lumière naturelle

Lumière polarisée

Figure 6-4 : Photomicrographies de la Rhyolite de Bracemac dans les faciès massifs. (A) et (B) échantillon provenant du forage BRC-08-72 à la profondeur 332 m. Les cristaux de quartz ont des formes automorphes à légèrement résorbés ou recristallisés en bordure. (C) et (D) Échantillon provenant du forage MC-05-18 à la profondeur 920 m. Ceci montre la sérification dans la matrice. (E) et (F) Échantillon pris dans le forage MC-05-18 à la profondeur 915 m. Ceci montre la présence de sulfures associés avec la chlorite. Qtz : quartz, Feld : feldspath, Ser : séricite.

Variation de faciès volcaniques

La compilation des faciès volcaniques pour la Rhyolite de Bracemac dans 11 forages est montrée à la figure 6-5. Ces colonnes sont situées au niveau du collet du forage, et ne représentent donc pas leur position réelle en profondeur. La hauteur des colonnes est toutefois proportionnelle à l'épaisseur vraie de l'unité dans chaque forage. Les diagrammes circulaires donnent les proportions relatives des parties fragmentaires (en brun) vs. massives et lobées (en jaune).

Les faciès volcaniques sont répartis comme suit (Fig. 6-5 A):

- La base de la Rhyolite de Bracemac est essentiellement constituée de roches massives, à l'exception de cinq forages situés au niveau des lentilles minéralisées. Trois forages débutent par des faciès fragmentaires (BRC-07-46, MC-05-18, MC-04-01), et les deux autres forages, BRC-07-45 et MC-04-03, contiennent principalement des faciès lobés, avec quelques petits niveaux de hyaloclastite.
- Dans le forage BRC-07-40, seul le faciès massif est présent. Seuls les trois forages les plus proches du Complexe de la rivière Bell, soit au NE, ne contiennent pas de faciès lobés.
- La proportion de roches fragmentaires est plus importante (5-15%) dans les forages se situant au niveau des deux gisements alors qu'entre les deux, elles représentent une part inférieure à 2%.

Sont également ajoutés sur la figure 6-5 B les proportions de roches fragmentaires vs. massives au sein de forages décrits par le personnel de Xstrata Zinc. Ces pointes de tartes additionnelles, en petit sur la figure, viennent corroborer les observations des forages décrits en détail dans le cadre de cette étude, c.-à-d. que la proportion la plus importante de faciès fragmentaires se situe au niveau de la position actuelle des lentilles de Bracemac et de McLeod, par opposition à la zone entre les gisements.

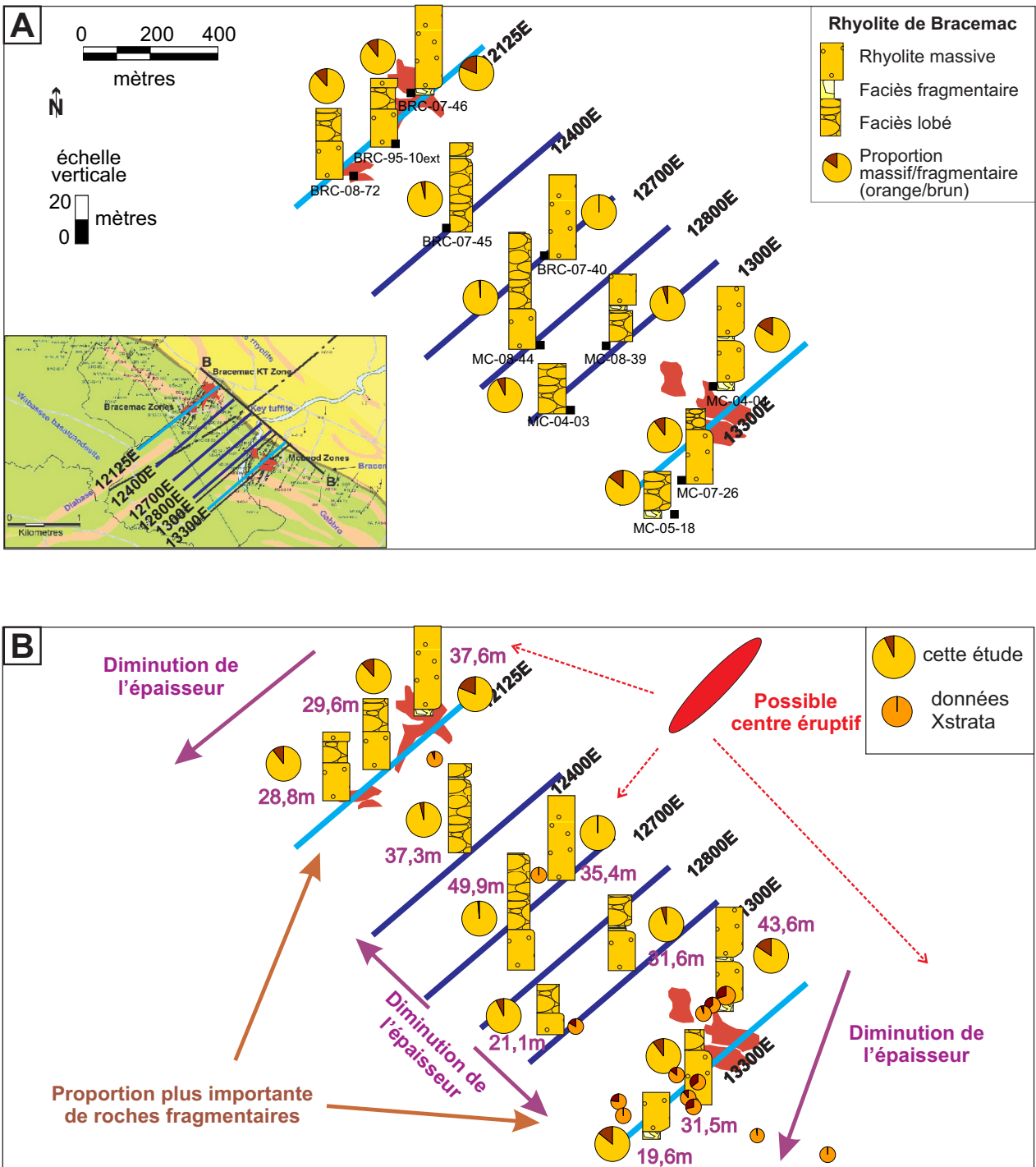


Figure 6-5 : Représentation des faciès volcaniques observés au sein de la Rhyolite de Bracemac dans le secteur de Bracemac-McLeod (A) ainsi que les interprétations (B). Les colonnes sont en épaisseur vraie. La localisation des sections est montrée sur la carte géologique dans la figure A. Les lentilles de SMV de Bracemac et McLeod sont remplacées.

6.2.2 Épaisseurs vraies

La compilation des épaisseurs vraies de la Rhyolite de Bracemac permet d'affirmer que (Fig. 6-5):

- L'épaisseur moyenne au sein des forages étudiés est de 33 m.
- L'épaisseur maximale est de 49 m dans le forage MC-08-44, situé dans la partie entre les lentilles et dont la base est composée de faciès massifs, suivis des 2/3 supérieurs en faciès lobés.
- L'épaisseur diminue du NE vers le SW, surtout au niveau des sections passant par les lentilles (Fig. 6-5 B).
- L'épaisseur diminue de la partie centrale entre les deux gisements vers les lentilles.

6.2.3 Modèle de mise en place

La forme de la Rhyolite de Bracemac, ses dimensions, les proportions des faciès et leur agencement suggèrent un épanchement de type « coulée de lobes-hyaloclastite » tel que décrit par Gibson *et al.* (1999; Fig. 6-6) (voir aussi Ch. 2; Fig. 2-14). La proportion relativement faible de hyaloclastite et la forme aplatie de l'unité ne sont pas compatibles avec un dôme felsique sous-marin typique (Rosenberg *et al.*, 2008).

La Rhyolite de Bracemac est issue d'un événement unique vraisemblablement localisé entre les deux gisements, où sont trouvées la plus grande épaisseur vraie, la plus faible proportion de roches fragmentaires, et la plus grande proportion de roches massives. Le centre éruptif peut se mettre en place le long d'une faille synvolcanique. Les zones plus distales offrent davantage de roches fragmentaires et lobées. Le centre effusif serait donc situé entre la position actuelle des deux lentilles minéralisées, vers le NE des sections étudiées (Fig. 6-5 B). Il n'y a alors pas de correspondance spatiale exacte entre la position du centre éruptif de la Rhyolite de Bracemac et la position des gisements à Bracemac-McLeod, bien que les gisements soient tout de même situés sous les parties relativement proximales de la Rhyolite de Bracemac.

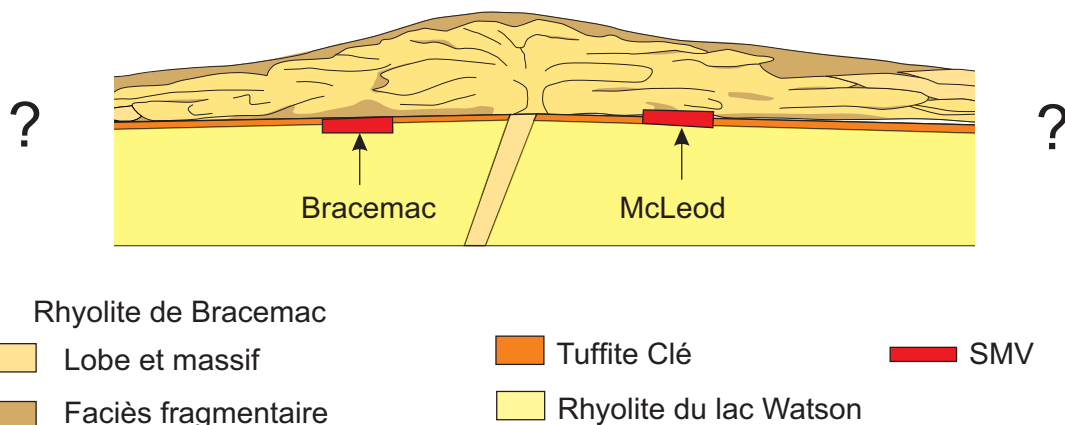


Figure 6-6: Coupe schématique de la mise en place de la Rhyolite de Bracemac, d'après la coulée de type « lobes-hyaloclastite » proposée par Gibson *et al.* (1999).

Les faciès observés dans les autres unités felsiques du Flanc Sud, décrits plus loin, sont similaires à ceux présentés ici. Ceci permet de proposer un modèle de mise en place équivalent pour les différentes unités felsiques. Pour certaines unités cependant, il est possible d'avoir une succession de coulées de type lobes-hyaloclastite superposées et juxtaposées, contrairement à la Rhyolite de Bracemac qui semble être le produit d'une simple coulée. La Rhyolite de Bracemac est donc un archétype simplifié des différentes unités felsiques du Flanc Sud.

6.3 La Rhyolite du lac Watson : cartographie d'affleurements

La Rhyolite du lac Watson a été étudiée en affleurement et en forage; cette section présente la cartographie de détail de deux affleurements et la section 6.4 résume les observations en forage. Les affleurements en question se situent à 600 et 800 m au SE du secteur de la mine Persévérance (Fig. 6-7). La stratigraphie dans ce secteur est sub-horizontale (G. Roy, *comm. pers.*, 2008). Les deux affleurements sont communément appelés « Affleurement de la Tuffite Clé » et « Affleurement du portal », et seront décrits dans cet ordre.

6.3.1 Affleurement de la Tuffite Clé

Le premier décapage se situe près du bassin de rétention de Matagami (Fig. 6-7). Cet

affleurement a été communément appelé « affleurement de la Tuffite Clé » étant donné qu'une tuffite y est exposée, au sommet de la Rhyolite du lac Watson. L'affleurement décapé fait une centaine de mètres de long sur une vingtaine de mètres de large, et montre un relief prononcé. La cartographie a été faite avec une grille de 5 x 5 m, conjointement avec D. Genna. Sept unités sont présentes : la Rhyolite du lac Watson, la Tuffite Clé, un gabbro massif, ainsi que quatre générations de dykes, une de composition mafique et les trois autres de compositions intermédiaires (Fig. 6-8).

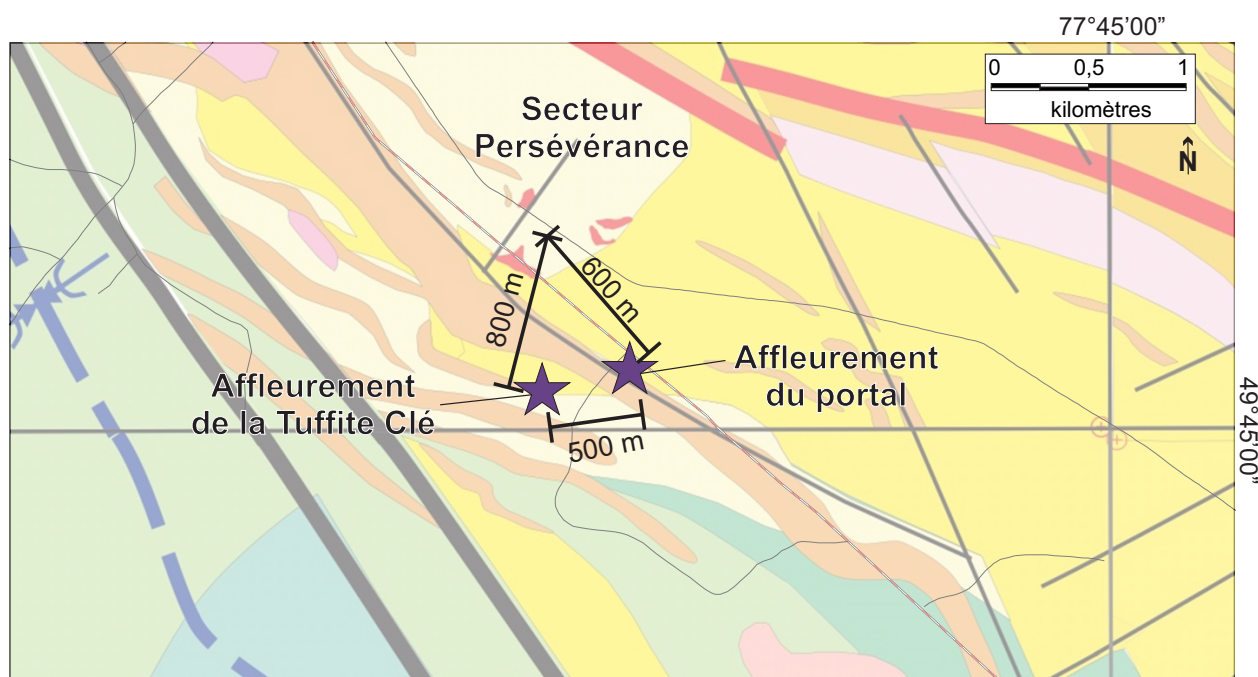


Figure 6-7 : Localisation des affleurements de la Tuffite Clé et du portail. La légende de la carte géologique est la même qu'à la figure 3-1.

Affleurement de la Tuffite Clé Matagami

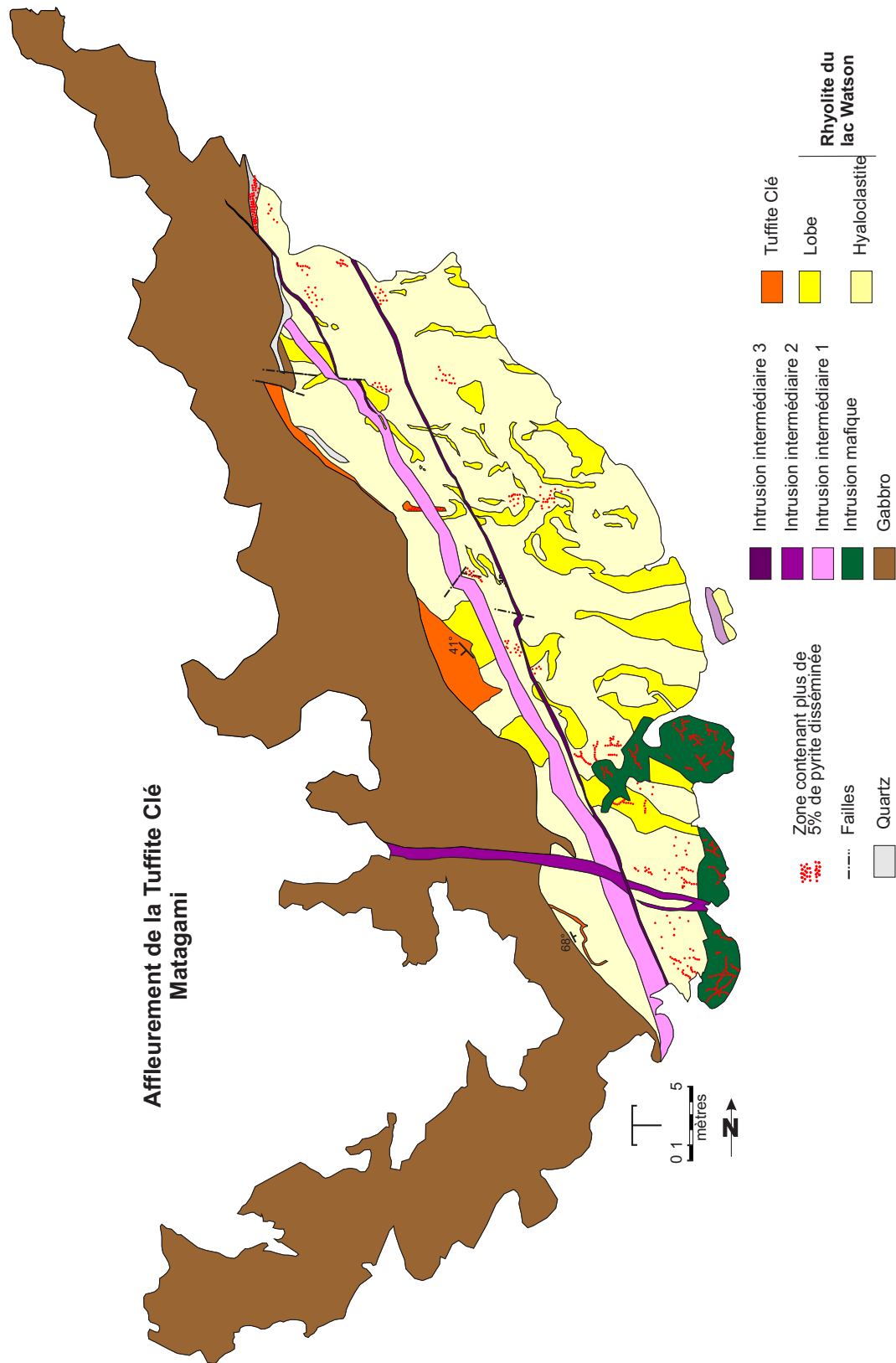


Figure 6-8: Cartographie de détail de l'affleurement de la Tuffite Clé, effectuée en collaboration avec D. Genna. Les intrusions sont numérotées dans l'ordre de mise en place.

La Tuffite Clé

La Tuffite Clé n'est visible qu'à quelques endroits (Fig. 6-8, en orange). Ce niveau de tuffite est composé de lamines alternant entre les plus foncés et les blanchâtres de quelques millimètres à un centimètre d'épaisseur (Fig. 6-9 A). Des sulfures disséminés se retrouvent au sein des lits (Fig. 6-9 B).

La discontinuité des régions où la Tuffite Clé est visible et les pendages très variables permettent de conclure qu'il s'agit là de fragments de tuffite. Les pendages mesurés dans les lits varient de 41° vers le SO à 68° vers le NE (Fig. 6-8). Un fragment de ce niveau chertueux se retrouve isolé au sein de la hyaloclastite.

Le gabbro

Le gabbro abondamment présent sur cet affleurement est une roche massive à grain fin, présentant une texture microgrenue à plagioclase. Cette intrusion recoupe la Tuffite Clé et la Rhyolite du lac Watson, et a profité de la différence de compétence des roches pour se mettre en place au niveau de la Tuffite Clé (Fig. 6-9 C). Sa mise en place a perturbé la tuffite, et le contact du gabbro se situe au niveau d'un cisaillement (Fig. 6-10 A). Il est difficile d'établir si ce cisaillement a été créé par la mise en place de l'intrusion, ou si l'intrusion a profité d'un cisaillement existant. Cependant, des fluides ont utilisé cette zone de faiblesse puisque de la pyrite disséminée y est retrouvée. Des veines de quartz se situent à ce niveau, notamment au nord de l'affleurement (Fig. 6-8).

Dyke mafique

Le dyke mafique à grain fin recoupe la Rhyolite du lac Watson dans la partie est de l'affleurement. Cette unité présente des joints colonnaires d'environ 50 cm de largeur. Les bordures et les contacts entre ces joints contiennent des sulfures (Fig. 6-10 B). La circulation de fluides riches en sulfures s'est d'ailleurs propagée dans la partie fragmentaire de la Rhyolite du lac Watson, où l'on retrouve de la pyrite (cf. au sud de l'affleurement, Fig. 6-8).

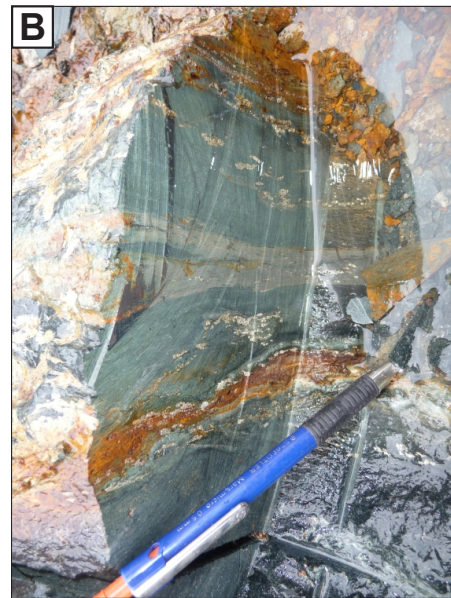
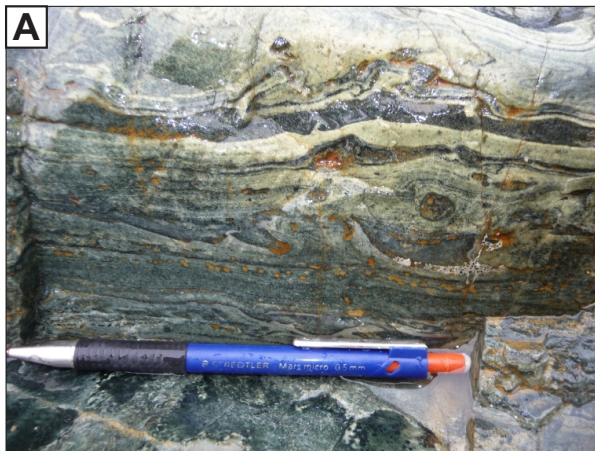


Figure 6-9: Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé : (A) la Tuffite Clé montre des lits chertueux millimétriques et des sulfures disséminés au sein des lits; (B) Une autre vue de la Tuffite Clé sur une coupe au sein du fragment de tuffite discuté dans le texte. Les sulfures sont présents dans les zones cisailées ainsi qu'au sein des lits; (C) Cette photo montre le contact entre le gabbro et le plan de la Tuffite Clé repris en orange. La Rhyolite du lac Watson se trouve sous ce plan. Photos crédits : (A)-(B) Dominique Genna, (C) Pierre Pilote.



Figure 6-10: Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé : (A) La zone de contact entre le gabbro et la Rhyolite du lac Watson, au niveau stratigraphique de la Tuffite Clé montre un cisaillement ayant accueilli des sulfures; (B) Le dyke à la base de l'affleurement montre des joints colonnaires au sein desquels les sulfures se sont déposés. Photos crédit : Dominique Genna.

Dykes intermédiaires

Trois générations de dykes intermédiaires sont visibles. Les critères de recoupement entre eux permettent de déterminer la chronologie relative de mise en place, tel qu'illustré à la figure 6-8. Il s'agit de roches à grains fins, montrant des bordures figées aux contacts avec les unités encaissantes.

La Rhyolite du lac Watson

La Rhyolite du lac Watson présente des lobes ainsi que de la hyaloclastite au sein de cet affleurement. Un des points intéressants ici est la grande proportion de hyaloclastite : environ 60 à 70% de l'affleurement, alors que les lobes représentent entre 30 et 40%. Cet affleurement offre une excellente vision des faciès volcaniques typiques de mise en place de lobes felsiques dans de la hyaloclastite. Les lobes sont sub-verticaux et ont un allongement E-O. La largeur de ces lobes est de l'ordre d'un ou deux mètres sur une longueur visible d'au moins plusieurs dizaines de mètres.

La transition entre le cœur du lobe, la zone de trempe et la hyaloclastite illustre parfaitement les phénomènes volcaniques présentés au début de ce chapitre (Figs. 6-11 A et B). Le passage entre le cœur du lobe et la zone de trempe est progressif, et illustré par la diminution de la quantité de sphérolites, ainsi que la disparition des amygdules au sein de la zone de trempe (Figs. 6-11 C et D).

L'ancien verre volcanique de la zone de trempe présente une texture perlitique, rehaussée par l'altération qui s'est immiscée dans les fractures (Fig. 6-11 E). La perlite est caractéristique de l'hydratation du verre volcanique (cf. Ch. 1). Certains « fragments » sont chloritisés, ce qui augmente le contraste des fractures perlitiques. Des sulfures se retrouvent au sein de ces fractures, ou au sein de veinules dont la formation est postérieure. Des petits sphérolites, formés dans le verre volcanique des fragments de hyaloclastite, sont également visibles sur cette photo.

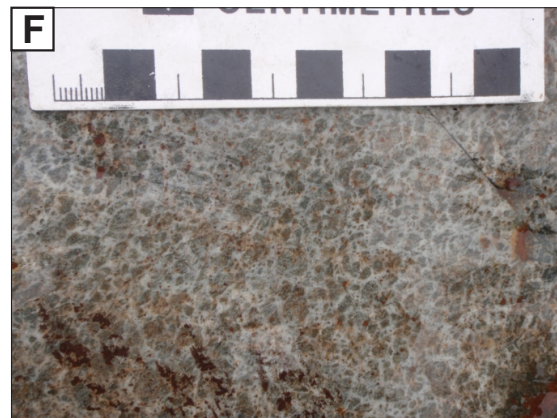
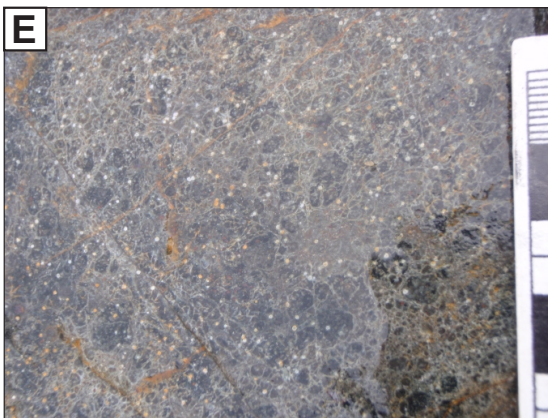
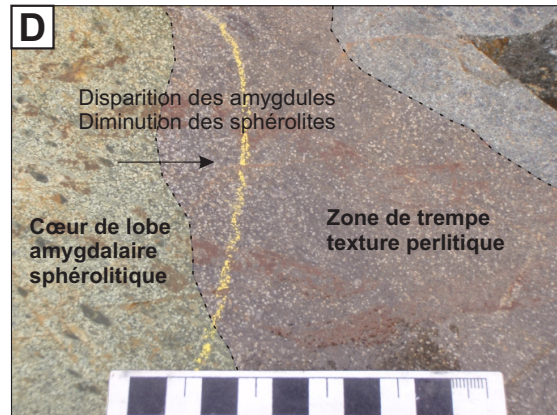
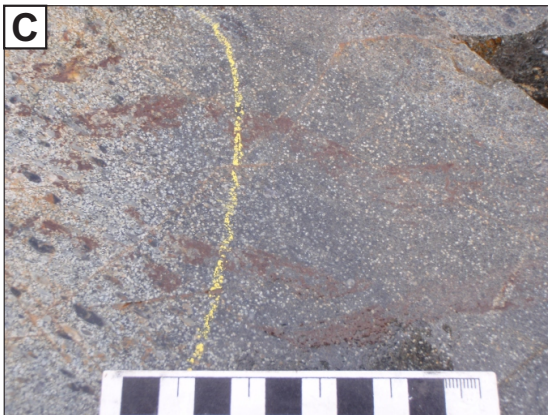
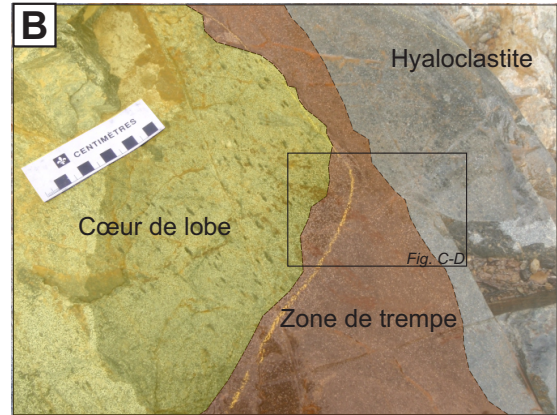
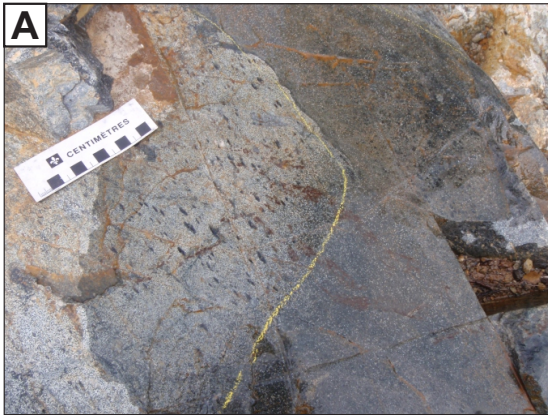


Figure 6-11 : Photos de l'affleurement de la Tuffite Clé montrant les faciès volcaniques d'un lobe felsique au sein de la Rhyolite du lac Watson. Ignorer le trait jaune dessiné sur l'affleurement. (A) Vue générale de la bordure de lobe avec la zone de transition entre la partie massive, la zone de trempe et la hyaloclastite et (B) son interprétation; (C) zoom sur la zone de transition entre le cœur du lobe et sa bordure de trempe et (D) son interprétation; (E) zoom sur la zone de trempe qui montre une texture perlitique; (F) hyaloclastite avec une altération des fragments qui leur donne une forme sub-arrondie.

La hyaloclastite était probablement constituée de fragments anguleux mais la circulation des fluides hydrothermaux leur ont donné une forme sub-arrondie (Fig. 6-13 F). Les fragments sont composés en grande majorité de verre volcanique maintenant chloritisé, et l'espace interstitiel est maintenant séricitisé et / ou silicifié.

L'altération hydrothermale rehausse ici la transition entre la zone de trempe et la partie massive du lobe: la zone de trempe, composée de verre volcanique, est chloritisée; le cœur du lobe, plus massif et composé de rhyolite porphyrique amygdalaire, est quant à lui d'aspect plus siliceux.

Discussion

Cet affleurement de la Tuffite Clé est une des rares expositions de la Rhyolite du lac Watson ayant cette superficie. De plus, sa position stratigraphique est connue (au sommet de la Rhyolite du lac Watson), ce qui est intéressant étant donné que la plupart des gisements de Matagami se situent à ce niveau. Deux faciès sont présents au sein de cet affleurement: la hyaloclastite (60 à 70 %), et des faciès lobés (30-40 %). Les implications sont multiples:

- Ceci confirme que la Rhyolite du lac Watson est composée de laves sous-marines.
- Les faciès fragmentaires au sein de cette unité n'avaient jusqu'alors pas ou peu été reconnus en forage, ce qui fait de ce décapage une illustration unique (jusqu'à présent, les niveaux de roches fragmentaires étaient considérés comme minimes dans la Rhyolite du lac Watson, surtout dans le tiers supérieur; Ch. 1).
- D'un point de vue de la reconstruction volcanique, la grande proportion de hyaloclastite indique que cet affleurement représente soit le dessus d'une coulée, soit sa périphérie.
- La porosité de la hyaloclastite permet la circulation de fluides hydrothermaux, ce qui favorise la formation de SMV par remplacement. Ce décapage montre que les niveaux fragmentaires poreux de la Rhyolite du lac Watson ne sont pas négligeables, et ouvre ainsi une possibilité de déposition de sulfures au sommet de la Rhyolite du lac Watson par remplacement. Ça pourrait notamment être le cas à Bracemac et McLeod, où les lentilles de sulfures tabulaires et la chloritisation sub-concordante au sommet de la

Rhyolite du lac Watson pourraient représenter un remplacement de hyaloclastite (voir discussion au Ch. 7).

6.3.2 Affleurement du Portal

L'affleurement dit du « Portal¹ » se situe le long de la route menant à l'ancienne mine Persévérance (Fig. 6-11). Les roches de cet affleurement ont subi une déformation importante ainsi qu'une forte altération, comparées à celles de l'affleurement de la Tuffite Clé, ce qui rend plus difficile l'observation et l'interprétation des textures et des faciès volcaniques. Toutefois, en raison de la rareté des affleurements, cette exposition de 450 m² de la Rhyolite du lac Watson (45 x 10 m) a été cartographiée à l'aide d'une grille de 1 x 1 m (Fig. 6-12).

Observations

L'affleurement du Portal offre la possibilité d'observer de nombreux lobes de largeurs variables mais assez faibles. Ces lobes sont identifiables notamment par leurs bordures chloritisées (Figs. 6-13 A-B-F). À certains endroits, les différentes altérations ont créé une différence de compétence de la roche, qui, associée à l'altération superficielle, cause une différence de relief (p. ex. Fig. 6-13 B). Les cœurs de lobes contiennent des proportions variables d'amygdules, de 5 % jusqu'à 60 % (Fig. 6-13 C). La chloritisation générale de la roche fait d'ailleurs ressortir les vésicules remplies de quartz. La rhyolite est également sphérolitique aux pourtours des bordures de lobes. L'orientation générale des lobes est E-O et ils sont subverticaux. Contrairement à l'affleurement de la Tuffite Clé, la hyaloclastite est en très faible proportion, et ne représente qu'environ 2 % de l'affleurement (Fig. 6-13 D). L'altération et la déformation ont été particulièrement intenses au sein de ces niveaux de hyaloclastite.

¹ À un moment il était prévu que le portal de la mine Persévérance soit situé à cet endroit, mais le choix final a porté sur un autre site.

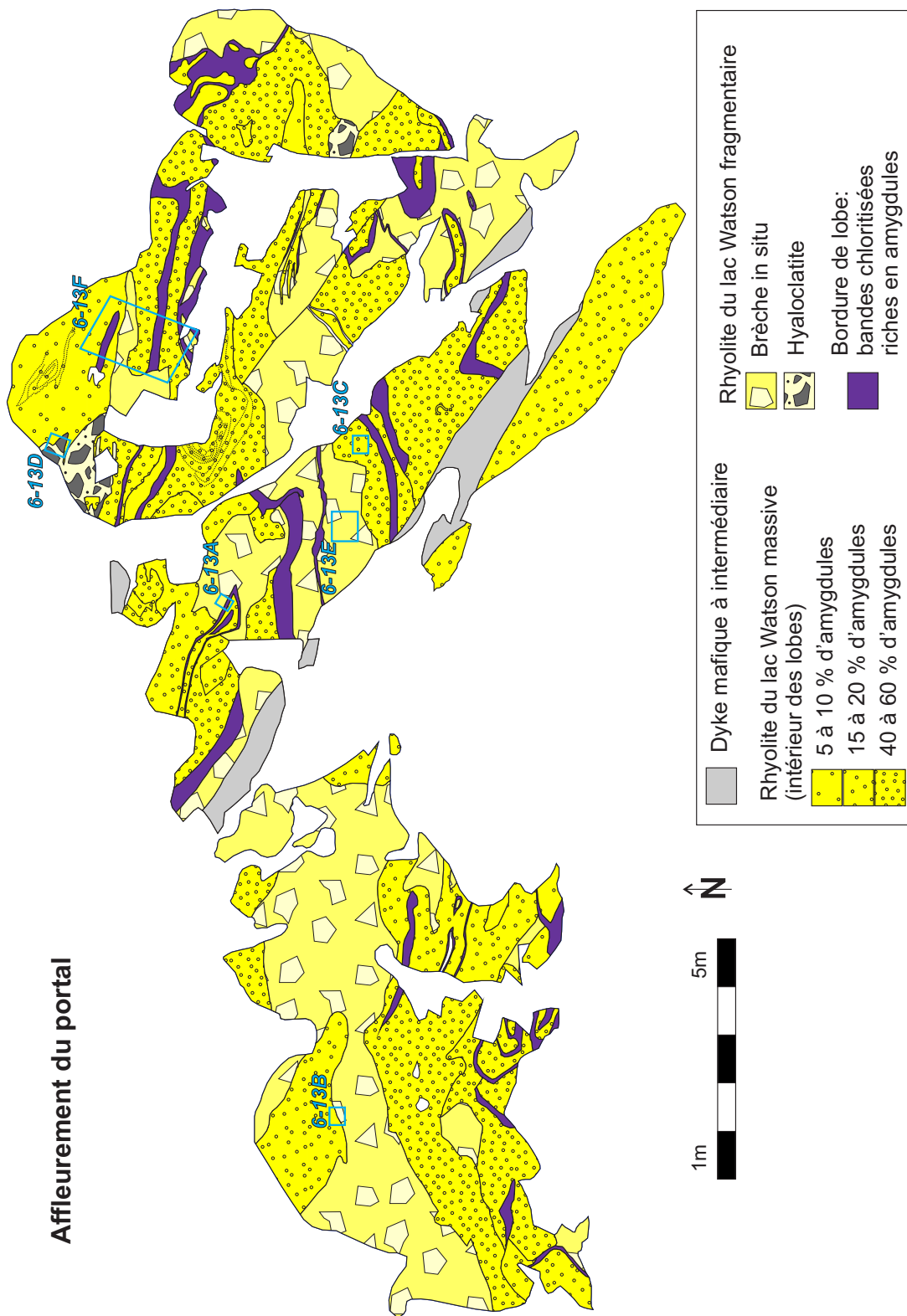


Figure 6-12 : Cartographie de détail de la Rhyolite du lac Watson à l'affleurement du portal. Les encadrés bleus correspondent à la position des photos de la figure 6-13 qui suit.

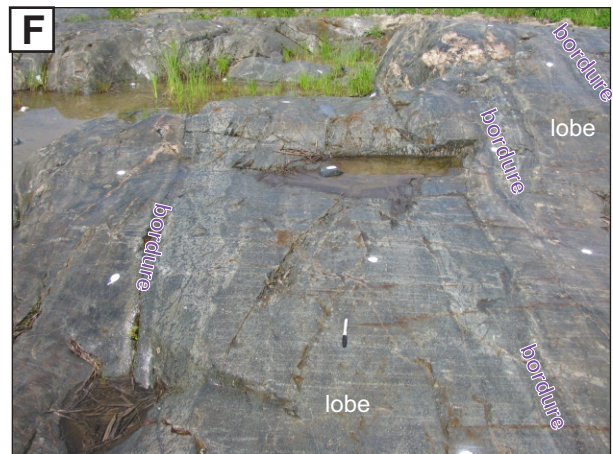
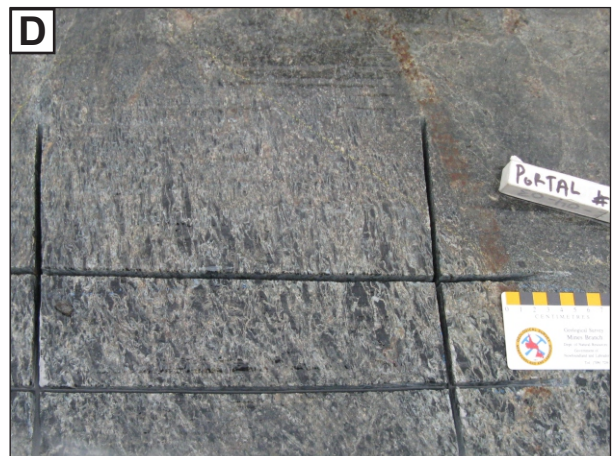
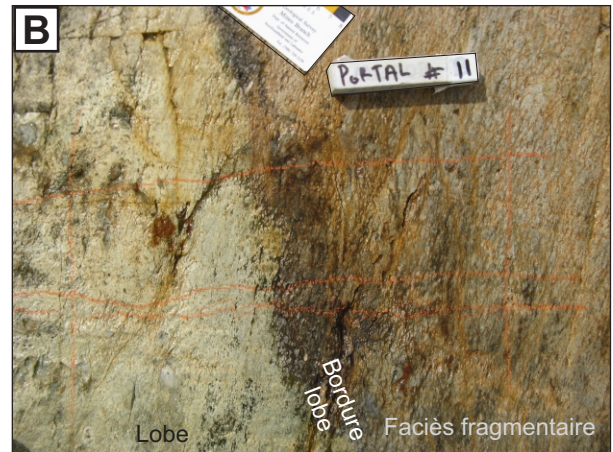


Figure 6-13 : Photos de l'affleurement du portail : (A) bande chloritisée montrant les bordures de lobes; (B) autre bordure de lobe montrant la zone massive avec coalescence des sphérolites; (C) rhyolite massive amygdalaire au sein des lobes (crédit photo : P.-S. Ross); (D) hyaloclastite et (E) brèches d'origine incertaine (crédit photo : P. Mercier-Langevin); (F) vue de différents lobes (crédit photo : P.-S. Ross).

L'affleurement est également composé sur environ 30 % de sa surface par des zones de brèches dont l'origine est encore incertaine (Fig. 6-13 E). Ces brèches montrent des fragments sub-anguleux de l'ordre de 10 cm de long, mis en évidence par une différence de couleur et de proportion d'amygdules. Les fragments semblent s'emboîter montrant la texture de casse-tête (« *jig-saw* ») caractéristique de nombreux types de brèches (hyaloclastite, brèche autoclastique, brèche hydrothermale, etc.). Ces brèches ne correspondent pas à de la hyaloclastite typique, les fragments étant plus grossiers. Deux dykes mafiques peu déformés d'environ 1 m de largeur recoupent la rhyolite.

Discussion

Malgré l'altération intense et la déformation qu'ont subi les roches de cet affleurement, il est tout de même visible qu'il s'agit d'un assemblage de lobes de Rhyolite du lac Watson. L'ensemble des observations sur la Rhyolite du lac Watson sur le Flanc Sud est compatible avec l'idée qu'elle est constituée de plusieurs coulées de type « lobes-hyaloclastite » empilées et juxtaposées (voir plus loin). La faible proportion de hyaloclastite indique que cet affleurement se situe au sein d'une de ces coulées de lave (et non au sommet ou aux marges externes).

Les deux affleurements cartographiés sont espacés d'environ 500 m (Fig. 6-7), et contiennent des lobes sub-verticaux orientés E-W d'une largeur de l'ordre du mètre. La S_0 est sub-horizontale dans ce secteur (cf. section du secteur de Persévérance Fig. 2-11). On peut donc émettre l'hypothèse, pour fins d'illustration, que les deux affleurements appartiennent à la même coulée (Fig. 6-14). L'affleurement du portal se situerait à la base de la coulée, dans une partie très proximale de l'évent. La proportion de hyaloclastite y est faible. L'affleurement de la Tuffite Clé se situerait au sommet de la coulée, au niveau de l'évent. Les lobes y sont également sub-verticaux, mais s'injectent dans la hyaloclastite qui est présente en forte quantité.

L'unité de la Rhyolite du lac Watson serait composée de plusieurs coulées de type lobe-hyaloclastite juxtaposées et superposées. Ce processus permet ainsi l'épaisseur totale obtenue pour la rhyolite à l'échelle du Flanc Sud. Dans le schéma de la figure 6-14, une seule coulée est illustrée, afin de mieux localiser les deux affleurements.

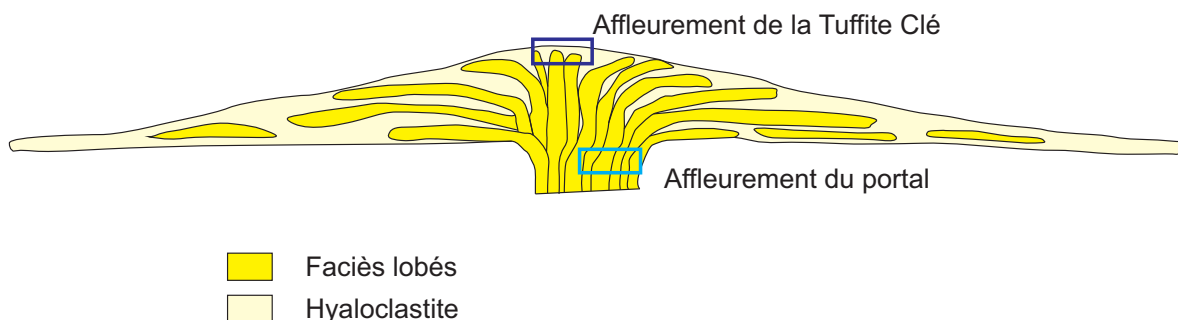


Figure 6-14 : Coupe schématique de la mise en place de la Rhyolite du lac Watson d'après la coulée de « lobes-hyaloclastite » de Gibson et al. (1999). Les cadres correspondent aux positions relatives des deux affleurements du portal (bleu clair) et de la Tuffite Clé (bleu foncé).

6.4 La Rhyolite du lac Watson en forage

Les faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson en forage sont présentés à partir des données obtenues dans deux principaux secteurs : Bracemac-McLeod et Persévérance (cf. Ch. 2). Ceci inclut respectivement 11 forages dans six sections et cinq forages dans deux sections (Figs. 2-8, 2-9 et 2-10).

6.4.1 Faciès volcaniques

Seulement quatre forages traversent la Rhyolite du lac Watson sur la totalité de son épaisseur dans tout le Flanc Sud. Il est donc impossible d'utiliser les épaisseurs vraies totales dans cette étude, et les descriptions ci-dessous présentent surtout les faciès des deux tiers supérieurs de la Rhyolite du lac Watson.

Observations pétrographiques

La Rhyolite du lac Watson, lorsque massive, est une roche porphyrique à quartz, amygdalaire et sphérolitique. Les cristaux de quartz, présents de 10 à 15 %, ont des formes automorphes. Cependant, dans la majorité des cas, leur contour présente une auréole de réaction, avec la cristallisation plus tardive de quartz riche en impuretés et possiblement

hydrothermal (Fig. 6-15). Aucun phénocristal de feldspath n'a été observé dans cette unité.

La matrice quartzo-feldspathique a subi une altération pervasive, principalement composée de chlorite, parfois aussi de séricite. Les textures volcaniques sont difficiles à observer étant donné cette forte altération. Les sulfures sont présents en quantités variables, et toujours reliés à la chlorite.

Secteur de *Bracemac-McLeod*

À Bracemac-McLeod, la Rhyolite du lac Watson est sphérolitique, amygdalaire et porphyrique à quartz. Dans l'ensemble, les faciès massifs et lobés dominent largement les roches fragmentaires (Fig. 6-16). Toutefois, la proportion de roches fragmentaires semble plus importante dans les forages situés entre les lentilles de SMV de Bracemac et de McLeod (forages BRC-07-45 et MC-08-44). La proportion de faciès lobés (plutôt que massifs) est également plus importante au sein des forages situés entre les deux gisements. En revanche, le faciès massif prédomine autant au niveau de la lentille de Bracemac que celle de McLeod. Notons toutefois que la forte chloritisation qui prévaut en particulier sous les lentilles de sulfures massifs masque largement les textures primaires, ce qui pourrait fausser partiellement le schéma des variations de faciès. La hyaloclastite est spécialement susceptible à une telle altération en chlorite noire, ce qui fait que seules des reliques de texture fragmentaire subsistent (Fig. 6-3 F).

Toutes ces observations sont compatibles avec l'idée que la mise en place de la Rhyolite du lac Watson s'est fait le long de structures qui semblent être d'orientation SO-NE (visibles au sein des sections) et localisées au niveau des deux lentilles de Bracemac et de McLeod (K. Williamson, *comm. pers.*, 2013). La présence des minéralisations ajoute un argument pour proposer des failles synvolcaniques utilisées par le magma et, plus tard, par les fluides hydrothermaux. À l'échelle du Flanc Sud, ces failles synvolcaniques sont visibles par le décalage de la Rhyolite du lac Watson et de la Dacite du lac Watson (Fig. 3-1). L'épaisseur de la Dacite du lac Watson est d'ailleurs augmentée par ces décalages dans la partie centrale du Flanc Sud. Pour finir, ces failles sont traçables à l'aide de la carte magnétique présentée au Ch. 3 (Fig. 3-3).

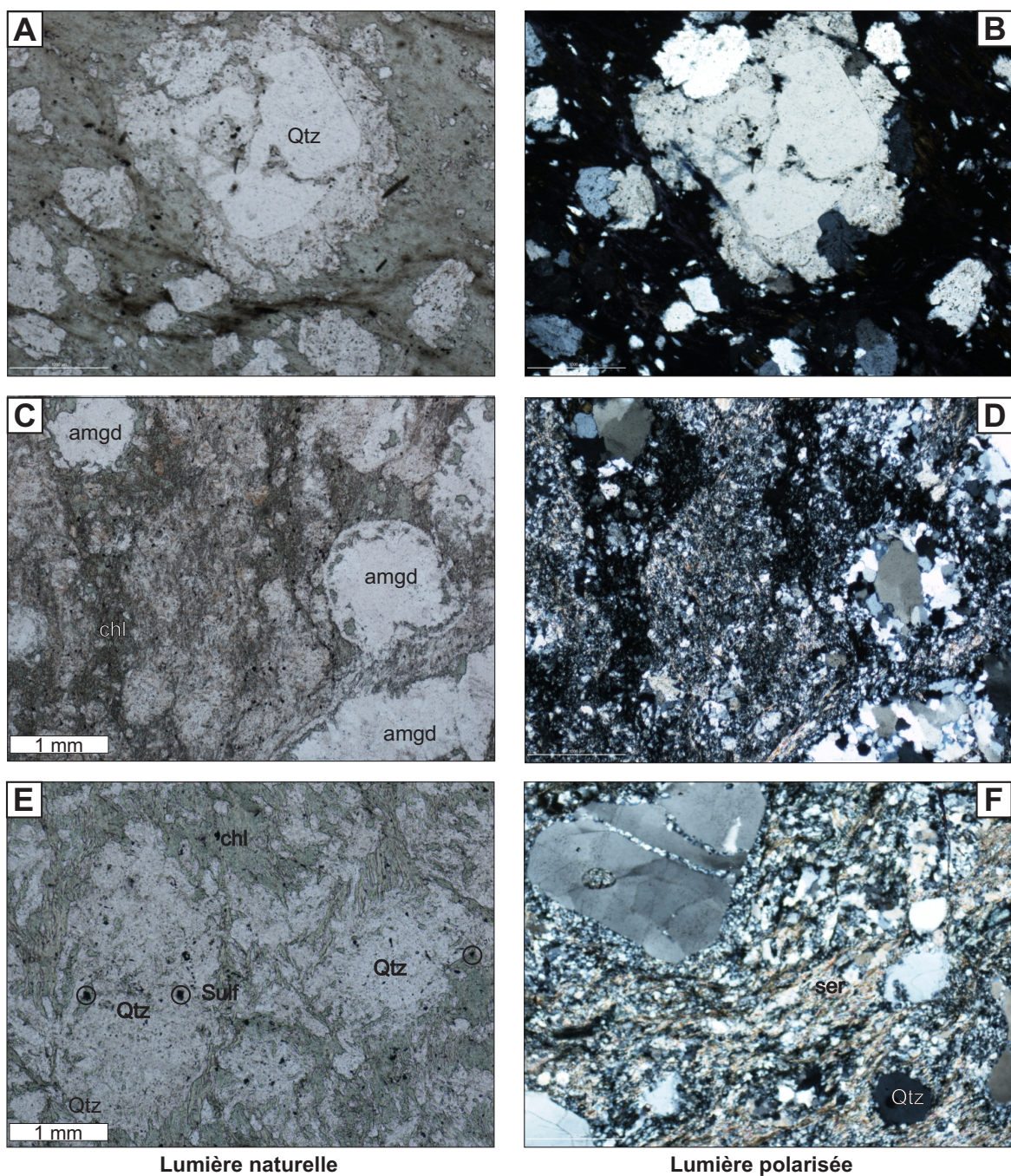


Figure 6-15 : Photomicrographies de la Rhyolite du lac Watson. (A)-(B) Échantillon du forage BRC-08-72 à 600 m montrant du quartz dans sa forme automorphe avec une auréole de réaction possiblement hydrothermale (A) en lumière naturelle et (B) en lumière polarisée. (C)-(D) échantillon de la carotte BRC-08-72 à 657 m montrant des amygdules remplies de quartz, la matrice microgrenue et la chloritisation de la matrice (C) en lumière naturelle et (D) en lumière polarisée. (E) échantillon de la carotte MC-05-18 pris à 1140 m montrant les cristaux de quartz résorbés, et la chloritisation de la matrice, ainsi que les sulfures associés à la chlorite, en lumière naturelle. (F) échantillon du forage MC-05-18 prélevé à 1060 m montrant les quartz fracturés et la matrice séricitisée. QTZ : quartz, SER : séricite, SULF : sulfure, CHL : chlorite, AMGD : amygdule.

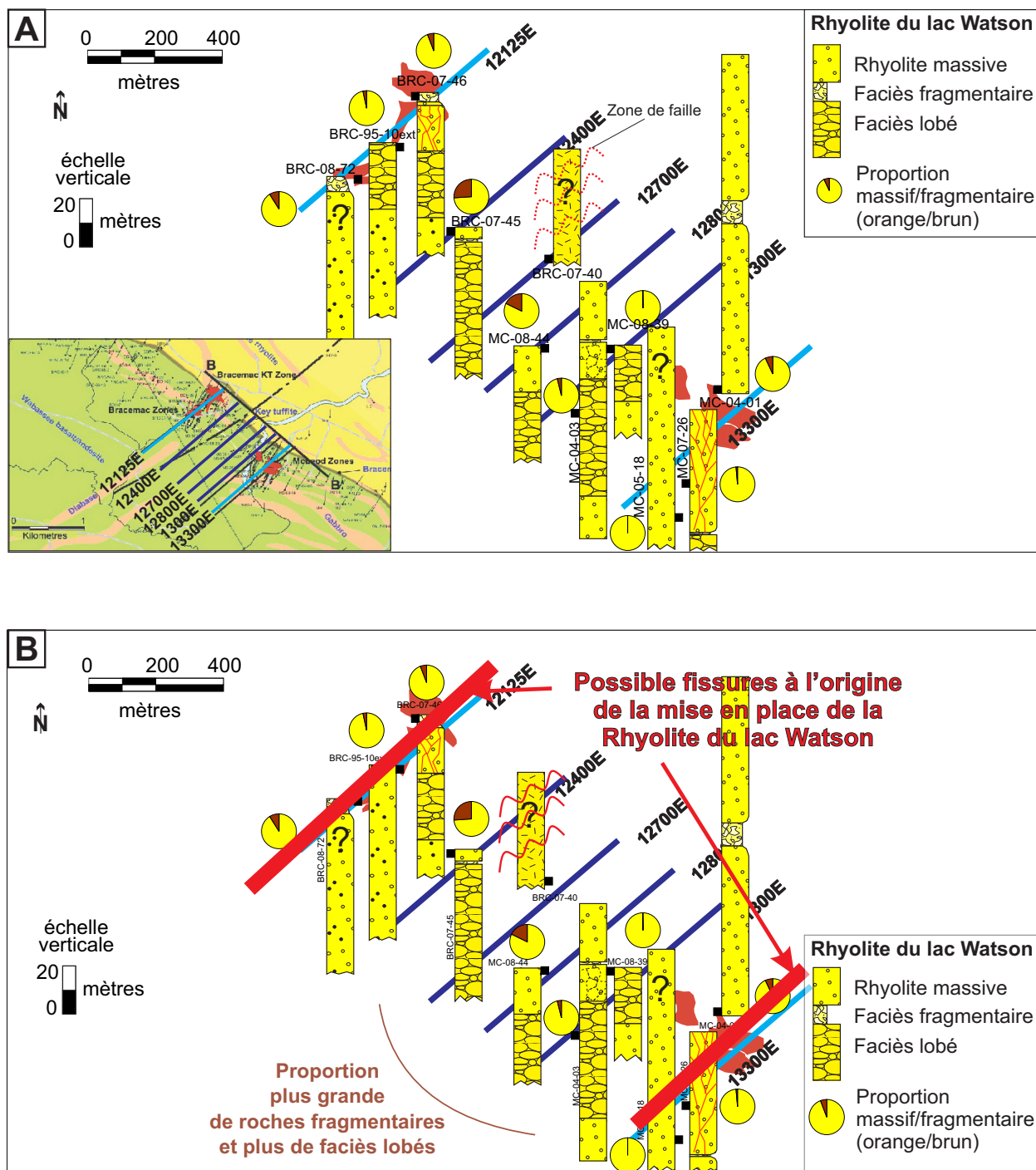


Figure 6-16 : Représentation des faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson dans le secteur de Bracemac-McLeod (A) ainsi que les interprétations (B). Les colonnes sont en épaisseur vraie.

Secteur de Persévérance

Dans le secteur de la mine Persévérance, deux sections ont été choisies (cf. Ch. 2 section 2.3.1). La première recoupe la lentille de Persévérance Main (P-main) et la seconde recoupe la lentille Équinoxe² (voir Fig. 2-12). En tout cinq forages ont été décrits en détail dans ce secteur. Aucun de ces forages ne traverse entièrement la Rhyolite du lac Watson.

Pour l'ensemble des forages documentés, les proportions de roches massives et lobées sont largement supérieures aux proportions de roches fragmentaires. Dans les trois forages de la section P-main, la proportion des faciès lobés dans la partie sommitale de cette unité augmente vers le SO (Fig. 6-17). La proportion de roches fragmentaires suit la même tendance. Ces observations permettent de supposer que le centre éruptif se situerait possiblement vers le NE à un endroit indéterminé. Il est difficile de faire d'autres interprétations vu le peu de données disponibles. Cependant, les observations faites dans ce secteur sont cohérentes avec le modèle de mise en place proposé pour les rhyolites du Flanc Sud, soit des coulées de type « lobes-hyaloclastite ».

6.4.2 Synthèse

Les faciès observés au sein de la Rhyolite du lac Watson dans les secteurs de Persévérance et de Bracemac-McLeod (tous deux séparés de dizaines de km) montre des faciès relativement proximaux à l'événement. Ainsi, la mise en place de la Rhyolite du lac Watson dans le secteur de Persévérance semble provenir d'un événement différent de ceux interprétés dans le secteur de Bracemac-McLeod.

² Au sein de la section passant par la lentille Équinoxe, deux forages ont été sélectionnés (EQ-00-41 et EQ-00-86A). Le forage EQ-00-86A ne permet pas l'observation du sommet de la Rhyolite du lac Watson, étant donné la géométrie dans ce secteur (Fig. 2-12). Le forage EQ-00-41, lui, ne traverse la Rhyolite du lac Watson que pour une très faible longueur. Ainsi les interprétations dans ce secteur prendront plus en compte les faciès observés dans la section passant par la lentille de P-main.

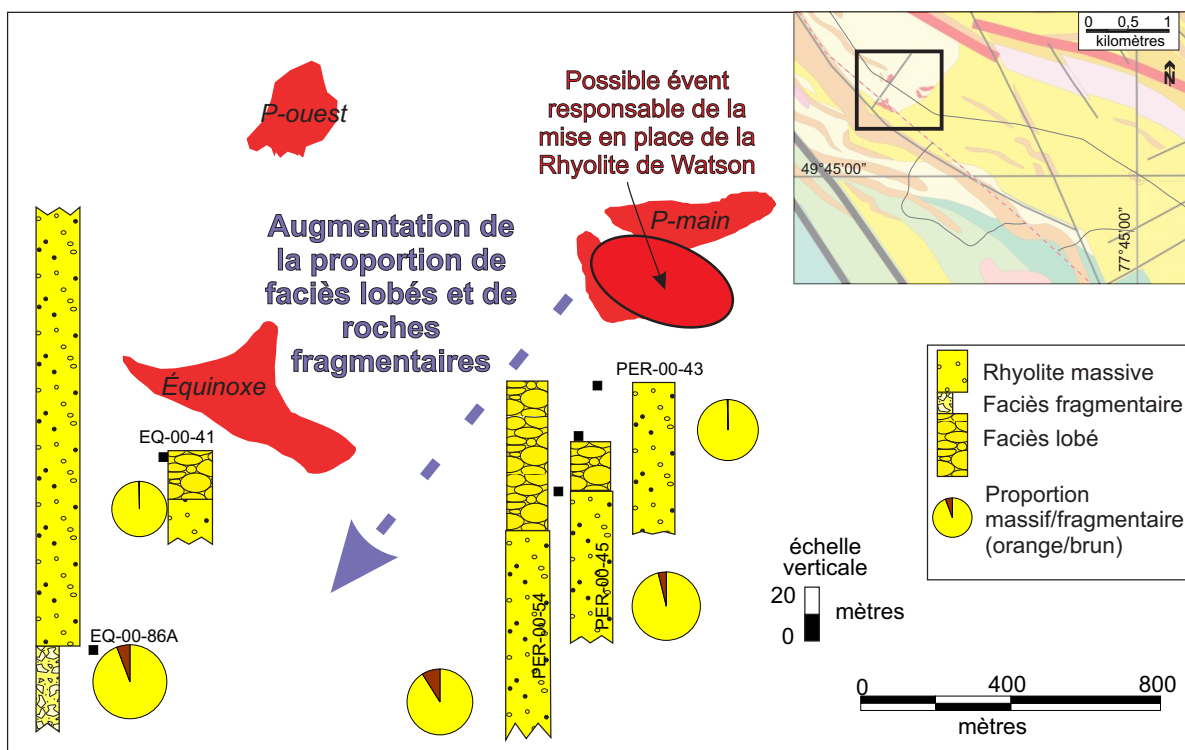


Figure 6-17: Représentation des faciès volcaniques de la Rhyolite du lac Watson observés dans le secteur de Persévérance ainsi que les interprétations associées. Les colonnes sont en épaisseur vraie.

Ainsi il est possible d'envisager plusieurs centres éruptifs pour la mise en place de la Rhyolite du lac Watson, ce qui peut ainsi expliquer l'étendue de cette unité au sein du Flanc Sud. Le modèle de mise en place serait alors une série de coulées de type « lobes-hyaloclastite » empilées et juxtaposées, provenant de multiples conduits (failles syn-volcaniques).

6.5 Autres unités felsiques

Les autres unités felsiques, soit la Dacite du lac Watson, la Dacite de Dumagami-P, la Rhyolite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-O, ont été moins étudiées que les rhyolites de Bracemac et du lac Watson mais les observations effectuées lors de cette thèse sont résumées dans cette section.

6.5.1 La Dacite du lac Watson

La Dacite du lac Watson, à la base du groupe du même nom sur le Flanc Sud, présente une épaisseur de 500 m. Cette unité a été décrite comme formée de coulées massives amygdalaires à grain fin séparées par des niveaux de hyaloclastite (Piché, 1991).

Les observations effectuées à l'échelle macroscopique (en affleurement, en forage) et à l'échelle microscopique ont mis en évidence que la Dacite du lac Watson est une lave porphyrique à quartz idiomorphes de 1 à 2 mm dont la proportion varie de trace à 15%. Les cristaux de quartz de forme automorphe présentent au microscope une surcroissance probablement hydrothermale (Fig. 6-18). Aucun phénocrystal de feldspath n'a été observé. La Dacite du lac Watson, lorsque massive, montre une texture microgrenue. La matrice est chloritisée, microgrenue et composée de cristaux de quartz et de feldspaths (Fig. 6-18). Il s'agit également d'une roche variablement amygdalaire (0-20% en affleurement) dont les vésicules elliptiques à circulaires sont remplies de quartz. Cette unité présente des faciès de lobes (50%), de hyaloclastite (1-5%), et des roches massives (45%), souvent avec des joints colonnaires, d'après les observations effectuées en affleurement pour cette étude.

Deux affleurements de Dacite du lac Watson sont sommairement décrits ici (Fig. 6-19). Le premier affleurement se situe dans la partie centrale de l'unité, en termes stratigraphiques. La roche montre des faciès lobés et de la hyaloclastite (Fig. 6-20 A). La proportion de roches fragmentaires exposée est d'environ 10% comparée à 90% de lobes. Les lobes ainsi que les fragments sont silicifiés, et le matériel interstitiel est extrêmement chloritisé. Le second affleurement se situe dans la partie sommitale de la Dacite du lac Watson (à 200 mètres du contact avec la Rhyolite du lac Watson). Des lobes sont délimités par des laminations d'écoulement laminaire (Fig. 6-20 B). Cet affleurement présente moins de roches fragmentaires, et la chloritisation est moins importante qu'au premier affleurement.

En forage, la Dacite du lac Watson est rarement intersectée (quatre forages sur la totalité du Flanc Sud). Le forage MC-04-03, situé entre les dépôts de Bracemac et de McLeod, a permis d'observer le contact entre la Dacite et la Rhyolite du lac Watson (Fig. 6-20 C). Le sommet de la dacite est composé de hyaloclastite sur une trentaine de centimètres. La figure 6-20 C illustre la séquence de lobes et de hyaloclastite intercalés.

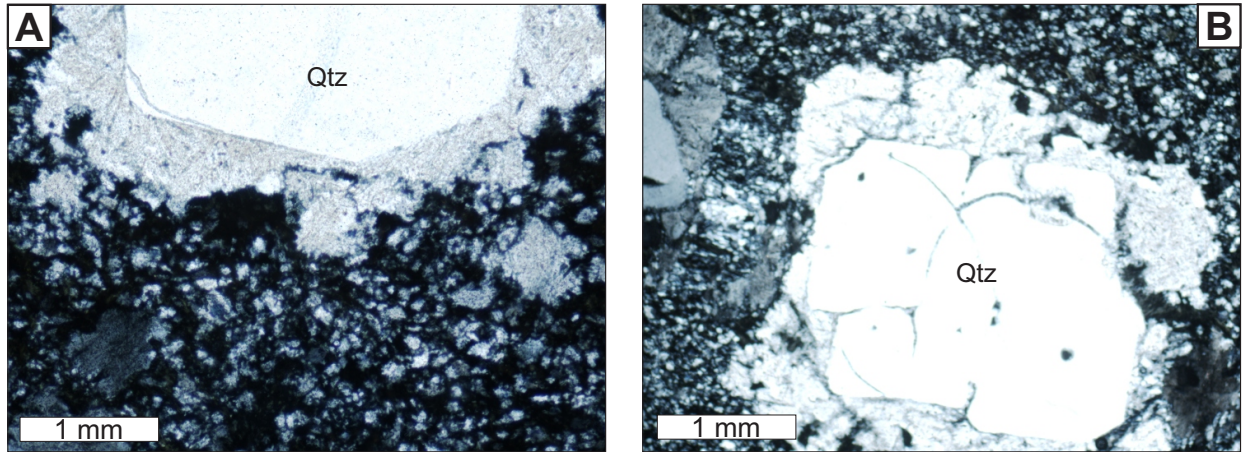


Figure 6-18: Photomicrographie de la Dacite du lac Watson pris dans un échantillon du forage MC-04-01 à 521,7 m de profondeur. Ces deux images en lumière polarisée montrent des cristaux de quartz ainsi que la matrice microgrenue.

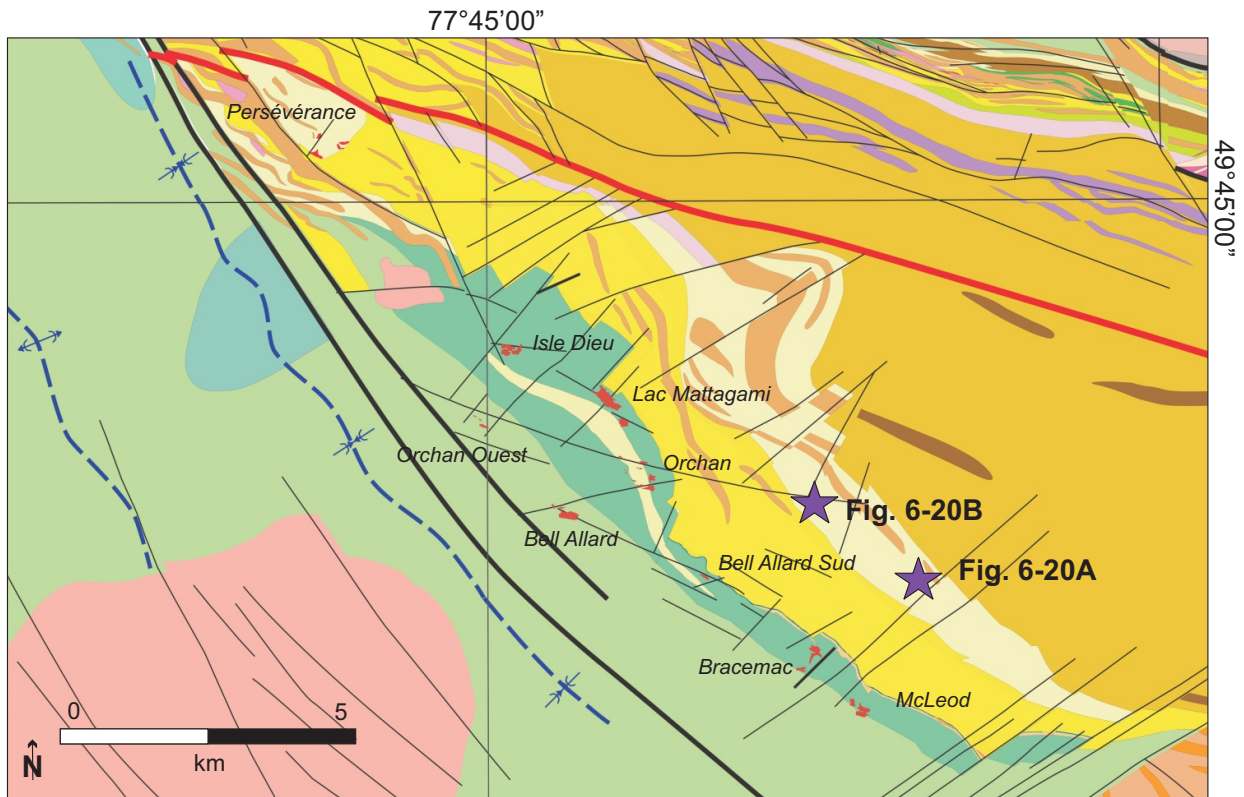


Figure 6-19: Position des deux affleurements de la Dacite du lac Watson décrits dans le texte. La légende de la carte se retrouve à la Fig. 3-1.

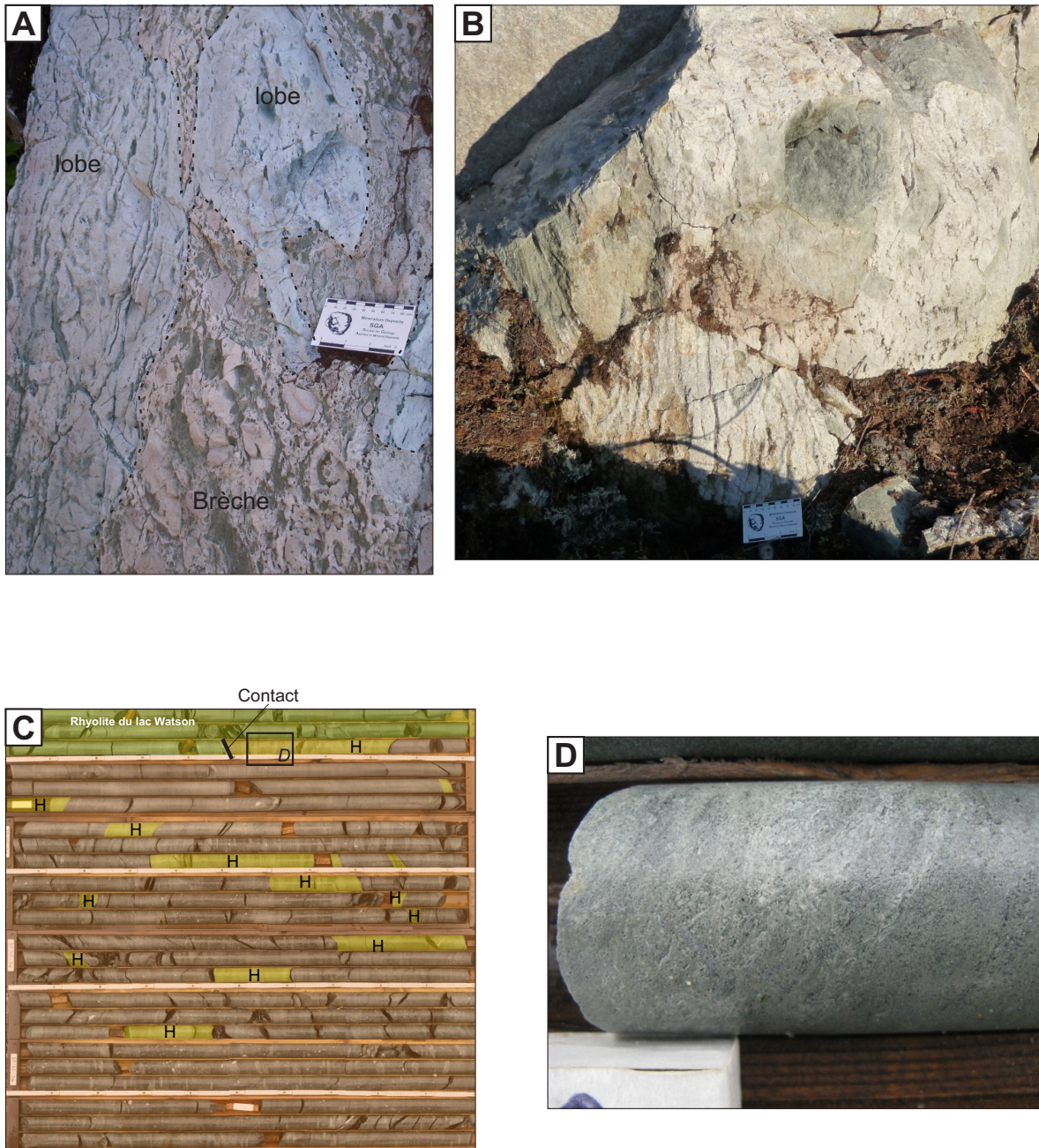


Figure 6-20: (A) Photo d'affleurement au sein de l'unité de la Dacite du lac Watson montrant une roche fragmentaire et des textures d'écoulement laminaire; (B) Photo de l'affleurement situé dans la partie sommitale de la Dacite du lac Watson montrant des textures d'écoulement laminaire (crédit photo : D. Genna); (C) Contact entre la Rhyolite du lac Watson (coloré en jaune pâle) et la Dacite du lac Watson (coloré en rose et jaune foncé) observé dans le forage MC-04-03 montrant les faciès volcaniques observés dans la Dacite du lac Watson (H pour hyaloclastite) et (D) Zoom sur la hyaloclastite présente au contact entre la Rhyolite et la Dacite du lac Watson (photo localisée sur la figure (C)).

La Dacite du lac Watson est donc clairement une unité effusive sous-marine. Les éléments d'observation, bien que limités, sont également toujours cohérents avec le modèle de coulées de type « lobes-hyaloclastite » défini pour la Rhyolite de Bracemac. Compte tenu de la grande épaisseur et de la vaste étendue de la Dacite du lac Watson, il s'agirait plausiblement de coulées juxtaposées et superposées, comme pour la Rhyolite du lac Watson.

6.5.2 Dacite de Dumagami-P

Les forages étudiés dans le secteur de Persévérance ne permettent pas l'observation de la totalité de l'épaisseur de Dacite de Dumagami-P, le sommet ayant été érodé (Arnold, 2006). Il est donc difficile d'obtenir un modèle de mise en place de cette unité.

La Dacite de Dumagami-P est une roche porphyrique à quartz dont la proportion en est de 5 à 10 % (Figs. 6-21). Aucun phénocristal de feldspath n'a été observé. Sa particularité est l'abondance de sphérolites (10-20 %) qui à l'échelle macroscopique est visible par le contraste entre les sphérolites blancs et la matrice chloritisée. La chloritisation est intense dans les échantillons étudiés, et à l'échelle microscopique, les sphérules sont visiblement altérées, partiellement remplacées par la chlorite (Fig. 6-21 E-F). La présence de sulfures (de trace à 5 %) est toujours associée aux veines de chlorite.

Les descriptions obtenues sur la base de la Dacite de Dumagami-P montrent que cette unité est constituée principalement de faciès lobés (Figs. 6-3 A, 6-22). La base du forage le plus à l'ENE (PER-00-43) débute avec des faciès massifs, alors que les quatre autres forages commencent, eux, par des faciès lobés. Le forage à l'ouest, EQ-00-41, montre des niveaux de hyaloclastite, caractéristiques des zones plus distales.

Les textures volcaniques observées permettent d'affirmer qu'il s'agit d'une lave effusive sous-marine, vu la présence de lobes et de hyaloclastite (Fig. 6-22). Les faciès volcaniques de cette unité sont cohérents avec le modèle de « lobes-hyaloclastite » proposé pour la mise en place des unités felsiques sur le Flanc Sud.

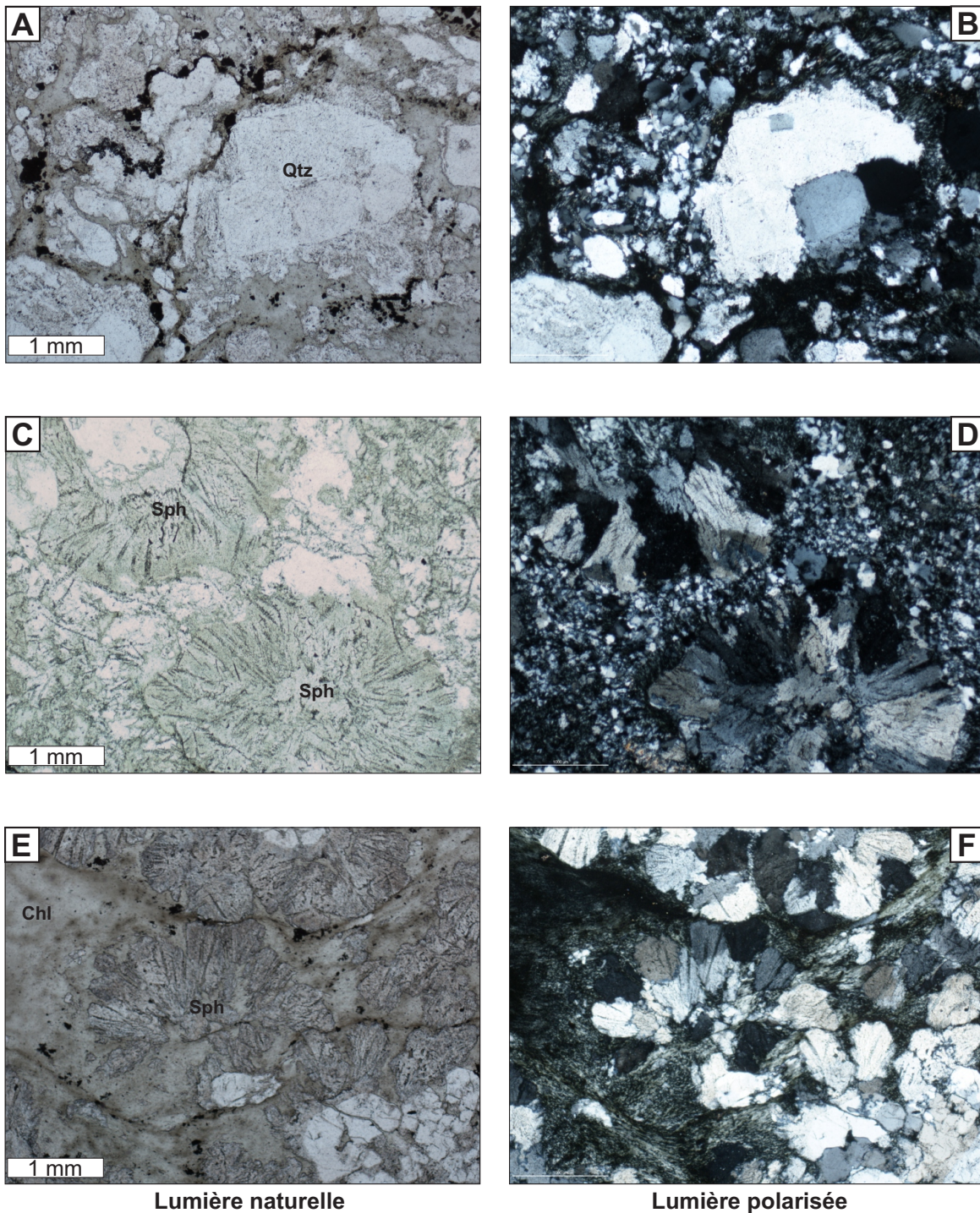


Figure 6-21: Photomicrographie de la Dacitède Dumagami-P. (A) et (B) échantillon prélevé dans le forage EQ-00-41 au sein de l'intervalle daté (Cf. Ch. 5) montrant l'aspect porphyrique de la roche, et l'association de la chlorite avec les sulfures. (C) et (D) Échantillon du forage PER-00-45 pris à 54 m montrant des sphérolites chloritisés et la matrice microgrenue. (E) et (F) Toujours au sein du forage PER-00-45, à 98 m de profondeur, les sphérolites sont altérées par la chlorite.

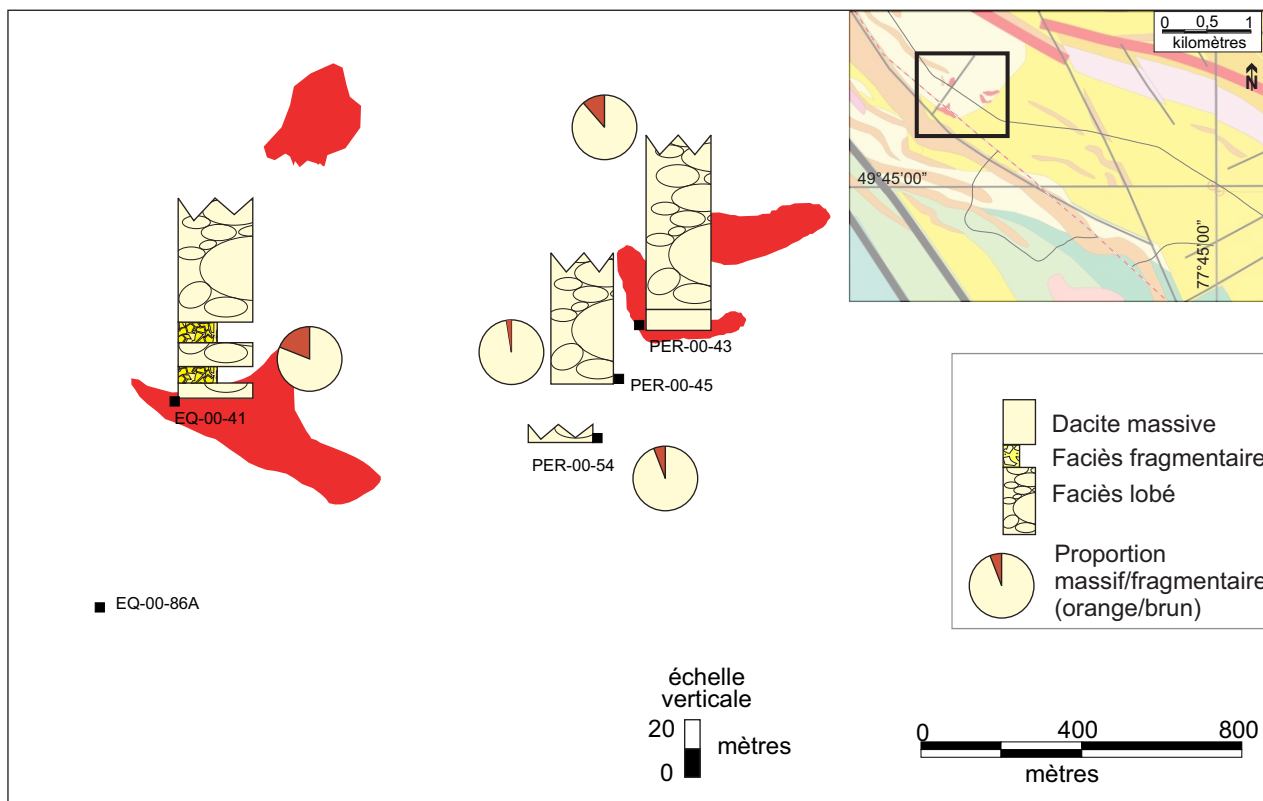


Figure 6-22: Représentation des faciès volcaniques de la Dacite de Dumagami-P observés dans le secteur de Persévérance et les interprétations associées. Les colonnes sont en épaisseur vraie.

6.5.1 Rhyolite de Dumagami-O

Dans la partie centrale du Flanc Sud, la Rhyolite de Dumagami-O a pu être observée sur toute son épaisseur au sein de deux forages (OR-01-32 et OR-90-13) espacés de 700 m. Les faciès volcaniques observés montrent des lobes ainsi que des niveaux de hyaloclastite, et des roches massives (cf. Fig. 4-11 et 2-10). L'épaisseur vraie de la Rhyolite de Dumagami-O dans le forage OR-01-32 est de 12 m, et dans le forage OR-90-13 de 55 m.

Au sein du forage OR-90-13, la rhyolite contient de nombreux lobes séparés par de la hyaloclastite. La taille moyenne des lobes est de 80 cm, variant de 18 cm à 2,7 m. Il faut rappeler que l'architecture de lobes felsiques est chaotique, et que le forage peut traverser les lobes sous de nombreux angles. Cependant en prenant en considération le fait qu'on traverse les lobes perpendiculairement, leur taille indique une position distale avec le centre effusif. Dans le forage OR-01-32, la Rhyolite de Dumagami-O est massive, porphyrique à quartz idiomorphe

(2-6 %, submillimétrique à 2-3 mm). Aucun feldspath n'a été observé. Les amygdules sont remplies de quartz et quelques unes contiennent également de la pyrite.

Il est difficile de corréler ces deux forages entre eux étant donné la distance les séparant. Cependant, les faciès et les proportions des faciès observés sont encore une fois cohérents avec le modèle de coulée de type « lobes-hyaloclastite ».

6.5.2 Dacite de Dumagami-O

Le contact entre la Dacite de Dumagami-O et la Rhyolite de Dumagami-O se fait dans les deux forages étudiés par un niveau de hyaloclastite (Fig. 4-7). Dans le forage OR-01-32, la Dacite de Dumagami-O se retrouve à deux niveaux stratigraphiques : sous la Rhyolite de Dumagami-O comme dans le forage OR-90-13, mais également plus haut dans la stratigraphie. L'épaisseur vraie de la Dacite de Dumagami-O dans le forage OR-01-32 est de 56 m, dans le forage OR-90-13 de 88 m.

Au sein des deux forages étudiés, la Dacite de Dumagami-O se trouvant sous la Rhyolite de Dumagami-O montre des faciès massifs uniquement. Cette unité est porphyrique à quartz automorphe de 2-3 mm en taille et 2-6 % en proportion. La proportion des sphérules varie au cours de l'intervalle intersecté (0-15 %), et elles sont de l'ordre du millimètre. Des textures d'écoulement laminaire sont visibles à la base et au sommet de cette unité.

Au niveau de la Dacite de Dumagami-O située plus haut dans le forage OR-01-32, les faciès observés sont des lobes reconnaissables grâce à la variation dans les sphérules. S'ajoutent à ces observations des niveaux de hyaloclastite d'une dizaine de centimètres présentant des fragments millimétriques anguleux, présents entre chaque lobe.

6.6 Les unités mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee à Bracemac-McLeod

Seules deux unités mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabassee sont présentées ici pour le secteur de Bracemac-McLeod: l'Andésite Inférieure et le Basalte Supérieur. Les

forages étudiés sont les mêmes que pour les roches felsiques (cf. section 2.3.1).

6.6.1 Andésite Inférieure

L'Andésite Inférieure est décrite comme une unité d'environ 120 m d'épaisseur (Adair *et al.*, 2009). Les mesures d'épaisseur vraie effectuées au sein des forages du secteur de Bracemac-McLeod donnent une épaisseur moyenne de 90 m, un minimum de 54 m et un maximum de 108 m. La différence d'épaisseur entre cette étude et celle d'Adair *et al.* (2009), provient du fait que cette étude a enlevé les dykes dans le calcul de l'épaisseur vraie.

La répartition des faciès volcaniques observés est montrée à la figure 6-23. Sont présents des laves massives à coussinées avec des niveaux variables de brèches de coussins et de hyaloclastite.

- Quatre forages ne contiennent que des faciès massifs : au niveau de la lentille de Bracemac les forages BRC-07-82 et BRC-95-10, qui sont très proches en profondeur, ainsi que les forages MC-04-03 et MC-08-39.
- Le forage BRC-07-45 débute également par une forte épaisseur d'andésite massive.
- Au niveau des épaisseurs vraies, l'unité semble être moins épaisse au niveau des forages MC-04-03 et MC-08-39 (Tab. 6-1).

L'aspect chaotique apparent de la distribution des faciès provient de l'espacement des forages étudiés, les sections étant distantes d'environ 200 m. En étudiant les variations au sein d'une même section, c.-à-d. avec des forages espacés d'environ 50 m, il est possible d'apprécier les variations rapides de faciès au sein des unités mafiques à intermédiaires (Fig. 6-23 B). La section 13300E montre une augmentation des faciès coussinés en vers le SO, alors que les laves massives deviennent moins abondantes. Dans la même direction, les épaisseurs vraies diminuent légèrement. Ces observations sont cohérentes avec un évent potentiel vers le NE, le forage MC-04-01 étant ainsi le plus proximal dans cette section.

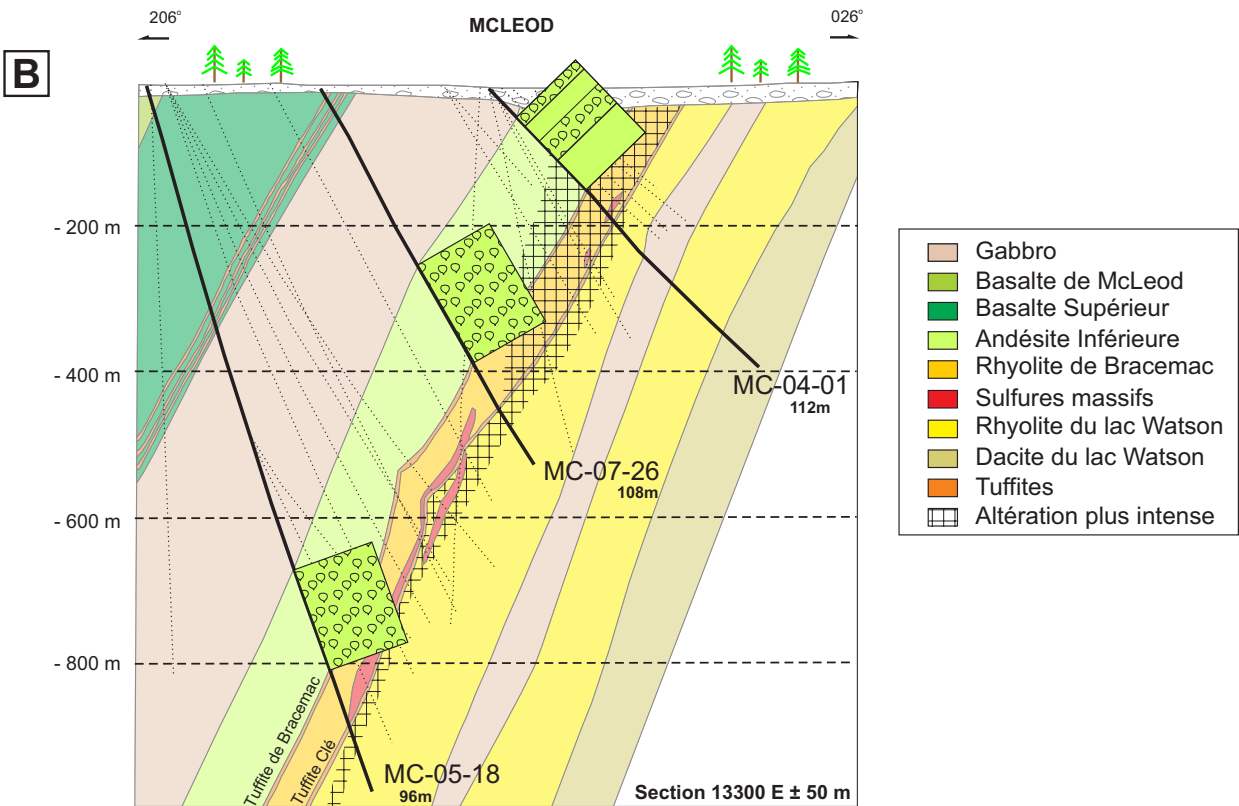
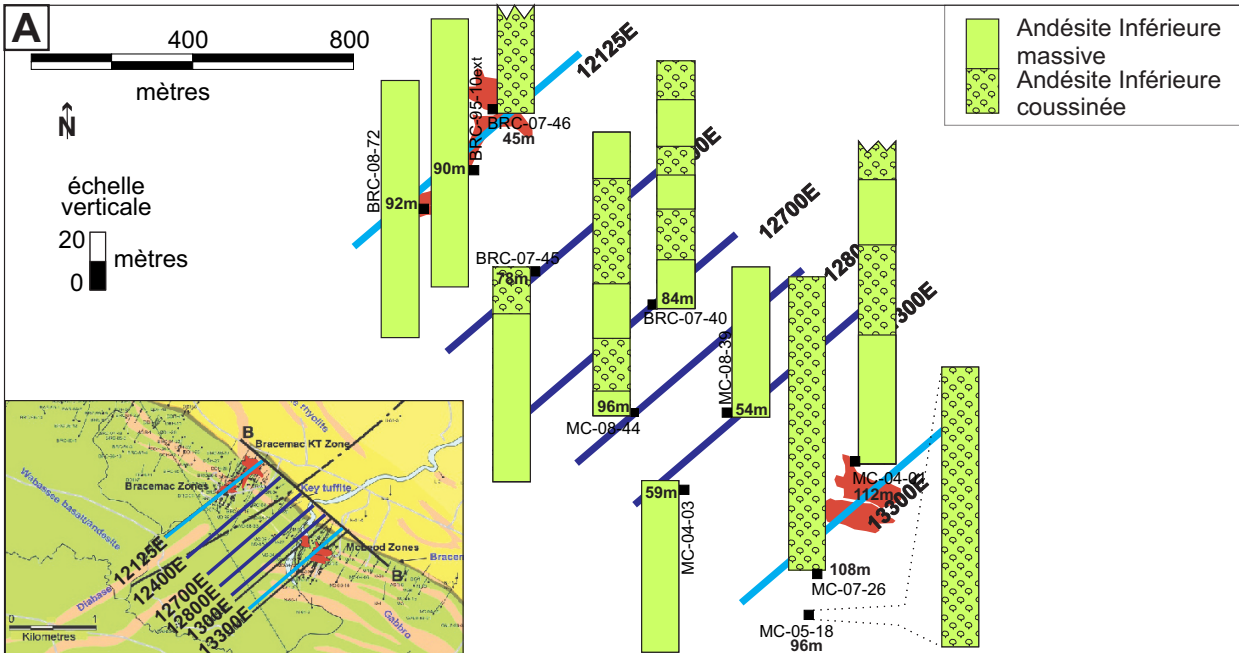


Figure 6-23: Représentation des faciès volcaniques de l'Andésite Inférieure observés (A) dans le secteur de Bracemac-McLeod, les colonnes représentant les épaisseurs vraies; (B) au sein de la section 13300 E au niveau de la lentille de McLeod. Les épaisseurs vraies sont écrites proches des collets sur la figure A et au niveau du noms des forages sur la figure B.

De façon générale, l'épaisseur importante de l'Andésite Inférieure, combinée avec des variations de faciès rapides, suggère une superposition et juxtaposition de plusieurs coulées de lave sous-marines. Les variations d'épaisseur peuvent avoir été contrôlées en partie par un fond marin accidenté, possiblement dû à l'activité de failles.

6.6.2 Basalte Supérieur

Le Groupe de Wabassee continue ensuite avec le Basalte Supérieur, une unité contenant quelques niveaux discontinus de tuffite (Adair *et al.*, 2009). Les observations effectuées ici montrent des laves massives à coussinées, comprenant un certain nombre de niveaux fragmentaires, que ce soit de la hyaloclastite typique ou des brèches de coulées (Fig. 6-24).

Le Basalte Supérieur est une unité particulièrement épaisse, d'après les épaisseurs vraies calculées. Dans le forage MC-04-03, cette unité fait 267 m et le sommet n'est pas encore atteint (Tab. 6-1). À l'échelle régionale, cette unité est retrouvée sur des dizaines de kilomètres latéralement (Fig. 3-1), suggérant une plaine de lave tholéiitique.

Les variations latérales de faciès volcaniques sont importantes sur des petites distances, ce qui rend l'interprétation à l'échelle du secteur de Bracemac-McLeod complexe (compilation des faciès non montrée), mais reflète probablement de nombreuses coulées de lave comme pour l'Andésite Inférieure.

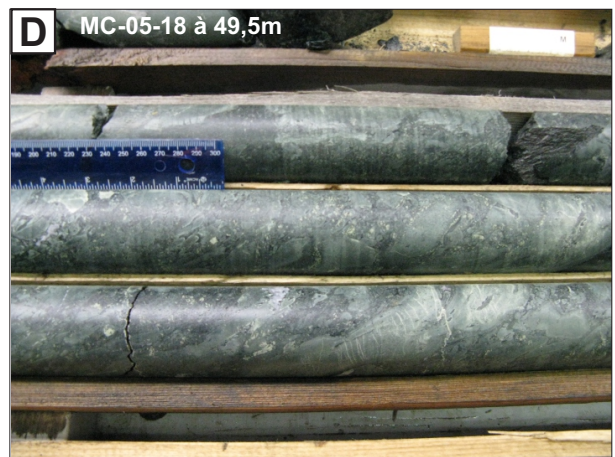
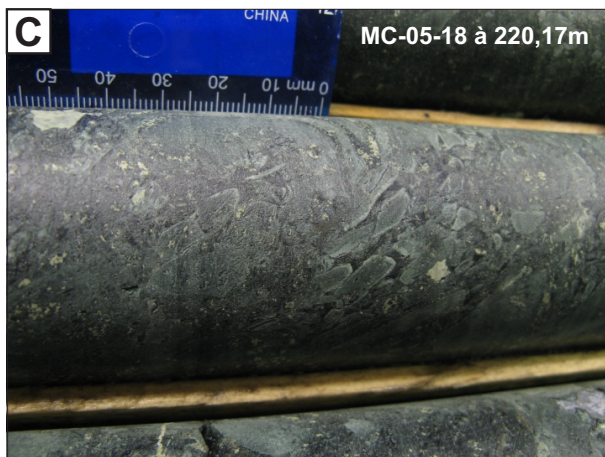
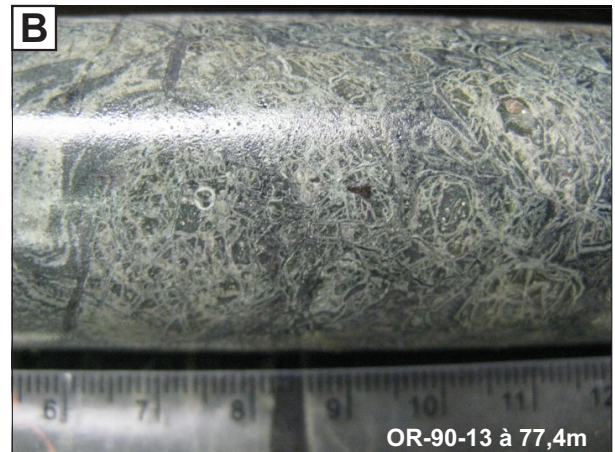


Figure 6-24 : Photos des faciès volcaniques au sein du Basalte Supérieur: (A) coussin de lave entier montrant toutes les caractéristiques typiques : (i) cœur de coussin massif et amygdalaire, (ii) bordure figée, (iii) hyaloclastite; (B) hyaloclastite; (C) et (D) brèches de coulées montrant des fragments de coussins; et (E) faciès gloméro-porphyrique avec des phénocristaux de feldspaths.

Tableau 6-1 : Récapitulatif des épaisseurs vraies calculées en mètres pour les unités dans le secteur de Bracemac-McLeod. Les astérisques * indiquent que le forage ne traverse pas la totalité de l'unité.

Section	Forage	Basalte Supérieur	Andésite Inférieure	Rhyolite de Bracemac	Rhyolite du lac Watson
12125	BRC-08-72	87*	92	30	74*
12125	BRC-07-46	*	45*	38	66*
12125	BRC-95-10 EXT	89*	90	29	72*
12400	BRC-07-45	53*	78	37	64*
13300	MC-05-18	85	96	20	93*
13300	MC-07-26	198	108	32	59*
13300	MC-04-01	*	112*	44	143
13000	MC-04-03	267*	59	22	109*
13000	MC-08-39	58*	54	32	39*
12800	MC-08-44	104*	96	49	49*
12700	BRC-07-40	62*	84	35	51*

6.7 Conclusions

Les travaux de volcanologie physique ont montré que:

- Les unités felsiques du Flanc Sud se mettent toutes en place sous la forme d'une ou de plusieurs coulées de lave de type lobes-hyaloclastite (Rhyolite de Bracemac: une coulée; la plupart des autres unités felsiques: plusieurs).
- La proportion de roches fragmentaires au sein des laves felsiques est globalement plus importante que présumée, notamment au sommet de la Rhyolite du Lac Watson, ce qui a eu de l'influence sur la circulation des fluides hydrothermaux (Ch. 7).
- La mise en place de la Rhyolite du lac Watson se fait selon plusieurs événements, et cette unité est constituée d'un enchevêtrement de coulées de type lobes-hyaloclastite, ce qui explique son étendue sur le Flanc Sud.
- Les centres éruptifs responsables de la Rhyolite du lac Watson du secteur de Bracemac-McLeod sont situés à la même position que les lentilles de Bracemac et de

McLeod.

- La Rhyolite de Bracemac semble être issue d'un unique événement, situé entre les gisements de Bracemac et de McLeod, selon les variations d'épaisseurs et de faciès.
- Les variations de faciès au sein des roches mafiques à intermédiaires ne permettent pas de déterminer leurs centres éruptifs à l'échelle d'observation retenue pour ce projet, et des observations plus resserrées seraient nécessaires pour obtenir des informations à ce sujet. Toutefois, il est clair que l'Andésite Inférieure et le Basalte Supérieur sont formés chacune de multiples coulées de lave sous-marines.

CHAPITRE 7: DISCUSSION

Ce chapitre présente une discussion visant l'intégration des résultats présentés dans les précédents chapitres pour expliquer l'évolution géologique du secteur de Matagami. Tout d'abord la reconstruction schématique de l'architecture volcanique du Flanc Sud, qui intègre les résultats de géochimie, de géochronologie et de volcanologie physique, est présentée (7.1). En seconde partie, des modèles de mise en place de la minéralisation sont présentés, faisant le lien entre la volcanologie et la minéralisation (7.2). Une discussion sur la pétrogenèse et l'environnement tectonique des laves à Matagami clôt ce chapitre (7.3).

7.1 Reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud

Les travaux de ce doctorat sont intégrés dans une reconstruction schématique de la formation des roches volcaniques et des gisements du Flanc Sud au cours du temps (Fig. 7-1).

7.1.1 Paysage initial

L'hypothétique paysage initial (pré-Dacite du lac Watson) de cette reconstruction est un plancher océanique mafique en extension, possiblement dans un environnement d'arrière-arc. Le dit plancher océanique, dont ni l'âge ni l'épaisseur ne sont connus, pourrait appartenir à l'assemblage de Deloro ou à un assemblage antérieur comme celui de Pacaud¹ (Ayer *et al.*, 2002; Thurston *et al.*, 2008). L'environnement d'arrière-arc est supporté par la chimie des roches volcaniques du secteur à l'étude, en particulier les éléments en traces des laves mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabasee, par analogie avec les environnements volcaniques phanérozoïques (sections 4.5 et 7.3).

¹ Des roches appartenant à l'assemblage de Pacaud n'ont pas été identifiées à Matagami, mais pourraient possiblement exister en profondeur.

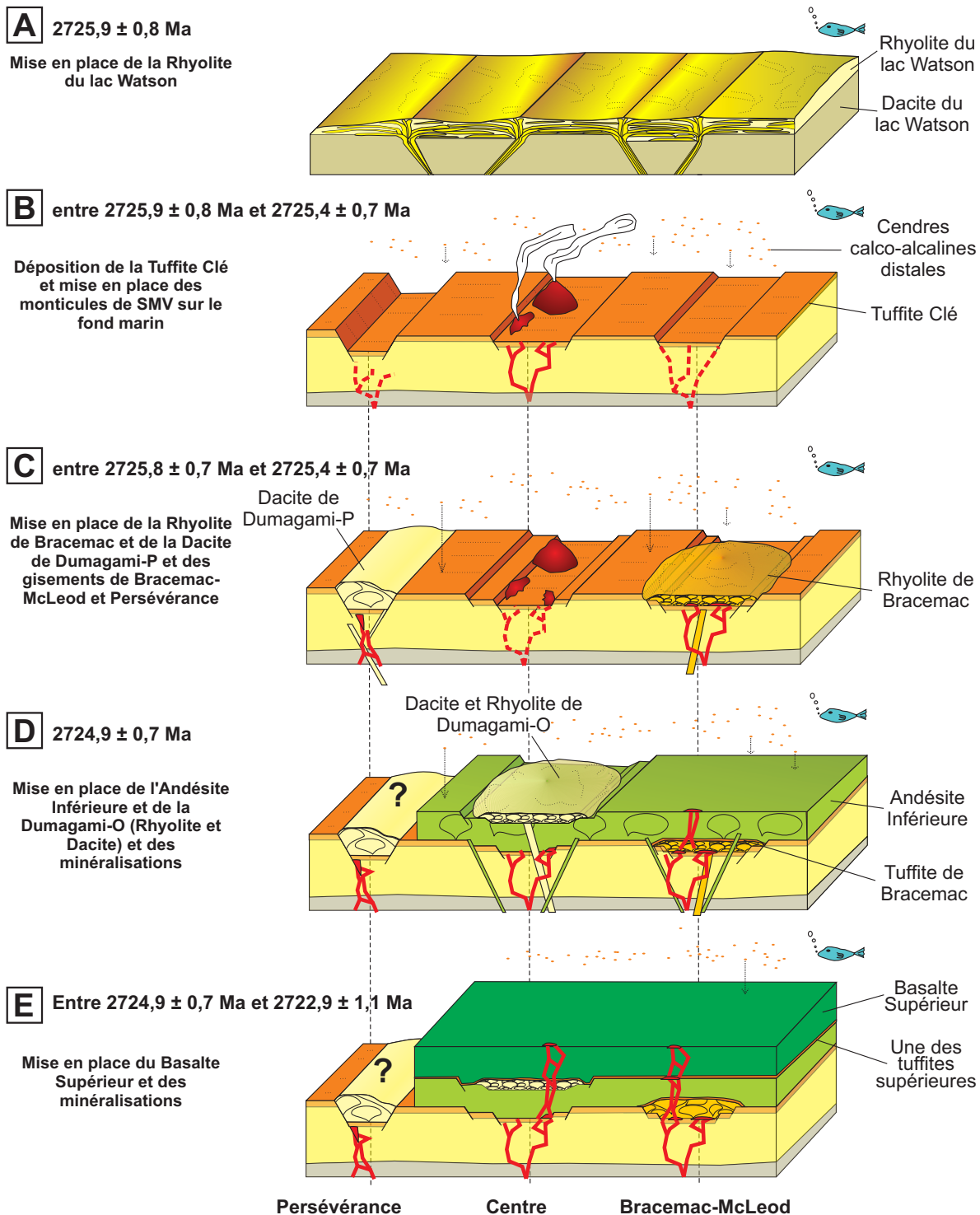


Figure 7-1 : Reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud de Matagami. La figure (A) illustre la mise en place schématique de la Rhyolite du lac Watson, mais ne caractérise pas de secteurs particuliers. À partir de la figure (B), la présence d'horst-graben illustre le système en extension. Les secteurs de Bracemac-McLeod, du centre du Flanc Sud et de Persévérance, se situent possiblement au sein de grabens. L'image n'est pas à l'échelle et n'est qu'explicative du phénomène de mise en place des unités.

Le contexte extensif est supporté par la nature bimodale des roches volcaniques du Flanc Sud, typique des environnements de rift (p. ex. Barrett et MacLean, 1999; Sillitoe et Hedenquist, 2003), et la présence de gisements de SMV dans la séquence (Barrie et Hannington, 1999; Franklin *et al.*, 2005; Galley *et al.*, 2007).

Il est très probable qu'un plancher océanique mafique ait été présent avant le dépôt de la Dacite puis de la Rhyolite du lac Watson à l'échelle régionale incluant le Flanc Sud; une unité basaltique se trouve d'ailleurs stratigraphiquement sous les unités felsiques du Flanc Nord (voir Ch. 1). Ces basaltes ne sont pas préservés sur le Flanc Sud possiblement à cause de la mise en place intrusive du Complexe de la rivière Bell (CRB) qui tronque une partie de la stratigraphie dans ce secteur.

Des failles synvolcaniques, probablement à mouvement normal, sont nécessaires pour expliquer les variations rapides d'épaisseurs de certaines unités volcaniques, par exemple la Rhyolite de Dumagami-P à Persévérance, plus haut dans la séquence (Arnold, 2006). De plus, des failles synvolcaniques contrôlent la distribution de l'altération et de la minéralisation pour plusieurs gisements du Flanc Sud (Arnold, 2006; Adair *et al.*, 2009). On peut donc imaginer que de telles failles existaient déjà avant le dépôt des unités felsiques du Groupe du lac Watson.

La base stratigraphique du Flanc Sud est actuellement formée par la Dacite du lac Watson. Cependant cette unité a été insuffisamment étudiée pour être intégrée dans le modèle présenté ici (Fig. 7-1). Ainsi, la reconstruction du Flanc Sud proposée débute avec la mise en place de la Rhyolite du lac Watson. Malgré le manque d'information, les données de volcanologie recueillies au sein de la Dacite sont cohérentes avec le modèle de coulées lobes-hyaloclastite présenté pour les roches felsiques du Flanc Sud. L'hypothèse de sa mise en place est donc similaire à celle proposée pour la Rhyolite du lac Watson.

7.1.2 Mise en place de la Rhyolite du lac Watson

Contrainte temporelle

Un premier âge de $2724,5 \pm 1,8$ Ma avait été obtenu pour la Rhyolite du lac Watson (Mortensen, 1993). Les travaux présentés ici ont permis de raffiner cette datation (Ch. 5). Le

sommet de la Rhyolite du lac Watson a ainsi été daté à $2725,9 \pm 0,8$ Ma dans le secteur de Bracemac-McLeod (Ross *et al.*, 2014).

Mise en place des roches volcaniques

La proportion de roches fragmentaires dans la Rhyolite du lac Watson est plus importante que celle présumée au début du projet, du moins localement, et les proportions des faciès volcaniques suggèrent des coulées de type lobes-hyaloclastite. Plusieurs événements volcaniques sont actifs au cours du temps et dans l'espace, comme les études dans le secteur de Bracemac-McLeod et Persévérance le montrent (Ch. 6). La mise en place de la Rhyolite du lac Watson à l'échelle du Flanc Sud se fait donc par un enchevêtrement et une superposition de coulées de rhyolite, provenant de plusieurs événements possibles (Fig. 7-1 A). Le grand volume et la grande étendue de cette unité s'expliquent donc par la combinaison de plusieurs coulées de lave, plutôt que par une unique coulée géante comparable à celles de la Plaine de Snake River aux États-Unis (section 2.3.4).

7.1.3 Déposition de la Tuffite Clé et mise en place de plusieurs lentilles de sulfures massifs

Contrainte temporelle

La période de déposition de la Tuffite Clé et des gisements positionnés au même niveau stratigraphique est contrainte par l'âge de la rhyolite située en dessous (Rhyolite du lac Watson) et l'âge des unités felsiques situées au dessus (Rhyolite de Bracemac et Dacite de Dumagami-P). L'âge maximal de cristallisation de la Rhyolite du lac Watson (2726,7 Ma) représente le possible début de la déposition de la Tuffite Clé, bien qu'il est plus probable que cet événement ait commencé plus tard. Les âges de la Rhyolite de Bracemac (âge minimal de 2725,1 Ma) et de la Dacite de Dumagami-P (âge minimal de 2724,7 Ma) représentent la fin possible de déposition de la Tuffite Clé selon les secteurs, bien qu'il soit plus probable que cet événement ait finit plus tôt. Ainsi la déposition de la Tuffite Clé (et des gisements associés) pourrait avoir duré jusqu'à 2 Ma, mais, si les valeurs centrales des âges sont prises en compte, la période de temps est plutôt de l'ordre de 0,5 Ma (cf. Ch. 5).

Mise en place de la Tuffite Clé

La Tuffite Clé représente une pause dans le volcanisme effusif du Flanc Sud (Liaghat et MacLean, 1992). Elle recouvre la Rhyolite du lac Watson sur la totalité du Flanc Sud, grâce à la sédimentation de particules de cendres volcaniques (Liaghat et MacLean 1992; Genna *et al.*, 2013; Fig. 7-1 B). La granulométrie fine et la composition calco-alkaline de la tuffite, alors que les laves encaissantes sont plutôt tholéitiques à transitionnelles, laissent supposer une source distale (p. ex. McPhie *et al.*, 1993). Il est intéressant de noter que les tuffites supérieures, plus haut dans la séquence, ont aussi une composition calco-alkaline, alors que les roches encaissantes (p. ex. le Basalte Supérieur) sont toujours tholéitiques. Genna *et al.* (2013) suggèrent que la Tuffite Clé est composée d'un tuf homogène de composition andésitique transitionnelle à calco-alkaline ($Zr/Y \approx 6$ pour le protolite calculé pour la Tuffite Clé, D. Genna, *comm. pers.*, 2013). D'après cette étude, la Tuffite Clé n'aurait pas de composante exhalative, mais est très altérée près des gisements. Ici, les cendres volcaniques formant la Tuffite Clé sont proposées provenir d'éruptions explosives de volcans situés au niveau d'un arc volcanique actif. Cet arc serait situé à une certaine distance du Flanc Sud, ce qui explique que le dépôt soit uniquement composé de cendres et qu'aucune lave calco-alkaline ne soit intercalée dans les laves tholéitiques à transitionnelles du Flanc Sud.

Le Tuf de New Hosco, sur le Flanc Nord, représenterait un phénomène similaire (roches volcanoclastiques d'affinité calco-alkaline intercalées dans une séquence de laves d'affinité différente), mais est plus grossier (possiblement plus proximal et / ou lié à un transport latéral). Il est alors possible d'imaginer un arc volcanique calco-alkalin, situé à des kilomètres ou dizaines de km du Flanc Sud, actif simultanément aux éruptions effusives sous-marines du Flanc Sud, mais dont les dépôts ne sont préservés que dans les tuffites. Cette supposition est compatible avec l'environnement d'arrière-arc évoqué plus tôt pour le Flanc Sud.

Activité hydrothermale et minéralisation

Lors du hiatus effusif marqué par la déposition de la tuffite clé, les gisements de la partie centrale du Flanc Sud se sont formés sur le fond marin (Fig. 7-1 B). La forme de ces gisements (Mattagami Lake, Orchan, Isle Dieu et Bell Allard) présente un monticule/lentille et une pipe sous-jacente minéralisée, typique des gisements mis en place dans les séquences dominées par les laves. L'activité hydrothermale débute aussi dans les secteurs de Bracemac-

McLeod, et probablement le dépôt de sulfures par remplacement dans la Rhyolite du lac Watson et la Tuffite Clé commence également à ce moment là aussi. Ceci correspond également au modèle proposé par Genna *et al.* (2013) d'après l'étude de la Tuffite Clé dans ce secteur. Ainsi, la création des gisements du Flanc Sud formés par remplacement (p. ex. Bracemac-McLeod et Persévérance) a pu se produire ou débiter durant la déposition de la Tuffite Clé (voir discussion 7.2.3). Donc, quelque soit le type de gisement (monticule, tabulaire ou dans une faille), il peut se former à cette étape, ce qui en fait un moment critique dans l'évolution métallogénique de la région.

Les modélisations de panaches hydrothermaux de Carr *et al.* (2008) créées par la présence d'une intrusion en profondeur illustrent au départ l'apparition d'un panache hydrothermal principal. Au cours de l'évolution du système modélisé dans cette étude, de plus petites cellules sont créées et leur expression en surface est déplacée par rapport au panache principal. Il est difficile d'appliquer géographiquement cette modélisation au camp de Matagami, mais ceci montre tout de même la possibilité d'avoir une évolution dans le temps de l'intensité et la position de plusieurs panaches thermiques.

7.1.4 Mise en place de la Rhyolite de Bracemac et de la Dacite de Dumagami-P

Contrainte temporelle

Les âges obtenus pour la Rhyolite de Bracemac et la Dacite de Dumagami-P sont respectivement $2725,8 \pm 0,7$ Ma et $2725,4 \pm 0,7$ Ma (Ch. 5). Les âges sont similaires dans les barres d'erreur. Cependant, en prenant la tendance centrale, la Rhyolite de Bracemac est légèrement plus ancienne que la Dacite de Dumagami-P (2725,8 Ma vs. 2725,4 Ma).

Mise en place des unités

La Rhyolite de Bracemac se met en place par un événement unique, entre les gisements de Bracemac et McLeod (Ch. 6; Fig. 7-1 C). Son épanchement se fait par une seule coulée de lobes-hyaloclastite.

La Dacite de Dumagami-P est confinée au secteur de Persévérance, à cause d'un graben qui restreint l'extension latérale de cette unité (Arnold, 2006), hypothèse qui est conservée dans le modèle présenté. Les travaux présentés ici ne permettent pas d'affirmer si la Dacite de Dumagami-P est issu d'un événement unique ou de plusieurs centres effusifs. Le modèle de mise en place pour cette unité est également celui des coulées de lobes-hyaloclastite. Il est cependant possible que l'Andésite Inférieure, présente sur le reste du Flanc Sud, se soit mise en place avant la Dacite de Dumagami-P, mais qu'elle ne se soit pas déposée dans le secteur de Persévérance. Le modèle présenté ici a choisi d'illustrer une mise en place pré-Andésite Inférieure.

La Tuffite de Bracemac, recouvrant la rhyolite du même nom, a les mêmes caractéristiques géochimiques que la Tuffite Clé (Genna *et al.*, 2013). Ces auteurs en concluent que la Rhyolite de Bracemac se fait recouvrir des mêmes cendres volcaniques que celles de la Tuffite Clé et soutiennent que la Tuffite de Bracemac et la Tuffite Clé appartiennent à la même unité. Cependant cette dernière hypothèse n'est pas compatible, d'un point de vue stratigraphique, avec l'idée que la Rhyolite de Bracemac est extrusive et qu'elle recouvre la Tuffite Clé. Or, l'origine extrusive de la Rhyolite de Bracemac est très fortement supportée par l'analyse volcanologique (Ch. 6). Dans l'idée que ces niveaux de tuffite sont largement composés de cendres volcaniques distales, il est logique que la sédimentation puisse continuer dès que l'activité volcanique effusive se calme. La composition similaire de la Tuffite Clé et de la Tuffite de Bracemac prouve qu'elles ont potentiellement la même source, et non qu'elles appartiennent à la même unité stratigraphique.

Activité hydrothermale et minéralisation

La déposition des lentilles de Bracemac et McLeod pourrait avoir commencé lors de la déposition de la Tuffite Clé, étant donné que ce niveau contient des sulfures (section 7.1.3). L'activité hydrothermale continue cependant après la déposition de la Rhyolite de Bracemac (puisque'elle est altérée), et la minéralisation finit de se mettre en place au sein des roches fragmentaires de la Rhyolite du lac Watson et de la Rhyolite de Bracemac, et dans une moindre mesure, dans la Tuffite Clé par remplacement (voir section 7.2). La Rhyolite de Bracemac peut avoir servi de niveau relativement imperméable (son centre est largement massif) et favorisé la circulation latérale des fluides hydrothermaux dans le haut de la Rhyolite du lac Watson (et dans la base de la Rhyolite de Bracemac), à l'intérieur de niveaux poreux (hyaloclastite) pour

créer des gisements et zones d'altération tabulaires à Bracemac et à McLeod (Fig. 7-1 C).

Dans le secteur de Persévérance, l'activité hydrothermale débute dès la déposition de la Tuffite Clé (Fig. 7-1 B), avec le remplacement de celle-ci par du chert. Ceci va par la suite créer une barrière imperméable aux fluides, et la minéralisation se dépose ainsi par remplacement dans la Rhyolite du lac Watson. La Tuffite Clé n'est pas minéralisée à Persévérance, et il en est de même pour la Dacite de Dumagami-P (Arnold, 2006; Genna *et al.*, 2013; Fig. 7-1 C). Par contre, la Dacite de Dumagami-P est fortement altérée. Par conséquent, l'activité hydrothermale a continué ou a été réactivée après la déposition de la Rhyolite de Dumagami-P. Les fluides hydrothermaux circulent le long de failles, où se retrouvent les lentilles de P-Main, P-West et Équinoxe. La minéralisation est donc structuralement contrôlée dans ce secteur. Les zones minéralisées croissent par remplacement de la Rhyolite du lac Watson.

7.1.5 Mise en place de l'Andésite Inférieure et de la Rhyolite/Dacite de Dumagami-O

Contrainte temporelle

L'âge de la cristallisation de la Dacite de Dumagami-O est de $2724,9 \pm 0,7$ Ma. La Dacite de Dumagami-O ainsi que la Rhyolite de Dumagami-O se mettent en place au-dessus de l'Andésite Inférieure, qui arrive donc avant $2724,9 \pm 0,7$ Ma.

Mise en place des unités

L'Andésite Inférieure recouvre le Flanc Sud, nappant ainsi la Tuffite Clé dans la partie centrale et la Rhyolite de Bracemac dans le secteur de Bracemac-McLeod. Dans le secteur de Persévérance, la Dacite de Dumagami-P recouvre directement la Tuffite Clé et l'Andésite Inférieure n'est pas présente ou préservée. On peut supposer que l'Andésite Inférieure est post-déposition de la Dacite de Dumagami-P (Fig. 7-1 D). Cependant, il est possible d'imaginer le scénario où la déposition de l'Andésite inférieure pourrait-être pré-déposition de la Dacite de Dumagami-P, mais non déposée à Persévérance. Cette dernière hypothèse suggérerait que les deux dacites de Dumagami (P et O) seraient la même unité, tel qu'évoqué au Ch. 4. Néanmoins, les travaux de géochronologie ont montré que leur âges respectifs, même si équivalent dans les

barres d'erreur, montraient une légère différence dans les tendances centrales (la Rhyolite de Dumagami-P étant plus vieille que la Rhyolite de Dumagami-O, respectivement $2725,4 \pm 0,7$ Ma vs. $2724,9 \pm 0,7$ Ma).

Les faciès volcaniques observés au sein de l'Andésite Inférieure, c.-à-d. un superposition et juxtaposition de plusieurs coulées de lave sous-marines (cf. section 6.6.1), sont compatibles avec une mise en place de multiples coulées de lave à partir de plusieurs événements. Ceci expliquerait son extension à l'échelle du Flanc Sud, et dans d'autres secteurs (Ch. 4 et 6).

Il est possible que la Rhyolite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-O se soient mises en place à partir d'un seul événement. Par souci de simplification, ces deux unités sont représentées par la même coulée de lobes-hyaloclastite (Fig. 7-1 D), alors que de toute évidence, deux coulées au moins sont nécessaires. Les faciès volcaniques observés sont en effet compatibles avec ce modèle de mise en place (Ch. 5). La Rhyolite et la Dacite de Dumagami-O s'amincissent progressivement vers le NO et le SE, suggérant que la présence d'un graben n'est pas nécessaire ici. Toutefois, comme le paysage initial est défini en extension, et pour illustrer l'évolution du Flanc Sud, un plancher de horst-graben est illustré à la figure 7-1 D.

Au sommet de l'Andésite Inférieure et de la Dacite et Rhyolite de Dumagami-O se retrouve une tuffite supérieure, que nous supposons toujours formée en majeure partie par la sédimentation de cendres volcaniques distales (Ch. 4). Les résultats géochimiques préliminaires sur cette tuffite sont cohérents avec cette hypothèse (D. Genna, *commun. pers.*, 2013).

Activité hydrothermale et minéralisation

L'activité hydrothermale dans le secteur du gisement de Bracemac reprend après la déposition de l'Andésite Inférieure. Une lentille de sulfures se dépose alors au sommet de l'Andésite Inférieure, au niveau d'une tuffite supérieure (Fig. 7-1 D). Il n'y a pas pour l'instant d'autres manifestations connues de cet épisode minéralisateur sur le Flanc Sud.

7.1.6 Mise en place du Basalte Supérieur et des dernières minéralisations

Contrainte temporelle

Aucune contrainte temporelle directe n'a été obtenue pour le Basalte Supérieur. Par contre, la rhyolite calco-alkaline appartenant au Groupe de Daniel donne un âge de $2722,9 \pm 1,1$ Ma (Pilote *et al.*, 2013). La mise en place du Basalte Supérieur, stratigraphiquement bien en dessous de cette rhyolite, s'est donc produite avant cette date mais après la déposition de la Dacite de Dumagami-O, soit après $2724,9 \pm 0,7$ Ma.

Mise en place des laves

Le Basalte Supérieur est retrouvé sur tout le Flanc Sud, ainsi que dans les autres secteurs de la région (Ch. 4 et 6). Basé sur l'étude des faciès volcaniques de cette unité, la mise en place de cette unité est considéré suivre les mêmes mécanismes que pour l'Andésite Inférieure, soit avec de nombreuses coulées de lave sous-marines issues de plusieurs événements (Fig. 7-1 E; cf. section 6.6.2). Il faut imaginer un système ayant un taux d'effusion élevé, de multiples points de sortie, ainsi que probablement plusieurs arrivées de magma pour expliquer la présence du Basalte Supérieur à l'échelle de la région, et sur une épaisseur de plus de 1000 m. Intercalés au sein du Basalte Supérieur se retrouvent des niveaux tuffacés (tuffites dérivées d'une autre source), marquant des pauses dans le volcanisme effusif. Ceci démontre que plusieurs pulses successifs de magma tholéiitique ont permis l'obtention de l'épaisseur totale du Basalte Supérieur. Cette étude répertorie au moins trois pulses, d'après les forages étudiés sur le Flanc Sud. À noter que la déposition du Basalte Supérieur continue après l'étape E de la Figure 7-1, mais n'est pas représentée ici.

Activité hydrothermale et minéralisation

Au niveau du second horizon tuffacé présent dans le Basalte Supérieur, deux lentilles de sulfures massifs se déposent : dans le secteur de Bracemac ainsi que dans le secteur d'Orchan Ouest (Fig. 7-1 E). Ces deux événements sont ici corrélés stratigraphiquement et temporellement. Ces minéralisations marquent la fin de l'activité hydrothermale connue du Flanc

Sud.

Les niveaux minéralisés trouvés dans le Groupe de Wabassee sur le Flanc Sud sont à ce jour confinés aux secteurs d'Orchan et Bracemac. Ceci peut venir du fait que la stratigraphie du Groupe de Wabassee a été plus érodée dans les secteurs de Mattagami Lake et Persévérance. Il se peut donc que l'activité hydrothermale ait également continué dans ces secteurs, mais que ses vestiges aient disparu.

7.2 Lien entre la minéralisation et la volcanologie : origine des gisements du Flanc Sud

Un des objectifs de ce projet de recherche était d'établir la nature des contrôles exercés par les unités volcaniques, incluant leur distribution et leur nature, sur le développement, la localisation, la distribution et la préservation des amas de sulfures massifs volcanogènes dans le district de Matagami. Cette partie discute de l'origine des gisements des trois secteurs principaux du Flanc Sud, c.-à-d. le secteur centre, le secteur de Bracemac-McLeod et le secteur de la mine Persévérance, en fonction des caractéristiques des roches volcaniques et des gisements. La forme des lentilles minéralisées, la répartition de l'altération et la présence de zones minéralisées à divers niveaux stratigraphiques sont des résultats directs de l'influence exercée par les faciès volcaniques sur la circulation des fluides hydrothermaux dans l'empilement stratigraphique. Les descriptions originales des forages recoupant la Rhyolite du lac Watson et les autres unités felsiques du Flanc Sud mentionnaient peu ou pas de roches fragmentaires, ce qui donnait l'impression d'unités felsiques essentiellement massives. L'étude de plusieurs affleurements et le réexamen de nombreux forages ont permis de mettre en évidence la proportion faible au total, mais significative, de roches fragmentaires dans la Rhyolite du lac Watson et dans les autres unités felsiques du Flanc Sud (Ch. 6). L'intérêt de cette découverte est la possibilité de circulation de fluides hydrothermaux au sein de ces niveaux naturellement plus perméables. La présence ou non de roches perméables est, comme expliqué plus bas, cruciale pour favoriser la mise en place des lentilles minéralisées. Cette partie discute ces différences par secteur, en proposant des modèles de formation répondant aux critères observés (Fig. 7-2).

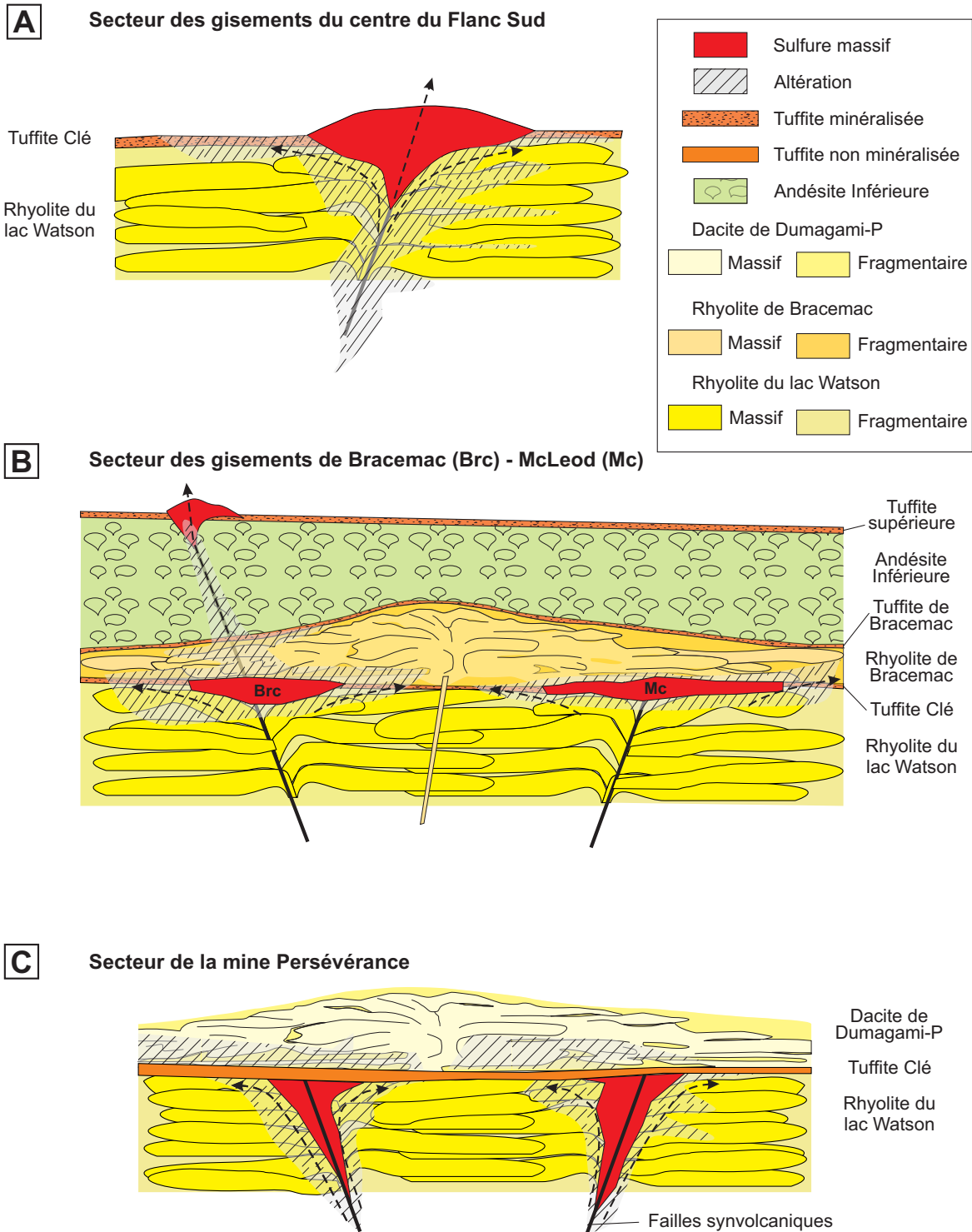


Figure 7-2 : Modèle schématique de formation des sulfures massifs volcanogènes du Flanc Sud au sein (A) de la partie centrale; (B) du secteur des gisements de Bracemac et McLeod et (C) au sein de la mine Persévérance. Les flèches noires montrent la circulation des fluides.

7.2.1 Gisements du centre du Flanc Sud

La géométrie des lentilles retrouvées dans la partie centrale du Flanc Sud est typique de gisements formés dans des séquences volcaniques dominées par les laves cohérentes (Galley *et al.*, 2007). Les lentilles sont concordantes et en forme de monticules, avec des zones de *stringer* et d'altération discordantes dans la Rhyolite du lac Watson (Fig. 7-2 A). Les sulfures s'accumulent sur le fond marin par effondrement des cheminées et dans la zone de stockwerk au sein de la Rhyolite du lac Watson. Ce modèle est celui présenté pour la formation des sulfures massifs volcanogènes en contexte actuel (Sangster et Scott, 1976; Hannington *et al.*, 1998) ainsi que pour plusieurs gisements anciens (ex. Hellyer, Australie, Large, 1992 ; camp central de Noranda, Gibson et Kerr, 1993). Les fluides hydrothermaux sont structuralement contrôlés, et l'altération se met en place le long du plan de faiblesse, ainsi qu'au sein des roches perméables, volumétriquement mineures dans la stratigraphie selon ce modèle.

7.2.1 Secteur des gisements de Bracemac-McLeod

À Bracemac-McLeod, les lentilles principales au sommet de la Rhyolite du lac Watson sont tabulaires et concordantes à la stratigraphie (Fig. 7-2 B). La minéralisation se retrouve au sein de la Tuffite Clé, de la base de la Rhyolite de Bracemac ainsi qu'au sommet de la Rhyolite du lac Watson. L'altération est elle-même concordante, surtout au sein de la Rhyolite du lac Watson, et se retrouve dans la Rhyolite de Bracemac uniquement au dessus des lentilles.

L'hypothèse proposée ici et par Genna *et al.* (2013) est que la déposition de sulfures massifs se fait par remplacement d'une part de la Tuffite Clé, et surtout des niveaux de hyaloclastite au sein des coulées des rhyolites du lac Watson et de Bracemac. L'activité hydrothermale débute lors de la déposition de la Tuffite Clé, et est particulièrement intense dans la partie centrale du Flanc Sud (cf. discussion à la section 7.1). Cependant, le pic d'intensité du système hydrothermal dans le secteur de Bracemac-McLeod est possiblement atteint après la déposition de la Rhyolite de Bracemac. Cette dernière formant un couvert imperméable confinant le système hydrothermal. Les fluides hydrothermaux sont contraints de circuler au sein des niveaux perméables, soit la Tuffite Clé et les niveaux de hyaloclastite des coulées sus- et sous-jacentes. Ceci crée une altération en feuillet (ou « *sheet alteration* ») dont d'autres exemples ont notamment été décrits à Rosebery et à Thalanga en Australie (Large *et al.*, 1992; 2001). Ce

scénario explique l'aspect tabulaire des lentilles.

7.2.2 Secteur de la mine Persévérance

Les lentilles de sulfures massifs des gisements de la mine Persévérance ont des géométries discordantes à la stratigraphie, et se retrouvent uniquement au sein de la Rhyolite du lac Watson (Fig. 7-2 C). Il faut noter que les sulfures sont caractérisés par un rubanement tectonique important, différent d'une zonation primaire. La Tuffite Clé dans ce secteur est stérile et silicifiée. L'altération est discordante au sein de la Rhyolite du lac Watson et se retrouve également au niveau de la Dacite de Dumagami-P.

L'hypothèse présentée ici pour la genèse de ces lentilles est un fort contrôle structural de la minéralisation en raison notamment du caractère surtout cohérent des laves du secteur (à la mine elle-même). L'activité hydrothermale débute par la silicification de la Tuffite Clé, la rendant ainsi imperméable (Genna *et al.*, 2013). Les fluides sont alors restreints au sein de la Rhyolite du lac Watson, et circulent le long de failles synvolcaniques. Contrairement au secteur des gisements de Bracemac et McLeod, la présence de failles synvolcaniques entraîne la minéralisation principalement le long de la faille, et dans une moindre mesure au sein des niveaux clastiques de la Rhyolite du lac Watson. L'altération de la Dacite de Dumagami-P prouve que le système hydrothermal demeure actif après la déposition des sulfures. Il paraît cependant presque nécessaire que la Rhyolite de Dumagami-P soit en place lors du pic d'activité hydrothermal pour réussir à recouvrir le système et confiner les fluides au sein de la Rhyolite du lac Watson. Il est également possible que le système hydrothermal ait été réactivé plus tard, entraînant l'altération de la Dacite de Dumagami-P.

7.2.3 Lentilles plus haut dans la séquence

Sur le Flanc Sud, les niveaux minéralisés connus dans le Groupe de Wabasee sont à ce jour confinés aux secteurs des gisements d'Orchan Ouest et de Bracemac. Il se peut cependant que de tels zones/types de minéralisations aient pu se développer ailleurs sur le Flanc Sud, mais que ceux-ci aient depuis été érodés, ou n'aient pas été découverts. Le niveau minéralisé au sein du Groupe de Wabasee dans le secteur de Bracemac est expliqué par l'hypothèse de l'activation d'une faille synvolcanique. Celle-ci serait tracée par la signature de l'altération visible sur la section (Fig. 2-8). Les fluides ont emprunté ce plan de faiblesse et une lentille s'est

déposée sur le fond marin ainsi que par remplacement directement en dessous du monticule.

7.2.4 Synthèse

Trois modèles de formation sont ainsi proposés pour les gisements du Flanc Sud, dépendamment de la nature des roches volcaniques (Fig. 7-2). Cette étude a mis en évidence l'abondance de hyaloclastite au sommet (ou à la base) de certaines coulées felsiques, à certains endroits, permettant la circulation latérale de fluides hydrothermaux. Ce processus semble particulièrement efficace lorsqu'une barrière imperméable est créée, comme dans le cas de Bracemac-McLeod où cette barrière est la Rhyolite de Bracemac. Dans le cas de Persévérance, la Tuffite Clé silicifiée crée également une barrière imperméable confinant les fluides plus bas dans la stratigraphie, mais dans ce cas, les fluides sont structuralement contrôlés, créant une lentille discordante.

7.3 Pétrogenèse et contexte tectonique des laves de Matagami

Cette partie propose d'abord un modèle pétrologique et tectonique pour les laves de Matagami, en considérant une approche actualiste. Par la suite, une brève discussion de modèles alternatifs à la tectonique des plaques à l'Archéen est proposée.

7.3.1 Modèle actualiste

Les diagrammes de discrimination tectonique et les diagrammes multiéléments présentés pour les laves mafiques à intermédiaires de Matagami (cf. Ch. 4) montrent des compositions qui pour le Groupe de Wabasee se situent entre les MORBs et les roches d'arcs, alors que le Groupe de Daniel a une signature d'arc. Ceci est globalement compatible avec un environnement d'arrière-arc, puis d'arc, dans une approche actualiste. Il y aurait donc un plancher océanique en extension, expliquant les magmas ressemblant aux MORBs, mais avec l'influence grandissante d'une zone de subduction. Les variations de position des différentes unités sur les diagrammes de discrimination tectonique s'expliqueraient alors par des contributions variables de la zone de subduction vs. le manteau sous la dorsale océanique. Toutefois, la contamination crustale peut aussi influencer la position des échantillons sur les

diagrammes de discrimination tectonique, par exemple en augmentant la teneur en Th des laves.

Évolution temporelle de l'environnement tectonique

En tenant compte également des roches felsiques, on a vu au Ch. 4 que la séquence volcanique à Matagami débute par des magmas ayant une signature caractéristique de roches formées en système de rift océanique (Groupe du lac Watson). Ensuite, après la déposition de la Tuffite Clé, l'Andésite inférieure montre des caractéristiques à mi-chemin entre des roches d'arc et des MORBs. Le reste du Groupe de Wabassee, y compris les unités felsiques, retourne à une signature de ride océanique. La séquence se termine par des roches ayant une franche signature d'arc (Groupe de Daniel). Cette évolution peut se traduire par un environnement d'arrière-arc pour les groupes du lac Watson et de Wabassee, puis un environnement d'arc (ou d'arrière-arc plus fortement influencé par un arc) pour le Groupe de Daniel (Fig. 7-3).

Groupes du lac Watson et de Wabassee: volcanisme d'arrière-arc et formation des SMV

Le Groupe du lac Watson se met en place en environnement d'arrière-arc (Fig. 7-3 A). Les magmas felsiques de type FIII composant ce groupe ont la signature géochimique typique des rides océaniques, et pourraient provenir de la fusion crustale de basaltes tholéitiques préexistants (p. ex. Hart *et al.*, 2004) ou d'une différenciation magmatique à faible profondeur à partir de magmas intermédiaires (Leshner *et al.*, 1986), possiblement ultimement issus du manteau. À Chibougamau, Leclerc *et al.* (2011) ont proposé que les rhyolites tholéitiques de la Formation de Waconichi (Membre de Lemoine) soient issues d'une fusion locale à faible pression des basaltes préexistants, en association avec la mise en place d'un important complexe intrusif syn-volcanique mafique à ultramafique, le Complexe du lac Doré, qui aurait servi de source de chaleur pour la fusion.

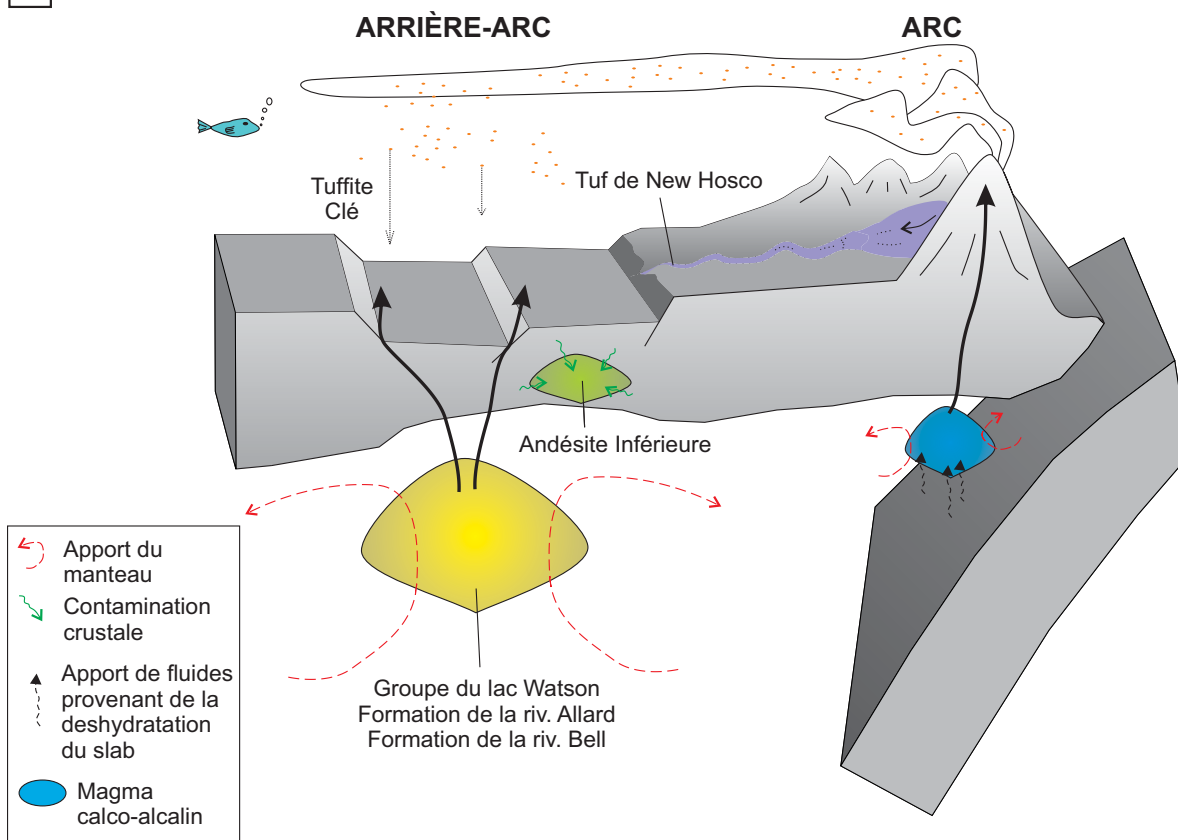
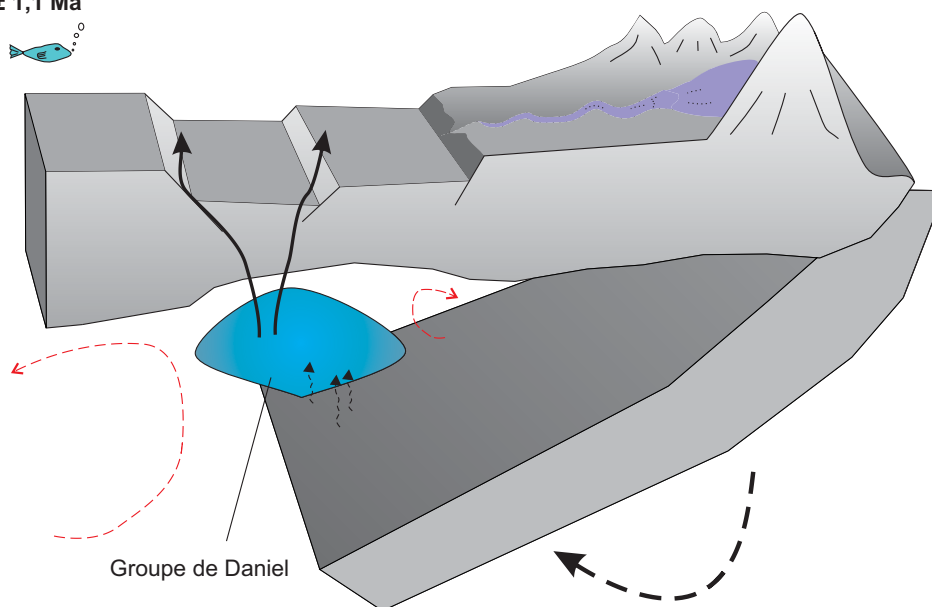
Aentre $2725,9 \pm 0,8$ Ma et $2722,9 \pm 1,1$ Ma**B**~ $2722,9 \pm 1,1$ Ma

Figure 7-3 : Reconstruction du paléo-environnement de Matagami. (A) Arc et d'arrière-arc actifs. Formation et déposition du Groupe de Watson et de Wabasse. (B) Changement d'angle de subduction. Formation et déposition du Groupe de Daniel.

Cette idée est directement transposable à Matagami, où les unités felsiques du Groupe du lac Watson seraient l'équivalent du Membre de Lemoine et le CRB serait l'équivalent du Complexe du lac Doré.

Les cendres volcaniques calco-alcalines des tuffites, y compris la Tuffite Clé, proviennent dans le modèle proposé ici de retombées distales d'éruptions explosives d'un arc volcanique sous-marin ou possiblement émergent, à l'extérieur de la région actuelle de Matagami.

Le volcanisme felsique effusif d'arrière-arc continue avec la Rhyolite de Bracemac et la Dacite de Dumagami-P. Cette époque de magmatisme felsique semble spécialement propice au développement de SMV, puisque la majorité des gisements du Flanc Sud sont situés entre la Rhyolite du lac Watson et les rhyolites tholéiitiques plus jeunes (aussi de type FIII, avec une pétrogenèse probablement similaire).

L'andésite Inférieure se dépose sur le fond marin du système toujours d'arrière-arc, mais elle traduit une certaine contamination du magma, avec une signature en éléments traces hybride entre les MORBs et les magmas d'arc. Une contamination crustale pourrait expliquer la signature de cette unité. Cette hypothèse paraît la plus probable étant donné que l'Andésite Inférieure se trouve au sein d'une séquence de roches tholéiitiques. Une alternative serait que la signature géochimique de cette unité serait l'expression d'une contamination par un fluide dérivé de la croûte subductée. Ce scénario est moins probable vu la présence des roches sus-et sous-jacentes qui ont une signature typique de dorsale océanique.

Le Basalte Supérieur, ainsi que les basaltes de la Formation de la rivière Bell, sont tholéiitiques, ont une signature géochimique interprétée comme provenant de système en extension, et sont produits par fusion du manteau appauvri sous la dorsale océanique (p. ex. Takahashi *et al.*, 1993). Ce sont les magmas les plus primitifs de la séquence volcanique, et si une croûte plus ancienne est présente à Matagami, ces magmas ne la « rencontrent » pas lors de leur chemin vers le fond marin. De plus, si le socle est de nature mafique primitive (comme l'assemblage Pacaud), la contamination pourrait être plus difficilement perceptible.

Le Tuf de New Hosco, sur le Flanc Nord, pourrait provenir de la déposition de matériaux pyroclastiques calco-alcalins plus grossiers des volcans de l'arc, qui auraient été transportés

dans des chenaux. Plus de travaux seraient toutefois nécessaires pour vérifier cette suggestion.

Groupe de Daniel: volcanisme d'arc

Le Groupe de Daniel est composé de roches surtout mafiques, ayant une signature géochimique de roches retrouvée en système d'arc volcanique (Fig. 7-3 B). La transition entre un environnement d'arrière-arc et un environnement d'arc (ou l'augmentation de l'influence de l'arc dans un environnement d'arrière-arc) pourrait avoir été causée par un changement de l'angle de plongée de la plaque subductée, permettant une migration latérale de l'arc vers ce qui est maintenant la région de Matagami. Les variations des angles de plongée de la croûte subductée sont fréquemment observées dans les zones de subduction actuelles (James et Sacks, 1999; Gütsher *et al.*, 2000a, b; Ramos *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2006; Kay *et al.*, 2006). Dans ces modèles, un changement d'angle de subduction peut se produire en 1-5 Ma, et la conséquence est le changement de signature géochimique de roche volcanique d'arrière-arc vers une signature d'arc. Dans le cas de Matagami, le changement de la chimie des magmas se situe entre 2725 et 2722 Ma. Cet intervalle de temps de 3 Ma est cohérent avec les exemples décrits dans la littérature pour les changements d'orientation d'angle de la plaque subductée.

7.3.2 Discussion sur la tectonique des plaques à l'archéen

Le modèle présenté ci-dessus est basé sur une approche uniformitariste, où les phénomènes tectoniques actuels peuvent être appliqués à l'archéen. Cependant, aucun consensus sur l'initiation au Précambrien de la tectonique des plaques de style Phanérozoïque n'a été établi dans la littérature (p. ex. Condie et Pease, 2008; Ernst, 2009; McCall, 2010; Van Kranendonk, 2010; Korsch *et al.*, 2011; Wyman, 2013). Certains auteurs soutiennent que les vestiges archéens retrouvés sur les continents ne présentent pas les caractéristiques des assemblages litho-tectoniques qui forment les arcs magmatiques actuels, ni des zones d'extension lithosphériques actuelles (Hamilton, 1998, 2007; Bédard, 2003, 2010; Bédard *et al.*, 2003, 2013; Stern, 2008; van Hunen *et al.*, 2008; McCall, 2010). Aussi, les variations implicites d'environnements tectoniques (arcs, dorsales, panaches mantelliques) seraient trop rapides et géographiquement restreints dans le cas de la Sous-province de l'Abitibi, où se trouvent par exemple des intercalations de komatiites et des roches calco-alkalines, ou de MORBs et de basaltes d'arcs. La déposition plus ou moins contemporaine de komatiites et de roches

d'« arcs » dans cette sous-province semble spécialement problématique (p. ex. Bédard *et al.*, 2013). Les différentes expositions de roches archéennes au sein des cratons préservés sont, pour certains, incompatibles avec la présence de zones de subduction et l'applicabilité de la tectonique des plaques telle qu'observée au Phanérozoïque. Pour d'autres auteurs, d'un point de vue géochimique, les observations sont compatibles avec l'existence d'une tectonique des plaques actives à l'Archéen, impliquant la formation de magma par des processus de subduction (Daigneault *et al.*, 2002; Kranendonk *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2002; Wyman *et al.*, 2002; Wyman, 2003; Cawood *et al.*, 2006; Wyman *et al.*, 2009; Hoffmann *et al.*, 2010). Les mêmes signatures sont toutefois également explicables par des processus d'assimilation crustale (Green et Pearson, 1987; Ryerson et Watson, 1987; Davies, 1992; Hamilton, 1998; Whalen *et al.*, 1998; Stern, 2005; Witze, 2006; Lentz, 1999; Morris *et al.*, 2000; Pearce, 2008; Piercey, 2011; Bédard *et al.*, 2013). Les modèles alternatifs à la tectonique des plaques de style Phanérozoïque ont été proposés pour l'Archéen (p. ex. Davies, 1992; Martin, 1999; Morris *et al.*, 2000; Harris *et al.*, 2012; Bédard *et al.*, 2013). Cependant, ces modèles sont encore en cours de développement, et restent à l'échelle d'une province géologique (p. ex. le Supérieur). Il est ainsi difficile pour l'instant de les tester à l'échelle d'un camp minier.

CHAPITRE 8: CONCLUSIONS

Ce chapitre reprend sommairement les objectifs visés et les résultats atteints dans cette thèse. Premièrement, la nouvelle vision de la géologie régionale est résumée, puis les travaux de géochimie, incluant la nouvelle stratigraphie régionale, les précisions de la stratigraphie sur le Flanc Sud, les différentes corrélations au sein du Flanc Sud et les travaux sur l'altération hydrothermale. Sont ensuite présentés les conclusions des travaux de géochronologie et de volcanologie. Les travaux effectués sur la reconstruction de l'architecture volcanique du Flanc Sud, la genèse des lentilles de sulfures massifs et le modèle pétrogénétique et tectonique dans une hypothèse actualiste sont décrits en quatrième partie. Pour finir ce chapitre, des propositions de travaux futurs sont présentées.

Géologie régionale

Les travaux de cartographie à l'échelle régionale (Ch. 3), appuyés par la géophysique et une chimico-stratigraphie régionale révisée (Ch. 3 et 4) ont offert une nouvelle image de la géologie de la région de Matagami. Ce secteur est maintenant divisée en deux domaines principaux, séparés par une zone de cisaillement : le Domaine Nord, caractérisé par une stratigraphie et un grain structural d'orientation E-O à ENE; et le Domaine Sud, comprenant les historiques Flanc Sud, Flanc Nord et Camp Ouest, ainsi que la Plaine Centrale, historiquement peu connue et située entre le Flanc Sud et le Camp Ouest. La caractéristique principale de la Plaine Centrale est sa stratigraphie d'orientation NE-SO à pendage inférieur à 30° vers le nord. La géométrie particulière des unités dans ce secteur, combinée à la distribution des S_0 mesurés sur le terrain, a permis d'interpréter que les plis P1 sont eux-mêmes replissés par des plis P2, produits par la compression régionale N-S (événement D2). En raison de leurs attitudes respectives, la superposition de ces deux générations de plis engendre un motif en dômes et bassins. Ce concept a été illustré à l'aide d'un modèle 3D (Pilote *et al.*, 2011; Fig. 3-4).

Travaux de géochimie

La litho- et la chimico-stratigraphie ont été redéfinies à l'échelle régionale (Ch. 4). Les roches volcaniques sont maintenant divisées en trois groupes : lac Watson, Wabassee et Daniel.

Les deux premiers groupes sont hérités de la nomenclature précédente alors que le Groupe de Daniel est nouveau. Il se situe au sein de la Plaine Centrale, stratigraphiquement au dessus du Groupe de Wabasee, et est composé de roches transitionnelles à calco-alcalines. La caractérisation géochimique de ce groupe a permis de tracer le contact entre le Groupe de Wabasee et le Groupe de Daniel, qui, combiné avec les mesures structurales, a permis de définir la structure de la Plaine Centrale utilisée dans le modèle 3D.

À l'échelle du Flanc Sud, l'étude de la géochimie a permis de définir avec plus de précision la stratigraphie interne du Groupe de Wabasee. Ces travaux ont servi à discriminer certaines unités, notamment la division de l'historique unité « Rhyolite de Dumagami » dans le secteur centre du Flanc Sud en deux unités distinctes : la Dacite de Dumagami-O et la Rhyolite de Dumagami-O. Les roches mafiques à intermédiaires du Groupe de Wabasee ont aussi été divisées en deux principales unités : l'Andésite Inférieure et le Basalte Supérieur.

De plus, la discrimination géochimique des différentes unités permet de suivre leur extension au sein du Flanc Sud. Ceci offre de possibles corrélations entre les différents niveaux exhalatifs retrouvés au sein du Groupe de Wabasee, facilitant la mise en valeur du potentiel économique de différents secteurs.

L'étude des assemblages d'altération montre que les roches du Groupe du lac Watson sont altérées régionalement, notamment par une altération chloriteuse caractéristique des gisements de SMV. La Formation de la rivière Allard contient localement des roches altérées, qui sont directement reliées aux lentilles de sulfures retrouvées au sein du Groupe de Wabasee. Les roches formant le Groupe de Daniel ne présentent pas d'altération particulière selon la base de données actuelle. Il est donc peu probable que celles-ci soient les hôtes de lentilles de sulfures massifs.

Travaux de géochronologie

Les travaux de géochronologie (Ch. 5) permettent d'appuyer les corrélations stratigraphiques entre le Camp Ouest et le Flanc Sud. Cette corrélation confirme un fort potentiel d'exploration pour le Camp Ouest, qui contient l'équivalent stratigraphique de la Tuffite Clé au sommet d'une rhyolite de type Watson, tant par la géochimie que par l'âge.

Les données géochronologiques supportent également une distinction entre la Dacite de Dumagami-O et la Dacite de Dumagami-P, bien qu'il soit possible que l'Andésite Inférieure ne se soit jamais déposée dans le secteur de Persévérance, et que les deux dacites de Dumagami se corrélaient. Le volcanisme felsique sur le Flanc Sud a duré 2,5 Ma ou moins, avec les rhyolites déposées dans cet ordre : lac Watson, Bracemac, Dumagami-P et Dumagami-O.

La Tuffite Clé et les gisements mis en place le long de cet horizon marqueur se sont formés pendant une période inférieure à 2,0 Ma, possiblement de l'ordre de 0,5 Ma ou moins. Le hiatus volcanique et l'activité hydrothermale ont par conséquent duré pendant une courte période à l'échelle géologique.

La séquence volcanique de la région de Matagami, d'une épaisseur approximative de 2-3 km, s'est mise en place entre 2727,1 Ma (âge maximum de la Rhyolite du lac Watson) et 2721,8 Ma (âge minimum de la Rhyolite de Daniel dans la Plaine Centrale), soit dans une période de temps compris entre 1,1 Ma et 5 Ma.

Travaux de volcanologie

L'étude des faciès volcaniques et de leurs variations (Ch. 6) a montré que les unités felsiques du Flanc Sud se sont mises en place sous forme de coulées de lave sous-marines de type lobes-hyaloclastite. La position des centres éruptifs a été estimée pour certaines des unités felsiques, ce qui a montré que (i) plusieurs centres éruptifs sont impliqués dans la mise en place de la Rhyolite du lac Watson; (ii) le centre éruptif de la Rhyolite de Bracemac est différent de ceux de la Rhyolite du lac Watson dans le secteur de Bracemac-McLeod; (iii) la Rhyolite de Bracemac se met en place par un événement unique. L'étendue de la Rhyolite du lac Watson s'explique par la juxtaposition et la superposition de plusieurs coulées de lave de type lobes-hyaloclastite.

Le modèle de coulée lobes-hyaloclastite implique une certaine proportion de roches fragmentaires au sein de la séquence volcanique. Ceci a pour impact de permettre la circulation de fluides hydrothermaux au sein de ces unités qui étaient préalablement considérées largement imperméables, favorisant ainsi la déposition de lentilles minéralisées au sein de ces niveaux perméables tel que démontré dans cette étude.

Architecture volcanique

L'objectif principal de ce doctorat était de reconstruire l'architecture volcanique de la région de Matagami, en particulier pour le Flanc Sud. Les travaux présentés dans cette thèse ont ainsi permis (i) de contraindre dans le temps la mise en place des unités, ainsi que d'estimer la période au cours de laquelle la Tuffite Clé s'est déposée; (ii) d'identifier les unités volcaniques présentes dans la région de Matagami et (iii) de comprendre et d'illustrer la mise en place des laves felsiques. Ces trois points n'étaient pas bien connus au début de ce travail. En combinant les différentes approches utilisées sur les roches volcaniques du Flanc Sud, il a été possible de créer le modèle décrit au Ch. 7, reconstruisant le Flanc Sud. Les principales étapes sont: (1) la mise en place de la Rhyolite du lac Watson par superposition de coulées de lobes-hyaloclastite; (2) la déposition de la Tuffite Clé et la mise en place de plusieurs lentilles de sulfures massifs; (3) la mise en place de la Rhyolite de Bracemac et de la Dacite de Dumagami-P; (4) la mise en place de l'Andésite Inférieure et de la Rhyolite/Dacite de Dumagami-O; et (5) la mise en place du Basalte Supérieur et des dernières minéralisations. Ce modèle combine les contraintes temporelles apportées par cette étude, les modèles de mise en place des unités déterminés par les travaux de volcanologie, ainsi que l'identification des unités constituant la stratigraphie par les travaux de géochimie.

Lien entre la minéralisation et la volcanologie

Trois modèles sont proposés pour la mise en place des lentilles de sulfures dans différents secteurs du Flanc Sud: (1) pour le secteur centre, il s'agirait du modèle classique de mise en place de monticules sur le fond marin; (2) pour les gisements de Bracemac-McLeod, il s'agirait de lentilles tabulaires, formées par la circulation de fluides hydrothermaux au sein des roches fragmentaires perméables du sommet de la Rhyolite du lac Watson et de la base de la Rhyolite de Bracemac; (3) pour les lentilles du secteur de Persévérance, il s'agirait de remplacement le long de failles synvolcaniques, créant des lentilles discordantes. Ainsi, au sein d'un même camp minier, plusieurs modèles de formation de lentilles de sulfures peuvent être considérés, selon le contexte volcanologique immédiat.

Contexte pétrogénétique et tectonique

Finalement, à un niveau plus régional, les travaux de géochimie ont permis de

construire un modèle pétrogénétique et tectonique qui suit l'approche actualiste. Les roches volcaniques des groupes du lac Watson et de Wabasee, ainsi que les gisements qui s'y trouvent, se seraient formées en contexte d'arrière-arc. L'influence de l'arc est plus importante pour le Groupe de Daniel, possiblement à cause d'un changement de pendage dans la plaque subductée.

Travaux futurs

Les objectifs généraux de cette thèse ont été atteints, mais certains ajustements ont été nécessaires à cause de la complexité de la problématique et de la disponibilité de l'information. Ainsi les travaux de cette thèse visaient initialement trois secteurs, soient Bracemac-McLeod (à partir des forages disponibles), Persévérance et Caber. Peu d'emphase a été placée sur le Camp Ouest, et le Flanc Nord n'a pas été étudié. Les travaux dans la « Plaine Centrale » ont été faits en surface. Il reste ainsi beaucoup de travail pour reconstruire l'architecture volcanique de l'ensemble de la région de Matagami. Voici des recommandations spécifiques pour des travaux futurs.

1. Le secteur de Bracemac-McLeod reste fort intéressant étant donné que la mine est entrée en exploitation début 2013, ce qui donne accès à de nouvelles informations détaillées dans un secteur précis. Des observations sous terre méritent d'être effectuées, en conjugaison avec l'examen de forages supplémentaires, afin de vérifier les idées proposées pour la mise en place de la Rhyolite de Bracemac, la Rhyolite du lac Watson ainsi que le contrôle exercé par les roches volcaniques sur la localisation, la distribution et la nature de la minéralisation.

2. Plus de travaux sont nécessaires sur le Flanc Nord ainsi que dans le Camp Ouest pour permettre de réaliser la reconstruction volcanique de ces secteurs. Spécifiquement, dans l'étude stratigraphique de ces secteurs, une maille de forages plus resserrée avec un objectif purement géologique serait d'une grande aide pour arriver à suivre les unités. Dans le secteur de la Plaine Centrale, la géochimie des forages actuels et futurs servira à tester le modèle de dômes et bassins proposé par le MRN.

3. Le débat sur la tectonique à l'Archéen est encore en cours. Il n'est pas clair pour l'instant comment appliquer les modèles non-actualistes à des régions ou camps miniers spécifiques de

l'Abitibi, comme Matagami, Rouyn-Noranda ou Chibougamau. Les travaux présentés ici seront cependant une bonne base pour participer à l'argumentation.

CHAPITRE 9: RÉFÉRENCES

A

- Adair, R., Roy, G. & Dessureault, M., 2009. Technical Report on the Resource Calculation for the Bracemac-McLeod Discoveries, Matagami Project, Québec (Rapport 43-101), 194 p.
- Aftabi, A., 1980. Polymetamorphism, textural relations and mineralogical changes in Archean massive sulfide deposits at the Garon Lake Mine. Matagami, Quebec. Mémoire de maîtrise, Université de McGill, Montréal, 253 p.
- Agrawal, S., Guevara, M. & Verma, S.P., 2004. Discriminant analysis applied to establish major-element field boundaries for tectonic varieties of basic rocks. *International Geology Review*, 46(7): 575-594.
- Agrawal, S., Guevara, M. & Verma, S.P., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50(12): 1057-1079.
- Aitchison, J., 1982. The statistical analysis of compositional data. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Methodological)*: 139-177.
- Aitchison, J., 1986. The statistical analysis of compositional data. Chapman & Hall, Ltd., 416 p.
- Allen, R.L., 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Economic Geology*, 83(7): 1424-1446.
- Allen, R.L., 1992. Reconstruction of the tectonic, volcanic, and sedimentary setting of strongly deformed Zn-Cu massive sulfide deposits at Benambra, Victoria. *Economic Geology*, 87(3): 825-854.
- Allen, R.L. & Weihed, P., 2002. Global comparisons of volcanic-associated massive sulphide districts. Geological Society, London, Special Publications, 204(1): 13-37.
- Andrews, G.D.M., Branney, M.J., Bonnicksen, B. & McCurry, M., 2008. Rhyolitic ignimbrites in the Rogerson Graben, southern Snake River Plain volcanic province: volcanic stratigraphy, eruption history and basin evolution. *Bulletin of Volcanology*, 70(3): 269-291.
- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3): 1-12.
- Arculus, R.J., 2003. Use and Abuse of the Terms Calcalkaline and Calcalkalic. *Journal of Petrology*, 44(5): 929-935.
- Arculus, R.J. & Powell, R., 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 91(B6): 5913-5926.

- Arnold, G., 2006. Perseverance Deposit geology. Falconbridge Limited (maintenant Xstrata Glencore), rapport interne, 101 p.
- Astic, T., 2011. Modélisation 3D et interprétation géologique du flanc nord du camp minier de Matagami par intégration de données et inversions géophysiques. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal, 167 p.
- Ayer, J. & Davis, D., 1997. Neoarchean evolution of differing convergent margin assemblages in the Wabigoon Subprovince: geochemical and geochronological evidence from the Lake of the Woods greenstone belt, Superior Province, northwestern Ontario. *Precambrian Research*, 81(3): 155-178.
- Ayer, J., Amelin, Y., Corfu, F., Kamo, S., Ketchum, J., Kwok, K. & Trowell, N., 2002. Evolution of the southern Abitibi greenstone belt based on U-Pb geochronology: autochthonous volcanic construction followed by plutonism, regional deformation and sedimentation. *Precambrian Research*, 115: 63-95.
- Ayer, J.A., Trowell, N.F. & Dubé, B., 2009, A stratigraphic and metallogenic comparison of the Detour-Bruntbush area with the southern Abitibi greenstone belt and its implications for exploration, in *Summary of Field Work and Other Activities 2009*, Ontario Geological Survey, Open File Report 6240, p.3-1 à 3-7.

B

- Bancroft, J.A., 1912. Report on the Geology and Mineral Resources of Keekeek and Kewagama Lakes Region, Province of Quebec, 160 p.
- Barrett, T.J. & MacLean, W.H., 1994. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks. Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 11: 433-467.
- Barrett, T. & MacLean, W., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *Reviews in Economic Geology*, 8: 101-131.
- Barrie, C., 1999. The Kidd–Munro Extension Project: Year 3 Report. Rapport non publié, 263 p.
- Barrie, C. & Corfu, F., 1999. The Kidd–Munro extension project: Results of U-Pb geochronology for Year 1. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, 169: 74-81.
- Barrie, C. & Hannington, M., 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. *Reviews in Economic Geology*, 8: 325-356.
- Barrie, C.T., Cathles, L.M. & Erensi, A., 1999. Finite element heat and fluid-flow computer simulation of a deep ultramafic sill model for the giant Kidd Creek volcanic-associated massive sulfide deposit, Abitibi Subprovince, Canada. *In*: Hannington, M., & Barrie, C.T.

(Eds), The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology Monograph 10, p. 529-540.

Barrie, C.T., Corfu, F. & Amelin, Y., *soumis*. Timing of komatiitic volcanism in the Western Abitibi Subprovince, Ontario, Canada: evidence for 30 Million years of Hotspot–Arc Interaction. Geological Society of America Bulletin.

Barrie, T.C. & Davis, D.W., 1990. Timing of magmatism and deformation in the Kamiskotia-Kidd Creek area, Western Abitibi Subprovince, Canada. Precambrian Research, 46(3): 217-240.

Batiza, R., 1984. Inverse relationship between Sr isotope diversity and rate of oceanic volcanism has implications for mantle heterogeneity. Nature, 309(5967): 440-441.

Batiza, R., & White, J.D.L., 2000, Submarine lavas and hyaloclastite, *in* Sigurdsson, H., et al., eds., Encyclopedia of volcanoes: London, Academic Press, p. 361–382.

Beaudry, C. & Gaucher, E., 1986. Cartographie géologique dans la région de Matagami. Ministère de l'Énergie et des Ressources (Québec), MB-86-32, 147 p.

Bédard, J.H., 2003. Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archaean Minto Block, Northern Superior Province, Canada. The Journal of Geology, 111(2): 183-205.

Bédard, J.H., 2009. Parental magmas of Grenville Province massif-type anorthosites, and conjectures about why massif anorthosites are restricted to the Proterozoic. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 100(Special Issue 1-2): 77-103.

Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L. & Berclaz, A., 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. Precambrian Research, 127(1–3): 61-87.

Bédard, J.H., Harris, L.B. & Thurston, P.C., 2013. The hunting of the snArc. Precambrian Research, 229: 20-48.

Bhatia, M. & Crook, K.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92(2): 181-193.

Bleeker, W., Parrish, R. & Sager-Kinsman, S., 1999. Structure, stratigraphy, and primary setting of the Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit: A semi-quantitative reconstruction. Economic Geology Monograph, 10: 71-121.

Bleeker, W. & Parrish, R.R., 1996. Stratigraphy and U-Pb zircon geochronology of Kidd Creek: implications for the formation of giant volcanogenic massive sulphide deposits and the tectonic history of the Abitibi greenstone belt. Canadian Journal of Earth Sciences, 33(8): 1213-1231.

Bonavia, F.F., 1981. The Geology and geochemistry of Radiore 2 Mine, Matagami, Québec. Thèse de doctorat, Université McGill, Montréal, 141 p.

- Bonavia, F.F. & MacLean, W.H., 1986. Geology and ore enrichment factors at the Radiore mine, Quebec. *Mineralium Deposita*, 21(2): 137-146.
- Bonnichsen, B. & Kauffman, D.F., 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geological Society of America Special Papers*, 212: 119-145.
- Borg, L.E. & Clyne, M.A., 1998. The petrogenesis of felsic calc-alkaline magmas from the southernmost Cascades, California: origin by partial melting of basaltic lower crust. *Journal of Petrology*, 39(6): 1197-1222.
- Boszczuk, P., Cheng, L.Z., Hammouche, H., Roy, P., Lacroix, S. & Cheilletz, A., 2011. A 3D gravity data interpretation of the Matagami mining camp, Abitibi Subprovince, Superior Province, Québec, Canada: Application to VMS deposit exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 75(1): 77-86.
- Branney, M., Bonnichsen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T. & McCurry, M., 2008. 'Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3): 293-314.
- Bussi res, Y. & Th berge, D., 2006. Rapport technique NI 43-101, concernant la propriété caber – Du Dôme, Secteur de Matagami, Nord-ouest du Québec, région de l'Abitibi, 125 p.
- Butler, J.C. & Woronow, A., 1986. Discrimination among tectonic settings using trace element abundances of basalts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B10): 10289-10300.

C

- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. & Ludden, J.N., 1995. Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, 375(6533): 670-674.
- Campbell, I., Leshner, C., Coad, P., Franklin, J., Gorton, M. & Thurston, P., 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits. *Chemical Geology*, 45(3): 181-202.
- Campbell, I.H., Franklin, J.M., Gorton, M.P., Hart, T.R. & Scott, S.D., 1981. The role of subvolcanic sills in the generation of massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 76(8): 2248-2253.
- Carignan, G., 2010. Les amas sulfur s   zinc-cuivre archéens du Lac Scott, Chibougamau, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec   Montréal, 118 p.
- Carr, P.M., Cathles, L.M. & Barrie, C.T., 2008. On the size and spacing of volcanogenic massive sulfide deposits within a district with application to the Matagami District, Quebec. *Economic Geology*, 103(7): 1395-1409.

- Cas, R., 1992. Submarine volcanism; eruption styles, products, and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 87(3): 511-541.
- Cas, R.A. & Wright, J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions. Allen & Unwin, 528 p.
- Castro, J.M., Cottrell, E., Tuffen, H., Logan, A.V. & Kelley, K.A., 2009. Spherulite crystallization induces Fe-redox redistribution in silicic melt. *Chemical Geology*, 268(3–4): 272-280.
- Cathles, L., 1981. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 75: 424-457.
- Cathles, L., 1997. Thermal aspects of ore formation, *in* Barnes, H.L., eds., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed.: New York, Wiley, p. 192–227.
- Cattell, A., Krogh, T. & Arndt, N., 1984. Conflicting Sm-Nd whole rock and U-Pb zircon ages for Archean lavas from Newton Township, Abitibi belt, Ontario. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70(2): 280-290.
- Cawood, P.A., Kroner, A. & Pisarevsky, S., 2006. Precambrian plate tectonics: criteria and evidence. *GSA Today*, 16(7): 4.
- Chapman, J.B., Peter, J.M. & Layton-Matthews, D., 2008. Volcanogenic massive sulphide vectors? Decoding geochemical variability in metalliferous black shales of the Kidd–Munro assemblage. Ontario Geological Survey, Open file report 6226, 7 p.
- Chown, E., Daigneault, R., Mueller, W. & Mortensen, J., 1992. Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi belt, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(10): 2211-2225.
- Christiansen, E. & McCurry, M., 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. *Bulletin of Volcanology*, 70(3): 251-267.
- Clark, J.R., 1983. The geology and trace element distribution of the sulphide bodies at Orchan mine, Matagami, Quebec. Thèse de Doctorat, Colorado School of Mines, Golden, Colorado. T-2586, 450 p.
- Clarke, L. & Le Bas, M., 1990. Magma mixing and metasomatic reaction in silicate-carbonate liquids at the Kruidfontein carbonatitic volcanic complex, Transvaal. *Mineralogical Magazine*, 54(374): 45-56.
- Condie, K., Viljoen, M.J. & Kable, E.J.D., 1977. Effects of alteration on element distributions in archaean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South African Contribution of Mineralogy and Petrology, 64(1): 75-89.
- Condie, K.C. & Kröner, A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. *In*: Condie, K.C. & Pease, V. (eds) *When did Plate Tectonics Begin?* Geological Society, America, Memoirs, 440, 281–295.
- Corfu, F., 1993. The evolution of the southern Abitibi greenstone belt in light of precise U-Pb geochronology. *Economic Geology*, 88(6): 1323-1340.

- Corfu, F. & Davis, D., 1991. Comment on "Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization: by JC Claoué-Long, RW King and R. Kerrich. *Earth Planetary Science Letters*, 104(2-4): 545-552.
- 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*, 56(5): 2081-2097.
- Corfu, F., Krogh, T., Kwok, Y. & Jensen, L., 1989. U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9): 1747-1763.
- Costa, U., Barnett, R. & Kerrich, R., 1983. The Mattagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec; hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool; evidence from geochemistry, 18 O/16 O, and mineral chemistry. *Economic Geology*, 78(6): 1144-1203.
- Costa, U.R., 1980. Hydrothermal footwall alteration and ore formation at Mattagami Lake Mine, Matagami, Quebec. Thèse de doctorat, University of Western Ontario, London, 289 p.

D

- Daigneault, R., Mueller, W. & Chown, E., 2002. Oblique Archean subduction: accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, Southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research*, 115(1): 261-290.
- Daigneault, R., Mueller, W.U. & Chown E.H., 2004. Abitibi greenstone belt plate tectonics: the diachronous history of arc development, accretion and collision. Dans : *Developments in Precambrian Geology / Tempos of events in Precambrian time*. P. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W. Mueller, O. Catuneanu, et K. Strand (Eds.), Elsevier: p. 88-102.
- 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 p.
- David, J., Vaillancourt, D., Bandyayera, D., Simard, M., Goutier, J., Pilote, P., Dion, C. & Barbe, P., 2011. Datations U-Pb effectuées dans les sous-provinces d'Ashuanipi, de La Grande, d'Opinaca et d'Abitibi en 2008–2009. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), rapport RP 2010-11, 37 p.
- Davidson, A.J., 1977. Petrography and chemistry of the key tuffite at Bell Allard, Matagami, Quebec. Mémoire de maîtrise, Université McGill, Montréal, 153 p.
- Davies, G.F., 1992. On the emergence of plate tectonics. *Geology*, 20(11): 963-966.
- Davis, D.W., David, J., Dion, C., Goutier, J., Bandyayera, D., Rhéaume, P. & Roy, P., 2005 – Datations U-Pb effectuées en support aux travaux de cartographie géologique et de

compilation géoscientifique du SGNO (2003-2004). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), rapport RP 2005-02, 20 p.

- de Rosen-Spence, A.F., Provost, G., Dimroth, E., Gochnauer, K. & Owen, V., 1980. Archean subaqueous felsic flows, Rouyn-Noranda, Quebec, Canada, and their Quarternary equivalents. *Precambrian Research*, 12(1-4): 43-77.
- Desrochers, J.-P., Hubert, C., Ludden, J.N. & Pilote, P., 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi, greenstone belt, Canada. *Geology*, 21(5): 451-454.
- DeWolfe, Y.M., Gibson, H.L., Lafrance, B. & Bailes, A.H., 2009. Volcanic reconstruction of Paleoproterozoic arc volcanoes: the Hidden and Louis formations, Flin Flon, Manitoba, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(7): 481-508.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. & Sanschagrin, Y., 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(6): 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*, 19(9): 1729-1758.
- Dimroth, E., Imreh, L., Cousineau, P., Leduc, M. & Sanschagrin, Y., 1985. Paleogeographic analysis of mafic submarine flows and its use in the exploration for massive sulfide deposits. In: Ayres, L.D., Thurston, P.C., Card, K.D., Weber, W. (Eds.), *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*, Geol. Ass. Canada, Spec. Pap. vol. 28, p. 203– 222.
- Doucet, P., Mueller, W. & Chartrand, F., 1994. Archean, deep-marine, volcanic eruptive products associated with the Coniagas massive sulfide deposit, Quebec, Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, 31(10): 1569-1584.
- Doyle, M.G. & Allen, R.L., 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 23(3): 183-222.
- Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Lafrance, B., Gosselin, G. & Gosselin, P., 2007a. 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*, 102(4): 633-666.
- Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M. & Galley, A., 2007b. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits. In: W.D. Goodfellow (Ed), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 75-94.
- Dunbar, N., Jacobs, G. & Naney, M., 1995. Crystallization processes in an artificial magma: variations in crystal shape, growth rate and composition with melt cooling history. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120(3-4): 412-425.

Duncan, A.R., 1987. The Karoo igneous province - A problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1–3): 13-34.

E

Eckstrand, O.R., Sinclair, W. & Thorpe, R., 1995. *Geology of Canadian mineral deposit types*. Geological Survey of Canada, n. 8, 640 p.

Erlank, A.J. & Kable, E.J.D., 1976. The significance of incompatible elements in mid-Atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 54(4): 281-291.

Ernst, W.G., 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional, episodic stagnant-lid behavior. *Gondwana Research*, 15(3–4): 243-253.

Ewart, A. & Griffin, W.L., 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117(1–4): 251-284.

F

Faure, S., Jebrak, M. & Angelier, J., 1996. Structural evolution of Les Mines Selbaie, northern Abitibi Belt, Quebec, Canada. *Exploration and Mining Geology*, 5(3): 215-230.

Floyd, P.A. & Winchester, J.A., 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21(3-4): 291-306.

Folguera, A., Zapata, T. & Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. *Special papers-Geologica Society of America* 407: 267.

Fowler, A., Berger, B., Shore, M., Jones, M. & Ropchan, J., 2002. Supercooled rocks: development and significance of varioles, spherulites, dendrites and spinifex in Archaean volcanic rocks, Abitibi Greenstone belt, Canada. *Precambrian Research*, 115(1): 311-328.

Franklin, J., Lydon, J. & Sangster, D., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75: 485-627.

Franklin, J., 1996. Volcanic-associated massive sulphide base metals. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types: Geological Survey of Canada, The Geology of Canada*, n. 8, p. 158-183.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. & Galley, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 523-560.

- Franklin, J.M. & Hannington, M.D., 2002. Volcanogenic massive sulfides through time, Geological Society of America, 2002 Annual Meeting. Abstracts with Programs, p. 283.
- Freeman, B., 1939. The Bell River Complex, northwestern Quebec. *The Journal of Geology*: 27-46.
- Frey, F.A., Bryan, W.B. & Thompson, G., 1974. Atlantic ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. *Journal of Geophysical Research*, 79(35): 5507-5527.
- Furnes, H., Fridleifsson, I.B. & Atkins, F.B., 1980. Subglacial volcanics - On the formation of acid hyaloclastites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(1): 95-110.

G

- Gaboury, D. & Pearson, V., 2008. Rhyolite geochemical signatures and association with volcanogenic massive sulfide deposits: examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103(7): 1531-1562.
- Galley, A., 1993. Characteristics of semi-conformable alteration zones associated with volcanogenic massive sulphide districts. *Journal of Geochemical Exploration*, 48(2): 175-200.
- Galley, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 38(4): 443-473.
- Galley, A.G., Hannington, M. & Jonasson, I., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. In: W.D. Goodfellow (Ed), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 141-161.
- Gartner, J.F., 1987. Geology and geochemistry of the intrusive and volcanic rocks on the Norita and Radiore West properties, Matagami, Québec. *Mémoire de maîtrise, université McGill*, Montréal, 108 p.
- Gemmell, J.B. & Fulton, R., 2001. Geology, genesis, and exploration implications of the footwall and hanging-wall alteration associated with the Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, Tasmania, Australia. *Economic Geology*, 96(5): 1003-1035.
- Genna, D., Gaboury, D. & Roy, G., 2013. The Key Tuffite, Matagami Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada: petrogenesis and implications for VMS formation and exploration. *Mineralium Deposita*: 1-24.
- Gibson, H.L., & Watkinson, D.H., 1990. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Noranda cauldron and shield volcano, Quebec, The Northwestern Quebec Polymetallic Belt. *The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 43*, p. 119-132.

- Gibson, H. & Kerr, D., 1993. Giant volcanic-associated massive sulphide deposits; with emphasis on Archean deposits. Giant ore deposits. Society of Economic Geologists, Special Publication 2, 319-348.
- Gibson, H., Morton, R. & Hudak, G., 1999. Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 8: 13-51.
- Gibson, H., Richardson, D., Hannington, M., Gibbins, S., DeWolfe, M. & Duff, D., 2003. The Kidd Creek volcanogenic massive sulfide deposit: a growing giant, after forty years of mining, exploration, and research. *The Gangue*, 78, 4 p.
- Gibson, H.L. & Galley, A.G., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the archaean, Noranda District, Quebec. *In*: W.D. Goodfellow (Editor), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Special Publication 5, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, p. 533-552.
- Giffkins C., Hermann W. & Large R., 2005. *Altered Volcanic Rocks: A Guide to Description and Interpretation*. Centre for Ore Deposit Research (CODES), University of Tasmania, Australia, 275 p.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York.
- Gonnermann, H.M. & Manga, M., 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Volcanic Rifted Margins*, 426(6965): 432-435.
- Gonnermann, H.M. & Manga, M., 2005. Flow banding in obsidian: A record of evolving textural heterogeneity during magma deformation. *Earth Planetary Science Letters*, 236(1–2): 135-147.
- Gonnermann, H.M. & Manga, M., 2007. The fluid mechanics inside a volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 39: 321-356.
- Goodfellow, W.D., McCutcheon, S.R. & Peter, J.M., 2003. Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick and Northern Maine: Introduction and summary of findings. *Economic Geology Monograph* 11, p. 1-16.
- Goodwin, A., 1982. Archean volcanoes in southwestern Abitibi belt, Ontario and Quebec: form, composition, and development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19(6): 1140-1155.
- Goodwin, A., & Ridler, R.H., 1970. The Abitibi Orogenic Belt. Symposium on basins and geosyncline of the Canadian Shield. Baer, A.J.(Ed.) Geological Association of Canada, Paper 70-44, p.1-31.
- Goutier, J., 2005. Géologie de la région de la baie Ramsay (32F/10) et de la rivière Opaoca (32F/11). Ministère des Ressources naturelles (Québec), RG 2005-01, 56 p.
- 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 1:500 000.

- Goutier, J., Rhéaume, P. & Davis, D.W., 2004. Géologie de la région du lac Olga (32F/14). Ministère des ressources naturelles, de la Faune et des Parcs (Québec), RG 2006-09, 40 p.
- Green, T.H. & Pearson, N.J., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 51(1): 55-62.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P. & Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6): 535-538.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H. & Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814-833.

H

- Hallam, R., 1964. Matagami Lake Mines Ltd. Bulletin of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 57(624): 389-396.
- Hamilton, W.B., 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Research*, 91(1-2): 143-179.
- Hamilton, W.B., 2007. Driving mechanism and 3-D circulation of plate tectonics. *Geological Society of America Special Papers*, 433: 1-25.
- Hammouche, H., Boszczuk, P. & Roy, P., 2010. Géologie des feuilletés île Bancroft (32F12-200-0202) et lac MacIvor (32F13-200-0101), région de Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la faune (Québec), RP 2010-01, 12 p.
- Hannington, M.D., Jonasson, I.R., Herzig, P.M. & Petersen, S., 1995. Physical and chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. *Geophysical Monograph Series*, 91: 115-157.
- Hannington, M.D., Galley, A.G., Herzig, P.M. & Petersen, S., 1998. Comparison of the TAG mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 158: 389-415.
- Hannington, M., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, 8: 325-356.
- Hannington, M. D., de Ronde, C. D. J. & Petersen, S., 2005. Sea-floor tectonics and submarine hydrothermal systems. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, p. 111-141.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of the Igneous Rocks*. Methuen, London, 384 pp.

- Harris, L.B., Godin, L. & Yakymchuk, C., 2012. Regional shortening followed by channel flow induced collapse: A new mechanism for “dome and keel” geometries in Neoarchaean granite-greenstone terrains. *Precambrian Research*, 212–213(0): 139-154.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. & Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67-81.
- Hart, S.R., Erlank, A.J. & Kable, E.J.D., 1974. Sea floor basalt alteration: Some chemical and Sr isotopic effects. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 44(3): 219-230.
- Hart, T.R., Gibson, H.L. & Leshner, C.M., 2004. Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits. *Economic Geology*, 99(5): 1003-1013.
- Hathway, B., Hudak, G. & Hamilton, M., 2008. Geologic setting of volcanic-associated massive sulfide deposits in the Kamiskotia area, Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology*, 103(6): 1185-1202.
- Hausback, B.P., 1987. An extensive, hot, vapor-charged rhyodacite flow, Baja California, Mexico. The emplacement of silicic domes and lava flows. Geological Society of America Special Paper, 212: 111-118.
- Heather, K., Shore, G. & van Breemen, O., 1996. Geological investigations in the Swayze greenstone belt, southern Superior Province, Ontario: a final field update. *Current Research*: 126-136.
- Henley, R.W. & Thornley, P., 1979. Some geothermal aspects of polymetallic massive sulfide formation. *Economic Geology*, 74(7): 1600-1612.
- Herrington, R.J., Maslennikov, V., Zaykov, V., Seravkin, I., Kosarev, A., Buschmann, B., Orgeval, J.J., Holland, N., Tesalina, S., Nimis, P., & Armstrong, R., 2005, Classification of VMS deposits: Lessons from the South Uralides: *Ore Geology Reviews*, v. 27, p. 203-237
- Hoffmann, J.E., Münker, C., Polat, A., König, S., Mezger, K. & Rosing, M.T., 2010. Highly depleted Hadean mantle reservoirs in the sources of early Archean arc-like rocks, Isua supracrustal belt, southern West Greenland. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 74(24): 7236-7260.
- Holm, P.E., 1982. Non-recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(3): 308-310.
- Holm, P.E., 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, 51(3–4): 303-323.
- Huston, D.L., Relvas, J.M.R.S., Gemmell, J.B. & Driberg, S., 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic–hydrothermal contributions. *Mineralium Deposita*, 46(5-6): 473-507.

I

- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8(5): 523-548.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. & Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes. *Mining Geology*, 26: 105-117.

J

- James, D.E. & Sacks, I.S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J.; editor). Society of Economic Geology, Special Publication, 7: 1-26.
- Jaupart, C. & Vergnolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions. *Nature*, 331(6151): 58-60.
- Jenney, C., 1961. Geology and ore deposits of the Mattagami area, Quebec. *Economic Geology*, 56(4): 740-757.
- Jiang, S.Y., 2000. Controls on the mobility of high field strength elements (HFSE), U, and Th in an ancient submarine hydrothermal system of the Proterozoic Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia, Canada. *Geochemical Journal*, 34(5): 341-348.
- Joklik, G., 1960. The discovery of a copper-zinc deposit at Garon Lake, Quebec. *Economic Geology*, 55(2): 338-353.

K

- Kano, K., Takeuchi, K., Yamamoto, T. & Hoshizumi, H., 1991. Subaqueous rhyolite block lavas in the Miocene Ushikiri Formation, Shimane Peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 46(3-4): 241-253.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. & Mancilla, O., 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Geological Society of America Special Papers*, 407: 19 p.
- Keith, H. & Padden, F., 1963. A phenomenological theory of spherulitic crystallization. *Journal of Applied Physics*, 34(8): 2409-2421.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J. & Irving, A.J., 1990. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345(6275): 521-524.

- 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*, 88(6): 1419-1442.
- Knuckey, M., Comba, C. & Riverin, G., 1982. Structure, metal zoning and alteration at the Millenbach deposit, Noranda, Quebec. *Geological Association of Canada Special Paper*, 25: 255-296.
- Korsch, R.J., Kositcin, N. & Champion, D.C., 2011. Australian island arcs through time: Geodynamic implications for the Archean and Proterozoic. *Gondwana Research*, 19(3): 716-734.
- Kouchi, A. & Sunagawa, I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1): 17-23.
- Kranendonk, M.J.V., Hickman, A.H., Smithies, R.H., Nelson, D.R. & Pike, G., 2002. Geology and Tectonic Evolution of the Archean North Pilbara Terrain, Pilbara Craton, Western Australia. *Economic Geology*, 97(4): 695-732.
- Kranidiotis, P., 1987. Geology, geochemistry and hydrothermal alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Mémoire de maîtrise, Université McGill, Montréal*, 166 p.
- Kranidiotis, P. & MacLean, W., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7): 1898-1911.

L

- Laflèche, M., Dupuy, C. & Dostal, J., 1992. Tholeiitic volcanic rocks of the late Archean Blake River Group, southern Abitibi greenstone belt: origin and geodynamic implications. *Canadian Journal Earth Sciences*, 29(7): 1448-1458.
- Lafrance, B., Brisson, T., 2006. Rapport sur le programme de forage 2005, Projet Lemoine. Woodruff Capital Management Inc. Travaux statutaires déposés au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), GM 62564, 334 p.
- Lafrance, B., Mueller, W.U., Daigneault, R. & Dupras, N., 2000. Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Precambrian Research*, 101(2): 277-311.
- Large, R.R., 1977. Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, 72(4): 549-572.
- Large, R.R., 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits; features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, 87(3): 471-510.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H. & Huston, D.L., 2001a. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and

lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96(5): 957-971.

- Large, R.R., McPhie, J., Gemmell, J.B., Herrmann, W. & Davidson, G.J., 2001b. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions: Some examples from Australia. *Economic Geology*, 96(5): 913-938.
- Latulippe, M., 1959. Mattagami Area of Northwestern Quebec. Geological association of Canada, Preceedings, 11, p. 46-54.
- Lavallière, G., 1995. Processus de formation et implications pour l'exploration des cheminées atypiques des gisements volcanogènes de Matagami. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, 451 p.
- Lavallière, G., Guha, J., Daigneault, R. & Bonenfant, A., 1994. Cheminées de sulfures massifs atypiques du gisement de l'Isle-Dieu, Matagami, Québec: implications pour l'exploration. *Exploration and Mining Geology*, 3: 109-129.
- Le Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A., Zanettin, B. & Rocks, I.S.o.t.S.o.I., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Leclerc, F., 2011. Géochimie et contexte tectonique du Groupe Roy et du Complexe de Cummings dans la région de Chibougamau, Québec. Thèse de doctorat, INRS-ETE, 317 p.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., van Breemen, O. & Goulet, N., 2012. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and shear zone-hosted mineralization in the Chapais-Chibougamau mining Camp, Northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*, 107(5): 963-989.
- Legault, M., Gauthier, M., Jébrak, M., Davis, D.W. & Baillargeon, F., 2002. Evolution of the subaqueous to near-emergent Joutel volcanic complex, Northern volcanic zone, Abitibi Subprovince, Quebec, Canada. *Precambrian Research*, 115(1): 187-221.
- Le Maître, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, UK.
- Lentz, D.R., 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*, 12(5): 289-327.
- Leshner, C., Goodwin, A., Campbell, I. & Gorton, M., 1986. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren, felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, 23(2): 222-237.
- Liaghat, S. & MacLean, W., 1992. The Key Tuffite, Matagami mining district; origin of the tuff components and mass changes. *Exploration and Mining Geology*, 1(2): 197-207.

- Lofgren, G., 1971. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76(23): 5635-5648.
- Ludden, J., Hubert, C. & Gariépy, C., 1986. The tectonic evolution of the Abitibi greenstone belt of Canada. *Geological Magazine*, 123(2): 153-166.
- Lydon, J. W., 1984. Some observations on the morphology and ore textures of volcanogenic sulfide deposits of Cyprus. Geological Survey of Canada, Current Research, Paper 84-01A, p. 601-610.

M

- MacGeehan, P., 1978. The geochemistry of altered volcanic rocks at Matagami, Quebec: a geothermal model for massive sulphide genesis. *Canadian Journal Earth Sciences*, 15(4): 551-570.
- MacGeehan, P. & MacLean, W., 1980. An Archaean sub-seafloor geothermal system, calc-alkali trends, and massive sulphide genesis. *Nature*, 286: 767-771.
- MacGeehan, P., MacLean, W. & Bonenfant, A., 1981. Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *CIM Bulletin*, 74(828).
- MacGeehan, P. J., MacLean, W. H., & Bonenfant, A. J., 1981. Exploration significance of the emplacement and genesis of massive sulphides in the Main Zone at the Norita Mine, Matagami, Quebec. *Canadian Institute of Mining Bulletin*, 74, 59-75.
- MacLean, W., 1984. Geology and ore deposits of the Matagami district. *Canadian Institute of Mining Metallurgy and Petroleum*. Vol, 34: 483-495.
- MacLean, W., 1988. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita*, 23: 231-238.
- MacLean, W. & Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration; Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(4): 951-962.
- Maier, W., Barnes, S.J. & Pellet, T., 1996. The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi subprovince, Quebec. *Canadian Journal Earth Sciences*, 33(7): 967-980.
- Manley, C.R., 1992. Extended cooling and viscous flow of large, hot rhyolite lavas: implications of numerical modeling results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4): 27-46.
- Marshall, R.R., 1961. Devitrification of natural glass. *Geological Society of America Bulletin*, 72(10): 1493-1520.

- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3): 411-429.
- Martin, L., 1989. Noranda Exploration Co. Ltd., New Hosco (special permit No. 152), Daniel Township, Quebec, project 1255, Report of diamond drilling - 1989. Travaux statutaires soumis au MRN, GM 48779, 123 p.
- Martin, L. & Lavoie, R., 1990. Noranda Exploration Co. Ltd., New Hosco (special permit No. 152), Daniel Township, Quebec, project 1255, Report of diamond drilling - 1990. Travaux statutaires soumis au MRN, GM 49617, 68 p.
- Masson, M., 2000. Option Caber, rapport de sondages 1998-1999. Noranda Inc, Travaux statutaires déposés au Ministère des Ressources naturelles (Québec), GM 58074, 36 p.
- McArthur, A.N., Cas, R.A.F. & Orton, G.J., 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology*, 60(4): 260-285.
- McCall, G.J.H., 2010. New paradigm for the early Earth: did plate tectonics as we know it not operate until the end of the Archean? *Australian Journal of Earth Sciences*, 57(3): 349-355.
- McDonough, W.F., 1991. Partial melting of subducted oceanic crust and isolation of its residual eclogitic lithology. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 335(1638): 407-418.
- McGarvie, D., MacDonald, R., Pinkerton, H. & Smith, R., 1990. Petrogenetic evolution of the Torfajökull Volcanic Complex, Iceland II. The role of magma mixing. *Journal of petrology*, 31(2): 461-481.
- McNicoll, V., Goutier, J., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Ross, P.-S., Dion, C., Monecke, T., Percival, J., Legault, M. & Gibson, H., *soumis*. New U-Pb geochronology from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt, Québec: implications for geological interpretations and base metal exploration. *Economic Geology*.
- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R., 1993, *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, CODES Key Centre, University of Tasmania, 196 p.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M.D., Davis, D.W., 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*, 102(4): 585-609.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Hannington, M., Richer-Lafleche, M. & Gosselin, G., 2007b. The LaRonde Penna Au-rich volcanogenic massive sulfide deposit, Abitibi greenstone belt, Quebec: Part II. lithogeochemistry and paleotectonic setting. *Economic Geology*, 102(4): 611-631.
- Mercier-Langevin, P., Dubé, B., Lafrance, B., Hannington, M., Galley, A., Moorhead, J. & Gosselin, P., 2007c. Metallogeny of the Doyon-Bousquet-LaRonde mining camp, Abitibi greenstone belt, Québec. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-*

Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 673-701.

Mercier-Langevin, P., Hannington, M., Dubé, B. & Bécu, V., 2011. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5-6): 509-539.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56(3-4): 207-218.

Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4): 337-364.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321-355.

Moore, L.N. & Mueller, W.U., 2008. Physical volcanology of the mafic segment of the subaqueous New Senator caldera, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3(1): 012006.

Morris, G.A., Larson, P.B. & Hooper, P.R., 2000. 'Subduction Style' Magmatism in a Non-subduction Setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA. *Journal of petrology*, 41(1): 43-67.

Morrow, N. & McPhie, J., 2000. Mingled silicic lavas in the Mesoproterozoic Gawler Range Volcanics, South Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96(1-2): 1-13.

Mortensen, J., 1993a. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi Subprovince. Part 1: Chibougamau-Matagami-Joutel region. *Can. J. Earth Sci.*, 30(1): 11-28.

Mortensen, J., 1993b. U-Pb geochronology of the eastern Abitibi subprovince. Part 2: Noranda-Kirkland Lake area. *Can. J. Earth Sci.*, 30(1): 29-41.

Morton, R. & Franklin, J., 1987. Two-fold classification of Archean volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 82(4): 1057-1063.

Moyen, J.-F. & Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos*, 148(0): 312-336.

Mueller, W., Daigneault, R., Mortensen, J. & Chown, E., 1996. Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*, 265(1): 127-150.

Mueller, W.U. & Mortensen, J.K., 2002. Age constraints and characteristics of subaqueous volcanic construction, the Archean Hunter Mine Group, Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, 115(1-4): 119-152.

N

- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775.
- Nelson, S.A., 1981. The possible role of thermal feedback in the eruption of siliceous magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11(2): 127-137.

O

- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10(3–6): 135-177.

P

- Pan, Y., Fleet, M.E. & Barnett, R., 1994. Rare-earth mineralogy and geochemistry of the Mattagami Lake volcanogenic massive sulfide deposit, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 32(1): 133-147.
- Pandarínath, K. & Verma, S.K., 2013. Application of four sets of tectonomagmatic discriminant function based diagrams to basic rocks from northwest Mexico.
- Paradis, S., Taylor, B.E., Watkinson, D.H. & Jonasson, I.R., 1993. Oxygen isotope zonation and alteration in the northern Noranda District, Quebec; evidence for hydrothermal fluid flow. *Economic Geology*, 88(6): 1512-1525.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25(1–2): 41-67.
- Pearce, J. & Norry, M., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33-47.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe, R.S. (ed). *Orogenic andesites and related rocks*, Chichester, England: John Wiley and Sons, p. 528-548.
- Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, p. 230-249.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14-48.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planetary Science Letters*, 12(3): 339-349.

- Pearce, J.A. & Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19(2): 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pearce, J.A. & Stern, R.J., 2006. The origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *AGU Geophysical Monograph Series* 166, 63–86.
- Percival, J.A., 2007. Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 903-928.
- Peter, J., Goodfellow, W. & Doherty, W., 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steele Belt, Bathurst Mining Camp, New Brunswick: Part 2. Bulk and rare earth element geochemistry and implications for origin. *Massive Sulphide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine*. *Economic Geology Monograph*, 11: 391-415.
- Peter, J. & Goodfellow, W., 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steele belt, Bathurst mining camp, New Brunswick: Part 3. Application of mineralogy and mineral and bulk compositions to massive sulfide exploration. *Economic Geology Monograph*, 11: 417-433.
- Peter, J., Kjarsgaard, I. & Goodfellow, W., 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steele Belt, Bathurst Mining Camp, New Brunswick 1. Mineralogy and mineral chemistry. *Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine: Economic Geology Monograph*, 11: 361-390.
- Piché, M., 1991. Synthèse géologique et métallogénique du camp minier de Matagami, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 249 p.
- Piché, M., Guha, J. & Daigneault, R., 1993. Stratigraphic and structural aspects of the volcanic rocks of the Matagami mining camp, Quebec; implications for the Norita ore deposit. *Economic Geology*, 88(6): 1542-1558.
- Piché, M. & Jébrak, M., 2006. Determination of alteration facies using the normative mineral alteration index: Selbaie Cu-Zn deposit, northern Abitibi greenstone belt. Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, 43(12): 1877-1885.
- Piercey, S.J., 2011. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5): 449-471.
- Pilote, P., 2010. Géologie du flanc nord de la région de Matagami - Phase 3. Résumés des conférences et des photoprésentations, Québec Exploration 2010. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), DV 2010-06, p. 35.
- Pilote, P., Beaudoin, G., Chabot, F., Crevier, M., Desrochers, J.P., Giovenazzo, D., Lavoie, S., Moorhead, J., Mueller, W., Pelz, P., Robert, F., Scott, C., Tremblay A. & Vorobiev, L., 2000. 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, 110 p.

Pilote, P., Debreil, J.-A., Williamson, K., Rabeau, O. & Lacoste, P., 2011. Révision géologique de la région de Matagami. Conférence Québec Exploration, Québec.

Pilote, P., Debreil, J.-A., Lacoste, P. & Williamson, K., en préparation. Révision géologique de la région de Matagami. Rapport pour le Ministère des Ressources naturelles (Québec).

Poulsen, H. & Hannington, M., 1995. Auriferous Volcanogenic Sulfide Deposits. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Geology of Canada*(8): 183-196.

Poulsen, K.H., Robert, F., & Dubé, B., 2000. Geological classification of canadian gold deposits. *Geological Survey of Canada, Bulletin* 540, 106 p.

Prestvik, T., 1982. Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. *Lithos*, 15(3): 241-247.

R

Ramos, V.A., Cristallini, E.O. & Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 59-78.

Rhéaume, P., 2010. Géologie du feuillet lac Watson (32F12-200-0201), et des portions attenantes des feuillets rivière Subercase (32E09-200-0202), lac de la Gauchetière (32E16-200-0102) et lac McIvor (32F13-200-0101), région de Matagami. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), GM 64950, 13 p.

Roberts, R., 1966. The geology of Mattagami Lake mine, Galinee Township, Quebec. Thèse de doctorat, Université McGill, Montréal.

Roberts, R.G., 1975. The geological setting of the Mattagami Lake Mine, Quebec; a volcanogenic massive sulfide deposit. *Economic Geology*, 70(1): 115-129.

Roberts, R.G. & Reardon, E.J., 1978. Alteration and ore-forming processes at Mattagami Lake mine, Québec. *Canadian Journal Earth Sciences*, 15(1): 1-21.

Rogers, R., 2010. Volcanology and metallogeny of a sector of the Blake River Group, Abitibi Subprovince, Québec and Ontario. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 232 p.

Rogers, R., Ross, P.-S., Goutier, J. & Mercier-Langevin, P., 2014. Using Physical Volcanology, Chemical Stratigraphy, and Pyrite Geochemistry for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration: An Example from the Blake River Group, Abitibi Greenstone Belt. *Economic Geology*, 109(1): 61-88.

Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data*, Longman Scientific & Technical, Essex, UK, 352 p.

- Roscoe, S. W., 2006. Prefeasibility Study on the Caber Deposit - Technical Report on the Caber and Caber North Deposits, Matagami, Québec. Rapport 43-101.
- Rosenberg, N., Cas, R., Beresford, S. & Palich, B., 2008. Reconstruction of an extensive Archaean dacitic submarine volcanic complex associated with the komatiite-hosted Mt Keith nickel deposit, Agnew-Wiluna greenstone belt, Yilgarn Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 161(1): 34-52.
- Ross, P.S. & Bédard, J.H., 2009. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal Earth Sciences*, 46(11): 823-839.
- Ross, P.-S., Bourke, A., Fresia, B. & Debreil, J.-A., 2012. Analyse multiparamétrique à haute résolution de carottes de forage dans la région de Matagami 2010-2012 - Rapport final, rapport soumis au Ministère des Ressources naturelles (Québec), GM 66441, 128 p.
- Ross, P.S., McNicoll, V.J., Debreil, J.A. & Carr, P., 2014. Precise U-Pb Geochronology of the Matagami Mining Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: Stratigraphic Constraints and Implications for Volcanogenic Massive Sulfide Exploration. *Economic Geology*, 109(1): 89-101.
- Ross, P.-S., McNicoll, V.J., Debreil, J.-A. & Carr, P., *accepté*. Precise U-Pb geochronology of the Matagami mining camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec: stratigraphic constraints and implications for VMS exploration. *Economic Geology*.
- Roudaut, S., 2013. Les minéralisations en vanadium du Complexe de la rivière Bell, Matagami, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal, 92 p.
- Roy, G. & Allard, M., 2006. Matagami, une approche ciblée sur de nouveaux concepts, Résumé des conférences et des photoprésentations. Québec Exploration 2006. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (Québec), p. 13.
- Rubin, J.N., Henry, C.D. & Price, J.G., 1993. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, 110(1): 29-47.
- Ryerson, F.J. & Watson, E.B., 1987. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 86(2-4): 225-239.

S

- Sampson, D.E., 1987. Textural heterogeneities and vent area structures in the 600-year-old lavas of the Inyo volcanic chain, eastern California. *Geological Society of America Special Papers*, 212: 89-102.
- Sangster, D.F., 1980. Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits. *Bulletin of Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, 73: 74- 81.
- Sangster, D. & Scott, S., 1976. Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulfide ores of North America. *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 6: 129-222.

- Schandl, E.S. & Gorton, M., 1991. Postore mobilization of rare earth elements at Kidd Creek and other Archean massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 86(7): 1546-1553.
- Scott, R.B., Hajash, Jr., A., 1976. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microprobe study. *American Journal of Sciences*, 276: 480-501.
- Scott, C.R., Mueller, W.U. & Pilote, P., 2002. Physical volcanology, stratigraphy, and lithogeochemistry of an Archean volcanic arc: evolution from plume-related volcanism to arc rifting of SE Abitibi Greenstone Belt, Val d'Or, Canada. *Precambrian Research*, 115(1–4): 223-260.
- Seaman, S.J., Dyar, M.D. & Marinkovic, N., 2009. The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(3–4): 157-169.
- Shanks, W.C., Pat, I. & Thurston, R., 2012. Volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations, 345 p.
- Sharpe J.I., 1968. Géologie et gisements de sulfures de la région de Matagami, Comté d'Abitibi-Est. Québec. Ministère des Richesses naturelles (Québec), rapport géologique 137, 8 cartes, 122 p.
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hall, London.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101-118.
- Sheth, H.C., 2008. Do major oxide tectonic discrimination diagrams work? Evaluating new log-ratio and discriminant-analysis-based diagrams with Indian Ocean mafic volcanics and Asian ophiolites. *Terra Nova*, 20(3): 229-236.
- Shinjo, R., 1999. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough–Ryukyu arc system. *Chemical Geology*, 157(1–2): 69-88.
- Sigurdsson, H. & Sparks, R., 1981. Petrology of rhyolitic and mixed magma ejecta from the 1875 eruption of Askja, Iceland. *Journal of petrology*, 22(1): 41-84.
- Sillitoe, R.H. & Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10: 315-343.
- Snow, C.A., 2006. A reevaluation of tectonic discrimination diagrams and a new probabilistic approach using large geochemical databases: Moving beyond binary and ternary plots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6): B06206.
- Spooner, E.T.C. & Fyfe, W.S., 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contribution Mineralogy and Petrology*, 42(4): 287-304.
- Stanton, R., 1990. Magmatic evolution and the ore type-lava type affiliations of volcanic exhalative ores. *Australasian Institute of Mining & Metallurgy Proceeding*, 15: 101-107.

- Stasiuk, M.V., Barclay, J., Carroll, M.R., Jaupart, C., Ratté, J.C., Sparks, R.S.J. & Tait, S.R., 1996. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bulletin of Volcanology*, 58(2-3): 117-130.
- Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33(7): 557-560.
- Stern, R.J., 2008. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. *In*: Condie, K., Pease, V. (Eds.), *When did Plate Tectonics Begin?* Geological Society America Special Paper, v. 440, p. 265–280.
- Stolz, A.J., Varne, R., Davies, G.R., Wheller, G.E. & Foden, J.D., 1990. Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105(5): 585-601.
- Sun, S.S. & McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313-345.

T

- Takahashi, E., Shimazaki, T., Tsuzaki, Y. & Yoshida, H., 1993. Melting Study of a Peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the Origin of Basaltic Magmas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 342(1663): 105-120.
- Tanguay, R., 1990. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques de la cheminée d'altération du gisement Isle-Dieu, Matagami, Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, 117 p.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Matthey, D.P., Dickin, A.P. & Moorbath, S., 1980. An assessment of the Th-Hf-Ta diagram as a discriminant for tectonomagmatic classifications and in the detection of crustal contamination of magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 1-10.
- 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*, 103(6): 1097-1134.
- Toplis, M.J. & Carroll, M.R., 1995. An Experimental Study of the Influence of Oxygen Fugacity on Fe-Ti Oxide Stability, Phase Relations, and Mineral—Melt Equilibria in Ferro-Basaltic Systems. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137-1170.
- Tuffen, H. & Dingwell, D., 2005. Fault textures in volcanic conduits: evidence for seismic trigger mechanisms during silicic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 67(4): 370-387.

Tuffen, H., Dingwell, D.B. & Pinkerton, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? *Geology*, 31(12): 1089-1092.

V

van Hunen, J., van Keken, P.E., Hynes, A. & Davies, G.F., 2008. Tectonics of early Earth: Some geodynamic considerations. *In*: Condie, K., Pease, V. (Eds.), *When did Plate Tectonics Begin?* Geological Society America Special Paper, vol. 440, 157-171.

Van Kranendonk, M.J., 2010. Two types of Archean continental crust: Plume and plate tectonics on early Earth. *American Journal of Science*, 310(10): 1187-1209.

Verma, S.K. & Verma, S.P., 2012. Identification of Archaean plate tectonic processes from multidimensional discrimination diagrams and probability calculations. *International Geology Review*, 55(2): 225-248.

Verma, S., Guevara, M. & Agrawal, S., 2006. Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log — ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science*, 115(5): 485-528.

Verma, S.P., 2010. Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2): 185-238.

Verma, S.P., 2013. Application of 50 multi-dimensional discrimination diagrams and significance tests: deciphering compositional similarities and differences between Hawaiian and Icelandic volcanism. *International Geology Review*: 1-20.

Verma, S.P. & Agrawal, S., 2011. New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1): 24-44.

Verma, S.P., Verma, S.K., Pandarinath, K. & Rivera-Gómez, M.A., 2011. Evaluation of recent tectonomagmatic discrimination diagrams and their application to the origin of basic magmas in Southern Mexico and Central America. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9): 1501-1525.

Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(6): Q06017.

W

Wang, S., 1973. *Sphalerite Pole-figure Analysis and Metamorphic Textures*, Matagami Lake Mine, Quebec, Canada. Mémoire de maîtrise, Columbia University, New York.

- Watson, E., Chemiak, D., Hanchar, J., Harrison, T. & Wark, D., 1997. The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology*, 141(1): 19-31.
- Whalen, J.B., McNicoll, V.J., Galley, A.G. & Longstaffe, F.J., 2004. Tectonic and metallogenic importance of an Archean composite high- and low-Al tonalite suite, Western Superior Province, Canada. *Precambrian Research*, 132(3): 275-301.
- Whalen, J.B., McNicoll, V.J., van Staal, C.R., Lissenberg, C.J., Longstaffe, F.J., Jenner, G.A. & van Breeman, O., 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*, 89(3-4): 377-404.
- White, J.D.L. & Houghton, B.F., 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34(8): 677-680.
- Whitford, D., Korsch, M., Porritt, P. & Craven, S., 1988. Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia. *Chemical Geology*, 68(1): 105-119.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*: London, Unwin Hyman, p. 1-190.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Witze, A., 2006. *Geology: The start of the world as we know it*. *Nature*, 442(7099): 128-131.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Wood, D.A., Joron, J.-L. & Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2): 326-336.
- Wyman, D. & Kerrich, R., 2009. Plume and arc magmatism in the Abitibi subprovince: Implications for the origin of Archean continental lithospheric mantle. *Precambrian Research*, 168(1-2): 4-22.
- Wyman, D.A., 2003. Upper mantle processes beneath the 2.7 Ga Abitibi belt, Canada: a trace element perspective. *Precambrian Research*, 127(1-3): 143-165.
- Wyman, D.A., 2013. A critical assessment of Neoproterozoic "plume only" geodynamics: Evidence from the Superior Province. *Precambrian Research*, 229(0): 3-19.
- Wyman, D.A., Kerrich, R. & Polat, A., 2002. Assembly of Archean cratonic mantle lithosphere and crust: plume-arc interaction in the Abitibi-Wawa subduction-accretion complex. *Precambrian Research*, 115(1-4): 37-62.

Y

- Yamagishi, H. & Dimroth, E., 1985. A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(3–4): 337-355.
- Yamagishi, H., 1987. Studies on the Neogene subaqueous lavas and hyaloclastites in southwest Hokkaido. *Report of Geological Survey Hokkaido*, 59: 55-117.
- Yamagishi, H., 1991. Morphological and sedimentological characteristics of the Neogene submarine coherent lavas and hyaloclastites in Southwest Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology*, 74(1–4): 5-23.