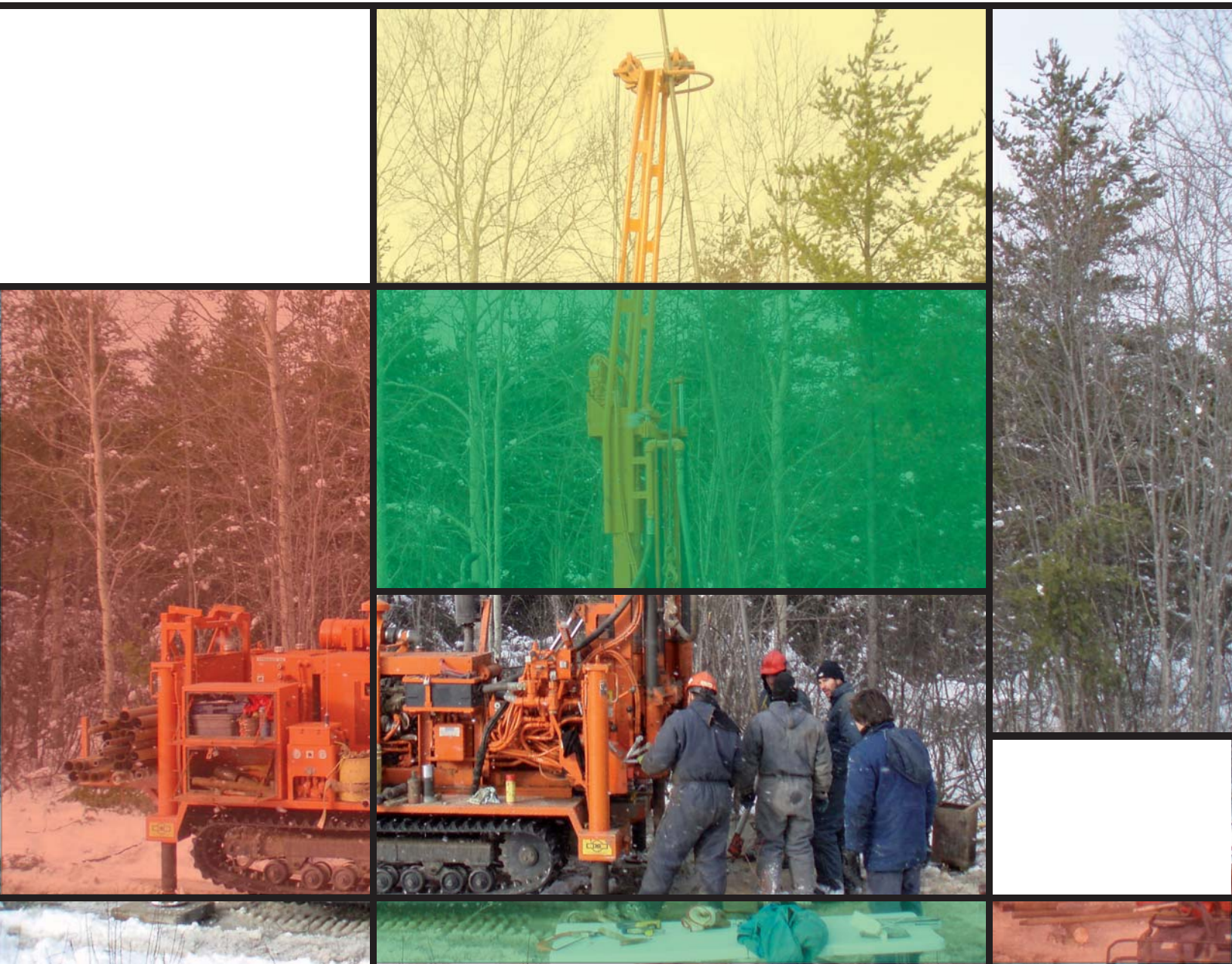


Géologie de la région de la rivière Bigniba (parties des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13)

Pierre Rhéaume, Charles Maurice, Michel Parent et Vicky McNicoll

GM 64951

2010



Géologie de la région de la rivière Bigniba (parties des SNRC 32F03, 32F04 et 32C13)

Auteurs : Pierre Rhéaume, Charles Maurice (MRNF), Michel Parent et
Vicky McNicoll (CGC)

Assistance technique : Johanne Jobidon, Gabriel Morin, Frédérick St-Pierre et
Patrick Olivier

Résumé

Un levé géologique, à l'échelle de 1/20 000, a été réalisé en 2006-2007 et 2007-2008 dans le bassin versant de la rivière Bigniba. Les problèmes posés par l'importante couverture de dépôts glaciolacustres et par la rareté des pointements rocheux ont été contournés par des travaux de forage systématique. Les objectifs des travaux sont 1) de mettre à jour l'inventaire géologique du secteur de la Rivière Bigniba, 2) de documenter la géologie de la bande de roches volcano-sédimentaires qui sépare le Batholite de Marest du Pluton de Bernetz, 3) d'établir la stratigraphie des sédiments quaternaires et la dynamique glaciaire qui leur est associée et 4) d'évaluer le potentiel minéral du secteur en identifiant les contextes géologiques favorables à la découverte de nouveaux gîtes minéraux.

Les roches de la région cartographiée sont principalement d'âge Archéen. Les roches volcaniques appartiennent au Groupe de Vanier-Dalet-Poirier et à la Formation de Desboues. Les roches volcaniques sont surmontées en discordance par les roches sédimentaires siliciclastiques de la Formation de Glandelet, laquelle occupe un synclinal régional doublement plongeant. Ces unités sont traversées par de nombreuses zones de déformation et coincées entre le Batholite de Marest et le Pluton de Bernetz. Elles sont également recoupées de plusieurs types d'intrusions, parmi lesquelles on note des cumulats à olivine, des gabbros, des porphyres à quartz et/ou à feldspath et des diabases. Les plus importantes zones de déformation notées dans le secteur sont celles de Laflamme-sud, Laflamme-nord, Harricana et de la Femelle. Ces zones de déformation, ainsi que l'ensemble des éléments structuraux, accusent un pendage modéré vers le nord et se moulent autour du contact sud du Batholite de Marest. Le métamorphisme régional est au faciès des schistes verts, atteignant localement le faciès des amphibolites moyen en bordure des grands massifs intrusifs.

La continuité des unités volcaniques entre la mine Géant Dormant et le gîte Comtois, de concert avec la présence d'une série de minéralisations polymétalliques, la présence d'altérations favorables et l'identification d'intrusions synvolcaniques probables souligne le potentiel de la région pour les gîtes associés à l'activité volcanique. L'extension de plus de quatre zones de déformation dans la région, la présence de grandes zones d'altération en carbonate et l'identification d'indices d'or filoniens attestent également du potentiel du secteur pour les gîtes d'or filonien orogéniques. Les zones d'altération à aluminosilicates dans les roches sédimentaires constituent un troisième type de cible méritant un suivi dans ce secteur.

TABLE DES MATIÈRES

1. INTRODUCTION	4
1.1 Localisation et accès	4
1.2 Remerciements	5
1.3 Méthodologie	5
2. STRATIGRAPHIE	6
2.1 Unités Volcaniques et sédimentaires archéennes	7
2.1.1. Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (Avp)	7
2.1.1.1 Unité de basalte aphanitique ou porphyrique (Avp1)	8
2.1.1.2 Unité de basalte andésitique, d'andésite et de tuf (Avp2)	9
2.1.1.3 Unité de roches volcaniques felsiques (Avp3)	9
2.1.1.4 Unité de roches sédimentaires siliciclastiques (Avp4)	9
2.1.1.5 Unité de roches sédimentaires siliciclastiques et exhalatives (Avp5)	10
2.1.1.6 Unité de basalte glomérporphyrique (Avp6)	10
2.1.2 Formation de Desboues (Ade)	10
2.1.3 Formation de Glandelet (Agd)	11
2.2 Unités intrusives archéennes	12
2.2.1 Batholite de Marest (Amar)	12
2.2.2 Pluton de Bernetz (Abrn)	13
2.2.3 Intrusions de Maizerest (Amaz)	14
2.2.4 Intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz (I1a)	14
2.2.5 Intrusions porphyriques à phénocristaux de feldspath ou quartz (I1b)	15
2.2.6 Diorite (I2J)	15
2.2.7 Gabbro porphyrique à glomérporphyrique à plagioclase (I3Aa)	15
2.2.8 Gabbro à magnétite (I3Ab)	16
2.2.9 Gabbro chloritisé et cisailé (I3Ac)	16
2.3 Unités intrusives protérozoïque	16
2.3.1 Diabase	16
3. GÉOCHIMIE	17
3.1 Caractérisation géochimique des roches volcaniques mafiques et intermédiaires	17
3.2 Caractérisation géochimique des roches volcaniques felsiques	18
3.3 Caractérisation géochimique des roches intrusives mafiques	19
3.4 Caractérisation géochimique des roches intrusives intermédiaires et felsiques	19
4. GÉOCHRONOLOGIE	20
4.1 Procédures analytiques	20
4.2 Présentation des résultats	21
5. STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME	22
5.1 Éléments structuraux pénétratifs	23
5.2 Plis et failles	24
5.3 Métamorphisme	25

6. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	26
6.1 Gîtes et indices connus	26
6.2 Potentiel métallifère	29
6.2.1 Minéralisations synvolcaniques.....	29
6.2.2 Gîtes d’or filonien associés aux zones de déformation.....	31
6.2.3 Zones altérées en aluminosilicates dans les roches sédimentaires.....	32
7 CONCLUSION	32
8. RÉFÉRENCES	33
 Figures 1 à 4	 38 à 41
Tableaux 1 et 2	42 et 43
Planches 1 à 3	44 à 46

1. INTRODUCTION

1.1 Localisation et accès

Ce rapport présente une mise à jour de la géologie du socle rocheux du secteur compris entre la mine Géant Dormant et le gîte Comtois (figure 1) suite à deux campagnes de forage de sédiments quaternaires effectuées durant l'hiver 2006-2007 et l'hiver 2007-2008 (Reeves *et al.*, 2007; Villemeuve et Fournier, 2008; Villemeuve et Lalancette, 2008). Ces forages sont le fruit de la coopération du Bureau de l'Exploration Géologique du Québec et de la Commission géologique du Canada. Ces travaux font partie du Plan Cuivre du MRNF ainsi que de l'Initiative Géoscientifique Ciblée (IGC-TGI) de la CGC. Ils ont été effectués dans le cadre d'un projet dont les buts sont 1) de mettre à jour les connaissances géologiques du secteur de la Rivière Bigniba, 2) de documenter la géologie des roches supracrustales entre le Batholite de Marest et le Pluton de Bernetz, 3) d'établir la stratigraphie des sédiments Quaternaires et la dynamique glaciaire qui leur est associée et 4) d'évaluer le potentiel minéral du secteur en identifiant les contextes géologiques favorables à la découverte de nouveaux gîtes minéraux. Le présent rapport présente les résultats relatifs à la géologie du socle; les résultats concernant les sédiments d'âge Quaternaires sont l'objet d'une seconde publication.

La région couverte par le présent rapport couvre des parties des feuillets SNRC 32F04, 32F03 et 32C13. Elle est située entre les longitudes 77°30 et 78°00 W, et les latitudes 49°00 et 49°15 N. On y accède par la route 109 qui relie Amos à Matagami et, depuis Lebel-sur-Quévillon, par le chemin forestier Comtois.

La première phase du projet a été amorcée en 2006, dans le feuillet SNRC 32F04-SO, où 37 forages verticaux ont été complétés dans un territoire bordé au nord par le Pluton de Marest, au sud par le Pluton de Bernetz et à l'ouest par la route 109. La seconde phase des travaux a débuté en 2007, dans le prolongement vers l'est de la phase 1 jusqu'aux environs du gîte Comtois (Figure 1). Cette région a déjà été l'objet de travaux de cartographie géologique par Hocq (1983, 1982), Béland, (1950), Tiphane (1959) et Auger et Longley (1939), qui tous font état de la difficulté d'interpréter ce secteur en raison de la rareté des affleurements.

1.2 Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement pris part aux différentes étapes de la réalisation du projet. La conception de projet résulte de l'inspiration de Marc Baumier, dont les conseils précieux à l'amorce du projet ont été une condition *sine qua non* à son exécution. Nous tenons également à remercier François Hardy qui a joué un rôle de premier plan dans la description des sédiments quaternaire, ainsi que Patrice Villeneuve, Jonathan Lalancette, Frédéric Tremblay et le personnel d'IOS services géoscientifiques, de Boart Longyear et des Laboratoires S.L. pour l'exécution technique des travaux de forage. Nous remercions également Gabriel Morin, Patrick Olivier, Jean-François Leclerc-Cloutier et Audrey Le Pioufle pour leur participation aux travaux de terrain. Les figures du présent rapport ont été réalisées avec l'aide infiniment précieuse de Johanne Jobidon et de Frédérick St-Pierre.

1.3 Méthodologie

L'entrave principale à notre compréhension de la géologie du secteur est la couverture relativement continue de sédiments glaciolacustres et de till qui le recouvre. Cette couverture a une épaisseur moyenne de 19,5 m dans la région à l'étude, atteignant localement 56,5 m. Il en résulte une distribution d'affleurements marquée par des pointements rocheux regroupés en îlots éloignés de 6 à 10 km les uns des autres. Cette carence en information n'est pas compensée par les forages d'exploration qui ont été rendus publics sous forme de travaux statutaires, car ces derniers sont concentrés à la périphérie de la mine Géant Dormant et du gîte Comtois. Le reste de la région a été l'objet de très peu de travaux.

L'approche qui a été retenue pour pallier à la rareté des pointements rocheux a été d'implanter une série de forages verticaux afin d'échantillonner le till et le socle rocheux. Ces forages ont été implantés le long du réseau routier existant en visant un espacement moyen de 2 kilomètres. Les eskers ont été évités en raison de l'amincissement et du lessivage considérable qu'ils font subir au till. Les affleurements situés le long des chemins forestiers ont également été visités.

La carte géologique du présent rapport résulte de l'intégration des données géologiques et géophysiques provenant des travaux statutaires, des affleurements facilement accessibles et des forages effectués dans le cadre de nos travaux. Les forages de la campagne de 2006-2007 sont

des forages au diamant conventionnels de diamètre 'BQ' alors que ceux de 2008-2009 ont été implantés avec une foreuse de type 'Sonic' de diamètre 'NQ'. Les échantillons ainsi récupérés sont suffisamment larges pour permettre une description détaillée des textures, des structures, des relations entre les lithologies ainsi que la prise de mesures structurales. Le pendage des mesures structurales a été mesuré directement sur la carotte, alors que la direction de ces mêmes mesures a été calculée en référence aux affleurements et aux sondages voisins par la méthode des trois points (Ramsay et Huber, 1983). Les lithologies en place dans chaque sondage ont été caractérisées par des descriptions macroscopiques et pétrographiques, des analyses lithogéochimiques, des mesures structurales et de susceptibilité magnétique.

Le traitement des données dérivées des sédiments quaternaires fera l'objet d'une étude publiée séparément du présent rapport par Michel Parent. L'objectif principal de ce volet particulier du projet est d'établir la provenance des diverses unités de till rencontrées en caractérisant leur composition géochimique, minéralogique et lithologique dans le but d'établir un cadre lithostratigraphique régional des formations quaternaires. Il est prévu de caractériser, pour chaque sondage, la stratigraphie, la géochimie de la fraction fine ($< 63 \mu\text{m}$), la minéralogie de la fraction sableuse lourde et l'assemblage des fragments lithiques. Ces données seront ensuite intégrées et synthétisées afin de proposer un modèle d'écoulement glaciaire et de préciser les patrons locaux de dispersion, permettant la caractérisation de cibles d'exploration à partir de la géochimie des sédiments glaciaires.

2. STRATIGRAPHIE

Cette région a déjà été l'objet de travaux de cartographie géologique par Hocq (1982, 1983), Béland, (1950), Tiphane (1959) et Auger et Longley (1939). Aucun de ces auteurs n'a toutefois proposé de cadre stratigraphique pour les unités volcaniques ou sédimentaires, chacun définissant plutôt des unités lithologiques. Le schéma stratigraphique utilisé ici découle d'une stratigraphie informelle résultant d'un exercice interne de compilation régionale. Il n'existe donc pas, à notre connaissance, de définition formelle des unités présentées ici. Les descriptions des roches du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier, de la Formation de Desboues et de la Formation de Glandelet présentées dans nos travaux devraient être considérées comme une première tentative de positionner plus formellement les roches supracrustales de la région dans un cadre

lithostratigraphique. Il demeure que la rareté des affleurements et le recours au forage nous impose des contraintes sévères sur la caractérisation des unités et que des définitions formelles devraient s'appuyer sur de plus nombreuses observations en affleurement, possiblement dans les secteurs adjacents à ceux de la présente étude.

Les roches de la région cartographiée sont d'âge Archéen et appartiennent à la Sous-province d'Abitibi. On y note une bande de roches volcano-sédimentaires bordée par le Batholite de Marest au Nord et par le Pluton de Bernetz au Sud. Cette bande consiste principalement en roches volcaniques appartenant au Groupe de Vanier-Dalet-Poirier et à la Formation de Desbous. Le contact entre ces deux ensembles de roches volcaniques est recouvert par les roches sédimentaires siliciclastiques de la Formation de Glandelet.

Des dykes de diabase du Protérozoïque assignés aux essaims de Matachewan et Senneterre recoupent les unités de l'Archéen.

La campagne de forage a permis d'apporter d'importants changements à la compréhension de la géologie de ce secteur. Les modifications les plus significatives sont les suivantes :

1. La portion du territoire étudié occupée par la bande volcano-sédimentaire est beaucoup plus large que ne le laissaient présager les travaux antérieurs.
2. La bande pyroclastique de la Rivière Octave, définie par Hocq (1982), ne semble pas être présente dans la région, bien que sa position présumée ait été délibérément ciblée par plusieurs forages. Cet espace est principalement occupé par des roches sédimentaires siliciclastiques de la Formation de Glandelet.

2.1 Unités volcaniques et sédimentaires archéennes

2.1.1 Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (Avp)

La première mention du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier est, à notre connaissance, par Legault *et al.* (2000) dans la région de Joutel. Il y est fait mention d'un ensemble principalement constitué de basaltes et d'andésites soit tholéïtiques, soit calco-alkalins. Ces auteurs tracent le Groupe de Vanier-Dalet-Poirier du secteur de Joutel jusqu'à la Mine Géant Dormant, à la bordure nord-ouest de la présente étude. Les roches volcaniques felsiques datées à 2722 ± 2 Ma à la Mine Géant Dormant par Gaboury et Daigneault (1999) sont également assignées au Groupe de

Vanier-Dalet-Poirier par Legault *et al.* (2000). Le grain structural de ce secteur, tel qu'indiqué par le levé Mégatém récemment publié (CGC *et al.*, 2008) suggère que les roches volcaniques du présent rapport se situent dans le prolongement oriental de celles décrites par Gaboury et Daigneault (1999) et Legault *et al.* (2000). Dans cette optique et sur la base des similarités lithologiques entre nos observations et celles de Legault *et al.* (2000), ils nous apparaît raisonnable d'assigner les roches volcaniques comprises entre la Mine Géant Dormant et le gîte Comtois au Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

Nous avons pu reconnaître sur notre territoire cinq unités définies par leurs combinaisons de caractéristiques texturales et chimiques (**Avp1**, **Avp2**, **Avp3**, **Avp5**, et **Avp6**). L'unité **Avp4** est limitée à la partie centre-ouest de la région et n'a pas été observé directement.

2.1.1.1 Unité de basalte aphanitique ou porphyrique (Avp1)

Nos observations montrent que cette unité est principalement constituée de basaltes tholéitiques. Ces laves sont généralement aphyriques et faiblement amygdalaires, mais contiennent localement jusqu'à 10% de phénocristaux de plagioclase zonés et partiellement résorbés. On note des lithofaciès massifs, coussinés et bréchiqes. Les coussins varient en diamètre de 0,50 à 1,25 m. Il sont souvent jointifs (planche 1, photo 1) et présentent une croûte mince quelquefois bordée de 3 à 10 cm de matériel hyaloclastique et des chambres de quartz sont présentes par endroit. Les coussins sont souvent partiellement ou complètement épidotisés, et présentent localement des zones altérées en silice ou en carbonate qui se traduisent par une teinte blanchâtre.

L'unité **Avp1** se traduit sur les cartes magnétiques et électromagnétiques par une zone non conductrice à susceptibilité magnétique variable où alternent des bandes étroites faiblement ou fortement magnétiques (CGC *et al.*, 2008). Ces bandes constituent des marqueurs qui facilitent l'identification des plis et des failles. On note en particulier un système de plis-failles d'orientation ONO qui semble se situer dans le prolongement de celui interprété sur la propriété Géant Dormant. Les susceptibilités magnétiques mesurées sur les échantillons provenant de bandes fortement magnétiques varient de 0,03 à $4,99 \times 10^{-5}$ SI tandis que celles des échantillons provenant de bandes faiblement magnétiques varient de 0,10 à $1,02 \times 10^{-5}$ SI.

2.1.1.2 Unité de basalte andésitique, d'andésite et de tuf (Avp2)

Les roches de cette unité consistent principalement en des basaltes andésitiques et des andésites d'affinité transitionnelle à calco-alkaline, localement interlités avec des niveaux de tuf intermédiaire ou felsique. Les faciès effusifs sont massifs, coussinés ou bréchiques. Ils consistent en laves aphyriques ou moyennement grenues, quelquefois porphyriques à phénocristaux de plagioclase. Ces phénocristaux de plagioclase atteignent 5 mm de largeur et peuvent constituer jusqu'à 10% de la roche. On note quelquefois la présence de 1 à 2% d'amygdules de quartz ou de carbonate.

2.1.1.3 Unité de roches volcaniques felsiques (Avp3)

Cette unité consiste en lentilles de laves ou de tufs felsiques. Les laves présentent des faciès à lobes et brèches associés à une forte lamination d'écoulement (planche 1, photo 2). Les tufs varient en granulométrie de tuf à cendres à tufs à blocs et lapilli. Le litage est généralement frustré, sauf dans les faciès à cendre où l'on remarque des laminations et quelquefois des plis synsédimentaires. La plupart des fragments sont jointifs, anguleux, gris clair et aphanitiques. Moins de 5% des fragments présentent des phénocristaux de plagioclase (planche 1, photo 3). Certains intervalles sont fortement altérés en séricite et montrent une schistosité bien développée. Les dimensions et l'abondance de ces lentilles est difficile à évaluer correctement avec la méthode utilisée à cause du maillage de 2 kilomètres entre les forages. Des travaux à une échelle plus fine permettraient sans doute de raffiner la connaissance de ces roches.

2.1.1.4 Unité de roches sédimentaires siliciclastiques (Avp4)

Nous n'avons pas directement observé les roches de cette unité. Nous la mentionnons ici parce qu'elle est signalée dans la partie centre-ouest de notre étude et que son extension pourrait se poursuivre dans le secteur du Lac Bigniba. L'unité a été notée en forage, on y rapporte un intervalle de plus de 180 m de grès conglomératique et de grès granoclassé, interlités de mudstone (Ducharme, 1999); ces lithologies sédimentaires seraient associées à des tufs.

2.1.1.5 Unité de roches sédimentaires siliciclastiques et exhalatives (Avp5)

Bien que nous n'ayons pas directement observé les roches de cette unité, elle a été notée en forage au sud-ouest du Lac Bigniba. On y rapporte, en association avec des tufs, une centaine de mètres de wackes et de mudstones finement laminaires accompagnés de chert et de formation de fer à magnétite avec des phénocristaux de cordiérite (Ross, 1985a).

2.1.1.6 Unité de basalte glomérophyrique (Avp6)

L'unité **Avp6** est une nouvelle unité principalement constituée de basaltes glomérophyriques massifs ou coussinés qui forment une large bande bordant la limite sud du Batholite de Marest dans les cantons de Fonteneau et Thémines. Elle correspond peut-être aux horizons repères de basalte glomérophyrique décrits par Hocq (1983) au nord-ouest de la zone d'étude dans les cantons de Céloron et de Mazarin, mais l'état des données de ce secteur ne permet pas comparer la chimie de ces roches à celles décrites ici. L'unité décrite par Hocq (1983) ne mesure toutefois que quatre-vingt mètres de largeur alors que les roches que nous décrivons ici forment une bande large de plusieurs kilomètres.

L'unité est localement métamorphisée au faciès des amphibolites au contact des massifs intrusifs importants. La réponse magnétique de cette unité est caractérisée par des bandes kilométriques fortement ou faiblement magnétiques. Ces bandes sont très continues peuvent être tracées tout le long de la bordure sud du Batholite de Marest. Les susceptibilités magnétiques mesurées sur les échantillons varient de 0,75 à 94,50 x 10⁻⁵ SI.

Les roches de cette unité (**Avp6**) sont localement exposées à la surface. Les meilleurs affleurements sont facilement accessibles et situés à: 312320 E x 5448673 N (UTM, NAD 83, zone 18). On peut y voir des basaltes glomérophyriques recoupés de dykes ou de sills de gabbro synvolcanique, tous au faciès des amphibolites (planche 1, photo 4).

2.1.2 Formation de Desbous (Ade)

La Formation de Desbous (**Ade**) consiste en un mince cordon discontinu de roches volcaniques logé entre les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet et le Pluton de Bernetz. Cette

unité n'a jamais fait l'objet d'une définition formelle et est signalée pour la première fois dans un exercice de compilation informel dans le SNRC 32E01 (MRNF, 2003). Nous employons ici ce terme pour désigner les unités volcaniques comprises entre les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet et le Pluton de Bernetz et prolongeons les contacts du feuillet bordant notre étude du côté ouest. La Formation de Desboues contient principalement des basaltes et des andésites aphanitiques en petits coussins fortement aplatis et jointifs de moins d'un mètre de longueur (planche 1, photo 5). Ces coussinets contiennent localement des chambres de quartz de quelques centimètres de long. Aucune zone d'hyaloclastite n'a été observée. Localement, les roches de cette unité sont métamorphisées au faciès des amphibolites, autrement elles sont superficiellement similaires à celles de l'unité **Avp1**.

2.1.3 Formation de Glandelet (Agd)

Les roches de la Formation de Glandelet avaient originalement été assignées au Groupe de Chicobi par Hocq (1983). Elles en ont été subséquemment retirées et pour être désignées par l'appellation 'Formation de Glandelet', laquelle n'a pas fait l'objet d'une définition formelle (MRNF, 2003). Cette distinction nous apparaît souhaitable, puisqu'elle attribue une désignation stratigraphique différente aux roches occupant deux bassins sédimentaires peu étudiés et apparemment disjoints. La Formation de Glandelet occupe un grand bassin est-ouest et est essentiellement constituée de roches sédimentaires turbiditiques associées à des mudstones et des formations de fer; elle est dans l'ensemble comparable aux formations de Taïbi et d'Harricana situées au nord de Joutel. On note dans notre région deux sous-unités, la plus importante (**Agd3**) consiste en une alternance de wacke granoclassé et de mudstone souvent graphitique et sulfuré. Ces roches présentent généralement des laminations parallèles bien développées, ainsi que des granoclassements et des bases de banc érosives. Les faciès plus grossiers comprennent une fraction sableuse constituée de grains anguleux de quartz et de plagioclase, souvent accompagnés d'intraclastes de grès ou de mudstone. Les faciès fins de cette unité présentent quelquefois des porphyroblastes d'andalousite atteignant 5 mm de diamètre (planche 1, photo 6). Ces porphyroblastes sont déformés et s'alignent dans la schistosité régionale S_2 .

La seconde sous-unité (**Agd4**) est caractérisée par la présence au sein des wackes et des mudstones de niveaux de formations de fer et d'exhalites (Ross, 1987). Ces formations de fer se

manifestent par des niveaux très fortement magnétiques sur les levés régionaux. En forage, elles consistent en niveaux centimétriques de magnétite massive à semi-massive, en alternance avec les wackes et les mudstones. Les polarités observées dans certains sondages, l'attitude structurale des couches et la présence locale de plis mégascopiques permettent de proposer que cette unité occupe un bassin plissé en un synclinal fermé à pendage vers le nord. Les données géochronologiques (voir section 4.2) suggèrent fortement que cette unité repose vraisemblablement en discordance sur les volcanites environnantes.

Les bordures nord et sud de la Formation de Glandelet sont affectées par d'importantes zones de déformation. Les principales manifestations de ces dernières sont le développement d'une intense linéation d'étirement fortement plongeante, l'intensification de la schistosité, la présence d'une linéation de crénulation faiblement plongeante et la présence de nombreuses veines de quartz-chlorite-carbonate \pm albite \pm pyrite.

Dans le secteur à l'étude, la Formation de Glandelet se manifeste sur les cartes géophysiques par de nombreux conducteurs formationnels et par des alternances de bandes fortement à faiblement magnétiques dans lesquelles on reconnaît des horizons plissés. Les formations de fer sont associées à des niveaux plus fortement magnétiques. Les susceptibilités magnétiques mesurées sur les échantillons de wacke et de mudstone varient de 0,19 à $1,12 \times 10^{-5}$ SI.

2.2 Unités intrusives archéennes

2.2.1 Batholite de Marest (Amar)

Le Batholite de Marest est un énorme complexe intrusif principalement felsique long de 70 km et large de 40 km autour duquel se moulent les contacts géologiques et les zones de déformation régionales. La signature magnétique de l'unité est très variable et souvent similaire à celles des roches volcaniques avoisinantes, ce qui rend l'identification de ce contact sur le levé aéromagnétique particulièrement difficile. La première mention du Batholite de Marest est par Rive *et al.* (1990) qui le classent avec les plutons de tonalite, de granodiorite et de leucotonalite syn- à tardivolcaniques (suite D). Ils classent toutefois cette intrusion sans la nommer ou en proposer de définition formelle; ils signalent toutefois que l'absence d'affleurement pourrait être la cause d'une surestimation de la taille de cette catégorie d'intrusions, ce qui est congruent avec

nos observations. Le terme « Batholite de Marest » est utilisé pour la première fois en 1992, par Chown *et al.* (1992). Ces derniers ne fournissent cependant pas de définition formelle ou de description détaillée, se contentant de l'assigner à la famille des plutons synvolcaniques.

La partie principale de l'intrusion (**Amar1**) est formée de granodiorite à biotite et de tonalite à biotite et à hornblende, massives, à grain moyen ou grossier (planche 2, photo 7) présentant quelquefois un rubanement magmatique frustré. L'unité **Amar1** est comparable à ce qui a été décrit par Rive *et al.* (1990).

La majeure partie du Batholite de Marest à l'intérieur de la zone d'étude appartient cependant à une phase intrusive bien individualisée et relativement tardive. Cette sous-unité (**Amar2**) consiste en une intrusion d'une dizaine de kilomètres de diamètre composée principalement de granodiorite à biotite massive à marquée par un rubanement magmatique grossier défini par des variations granulométriques. Aucune tonalite n'a été notée dans l'unité **Amar2**. Localement, cette granodiorite est injectée de dykes d'aplite rosée de 2 à 10 cm d'épaisseur. Les roches de l'unité **Amar2** sont blanches dans la moitié est de l'intrusion. Elles passent progressivement au rose, puis au rouge vers l'ouest. Cette rubéfaction est localement accompagnée par le développement de magnétite et d'hématite spéculaire en remplacement de la biotite et des minéraux mafiques.

La foliation dans les roches encaissantes de l'unité **Amar2** est toujours tangentielle au contact avec cette dernière, décrivant ainsi un cercle quasi-complet autour des roches de cette phase intrusive.

La nature essentiellement granodioritique de l'unité **Amar2**, sa structure bordière marquée d'une foliation concentrique et nos données géochronologiques (voir section 4.2) nous amènent à suggérer que cette phase du Batholite de Marest est essentiellement syntectonique. Elle donne toutefois une limite supérieure à l'âge du reste de cette grande masse intrusive qui pourrait certainement contenir une phase synvolcanique, tel que suggéré par Rive *et al.* (1990).

2.2.2 Intrusion de Bernetz (Abrn)

Le terme Intrusion de Bernetz (**Abrn**) a été introduit par Rive *et al.* (1990) qui classe ce pluton dans la suite d'orthogneiss dioritiques, tonalitiques et trondhjémiques pré-tectoniques (suite A). Aucune description spécifique de l'Intrusion de Bernetz n'est toutefois fournie.

L’Intrusion de Bernetz (**Abrn**) constitue la limite sud des formations de Glandelet et de Desboues. Dans le secteur étudié, elle est principalement composée de granodiorite blanche ou rose avec des quantités mineures de tonalite. La granodiorite montre le plus souvent des textures massives ou bien un rubanement magmatique défini par des bandes à granulométrie moyenne ou grossière. L’indice de coloration est toujours faible et le principal minéral mafique est la biotite. La granodiorite est localement affectée par une intense schistosité au travers de laquelle se développe localement une texture cataclastique définie par la désagrégation des feldspaths. Ces évidences de déformation à la bordure de ce pluton, tant dans les roches intrusives que volcaniques, suggèrent que l’Intrusion de Bernetz est entourée d’une auréole de déformation (*sensu* Daigneault, 1996). La présence de dykes de granodiorite boudinés dans la Formation de Glandelet (planche 2, photo 8) et la troncature locale du contact sud de cette dernière par l’Intrusion de Bernetz suggère qu’au moins les phases bordières de ce pluton sont syntectoniques.

2.2.3 Intrusions de Maizerest (Amaz)

Nous assignons à cette unité une petite masse de péridotite à magnétite associée à des diorites et localement parcourue de filonnets d’amiante traversée par un sondage situé à deux kilomètres au sud de la Mine Géant Dormant (Ross, 1985b). Bien que nous n’ayons pas directement observé cette unité à l’intérieur de la zone d’étude, nous avons examiné une sélection d’échantillons dans les haldes du gîte Abitibi Asbestos situé à une dizaine de kilomètres au nord-ouest, dans le SNRC 32E01. Les roches que nous y avons vues consistent principalement en dunite à grain moyen, marquée par une texture de cumulat, avec de la magnétite interstitielle et des veinules d’amiante. Ces dunites étaient accompagnées de diorites blanches grenues.

2.2.4 Intrusions porphyriques à phénocristaux de quartz (I1a)

Ces intrusions forment des dykes ou des filons-couches d’épaisseur indéterminée au sein de la Formation de Glandelet. Elles sont formées de porphyre quartzifère ou de schiste à quartz-séricite (planche 2, photo 9). Les phénocristaux de quartz constituent jusqu’à 30% de la roche et

atteignent 1 cm de diamètre. On note des textures en atoll bien développées dans le quartz, ce qui suggère une mise en place à faible profondeur.

2.2.5 Intrusions porphyriques à phénocristaux de feldspath ou quartz (I1b)

Les roches de l'unité **I1b** forment des filons-couches ou des dykes dans les roches volcaniques du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier. Elles sont particulièrement bien exposées sur une série d'affleurements située à trois km au SE du lac Bigniba où l'on observe un porphyre feldspathique moyennement grenu blanc jaunâtre et modérément déformé. Les forages ont également recoupé des dykes de porphyre à quartz et à plagioclase gris moyen avec des cristaux de quartz présentant une texture en atoll.

2.2.6 Diorite (I2J)

Cette unité lithologique consiste en une intrusion elliptique de dix kilomètres de longueur orientée NW-SE et située dans la partie centre-est de la région (figure 1). Elle correspond à une anomalie magnétique positive sur le levé aéromagnétique régional (figure 4).

La diorite est mésocrate à leucocrate et présente une texture massive moyennement à grossièrement grenue. Elle contient localement des enclaves arrondies de basalte et de diorite. L'unité I2J recoupe les zones de déformation et est donc post-tectonique.

2.2.7 Gabbro porphyrique ou gloméroporphyrique à plagioclase (I3Aa)

Les roches de cette unité sont superficiellement similaires à celles de l'unité **Avp6** et représentent peut-être un type de coulée massive au sein de cette dernière unité. Elles présentent un aspect massif et un pourcentage variable de phénocristaux ou de glomérocristaux de plagioclase blanchâtre.

2.2.8 Gabbro à magnétite (I3Ab)

Une importante masse de roches mafiques grenues a été notée le long d'une anomalie magnétique positive linéaire d'orientation NO-SE. Ces ferrogabbros ou tholéiites ferrières présentent une granulométrie moyenne à grossière et une texture subophitique définie par les lattes de plagioclase. Ils pourraient aussi bien constituer un filon-couche qu'une coulée massive. Les seules structures notées en affleurement sont les fractures de refroidissement et les joints colonnaires. En lame mince, on note de larges cristaux de pyroxène, des lattes de plagioclase et des cristaux de magnétite. La magnétite en particulier montre une texture en atoll bien marquée, avec de nombreux golfes indiquant une résorption partielle (planche 2, photo 10).

L'unité se traduit par une zone non-conductrice à susceptibilité magnétique relativement homogène d'intensité élevée. Les susceptibilités magnétiques mesurées sur les échantillons varient de 0,75 à $94,50 \times 10^{-5}$ SI.

2.2.9 Gabbro chloritisé et cisailé (I3Ac)

Cette unité forme une intrusion allongée recoupant les laves mafiques de l'unité **Avp1** à environ 5 km à l'ouest du gîte Comtois. Elle est particulièrement bien exposée le long des rives de la rivière Laflamme. L'unité est constituée de gabbro chloritisé et schisteux affecté d'une altération pénétrative en carbonates.

2.3 Unités intrusives protérozoïques

2.3.1 Diabase

Plusieurs dykes de diabase d'âge protérozoïque traversent les unités archéennes. La plupart de ces dykes sont visibles sur les cartes aéromagnétiques en raison de leur forte susceptibilité magnétique. Ces dykes sont faiblement affectés par la déformation régionale. Ils présentent une texture ophitique ou subophitique et contiennent localement des phénocristaux millimétriques de plagioclase. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Les dykes orientés NE-SW sont assignés à l'Essaim de Senneterre (**Psen**) dont l'âge est estimé à 2216 Ma

(Buchan *et al.*, 1993). Mentionnons, que certains de ces dykes pourraient appartenir aux Dykes de Biscotasing dont l'âge est estimé à 2167 Ma (Halls et Davis, 2004); ils n'ont toutefois pas été distingués par nos travaux. Les dykes d'orientation N-S appartiennent à l'Essaim de Matachewan (**Pmaw**) dont l'âge est estimé à 2473 +19/-9 Ma (Heaman, 1997).

3. GÉOCHIMIE

La caractérisation géochimique vise à classer et à caractériser les différentes lithologies de la région étudiée, tout en établissant une meilleure corrélation des différentes unités lithostratigraphiques. Les 131 échantillons lithogéochimiques utilisés dans ce chapitre ont été analysés par Activation Laboratories Ltd et tous les résultats sont intégrés à la base de données SIGÉOM.

Le traitement et l'interprétation géochimiques ont été effectués à partir des résultats d'analyses normalisés à 100 % sur une base anhydre. La classification et la caractérisation géochimique des roches volcaniques sont basées sur les concentrations en éléments des terres rares et en traces réputés peu mobiles lors de l'altération hydrothermale ou supergène (Zr, Y, Ti, Th, Nb). Les roches intrusives felsiques ont été classifiées en utilisant les proportions modales des minéraux, tandis que leur affinité géochimique est déterminée à partir des rapports Zr/Y et de l'indice de saturation en alumine (Maniar et Piccoli, 1989). L'environnement géodynamique probable des lithologies est inféré du diagramme multiéléments pour les roches volcaniques et du diagramme de Pearce *et al.* (1984) pour les roches intrusives felsiques. Tous les diagrammes de classification utilisés dans la présente section sont présentés à la figure 2.

3.1 Caractérisation géochimique des roches volcaniques mafiques et intermédiaires

Selon les diagrammes de classification de Maclean et Barrett (1993) et de Winchester et Floyd (1977), les roches mafiques des unités **Avp1**, **Avp6** et **Ade** consistent essentiellement en des basaltes tholéiitiques. Ces derniers sont marqués par des profils de terres rares normalisés aux chondrites, plats à légèrement appauvris, avec des rapports La/Sm d'environ 1,5.

Les roches mafiques de l'unité **Avp1** affichent des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ compris entre 6 et 19, Zr/Y de 2,1 à 3,5 et Th/Nb de 0,08 à 0,12. Les roches de l'unité **Avp6** affichent des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ typiquement compris entre 5 et 16, Zr/Y de 2,5 à 4,0 et Th/Nb de 0,08 à 0,15.

Quelques échantillons provenant de l'unité Avp6 présentent une composition de ferrotholéiite ($\text{TiO}_2 > 2 \%$, Zr de 150 à 180 ppm, Y de 30 à 60 ppm et $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}/\text{MgO} > 3$), mais ces échantillons demeurent cependant atypiques.

Les roches mafiques de la Formation de Desboues (**Ade**) appartiennent également à la série tholéiitique. Elles affichent des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ compris entre 11 et 25, Zr/Y de 2,6 à 2,8 et Th/Nb de 0,10 à 0,72. La seule roche volcanique intermédiaire de cette unité est clairement d'affinité calco-alkaline, présentant un rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ de 12,3, Zr/Y de 9,7 et Th/Nb de 0,72. Ces roches sont très mal représentées dans notre échantillonnage et ne sont par conséquent pas représentées dans les diagrammes de la figure 2.

La composition des roches intermédiaires de l'unité **Avp2** varie de basalte andésitique à andésite. Ces roches sont d'affinité transitionnelle à calco-alkaline, avec un rapport Zr/Y variant de 5,5 à 17,8. Elles présentent également des rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ compris entre 17 et 50 et Th/Nb de 0,30 à 5,85.

Sur les diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif, on distingue deux groupes parmi les échantillons identifiés comme des laves mafiques et intermédiaires : les échantillons enrichis en ÉTRLé d'affinité transitionnelle à calco-alkaline et ceux appauvris en ÉTRLé qui sont d'affinité tholéiitique. Ces deux groupes se trouvent indifféremment dans toutes les unités volcaniques étudiées. Les laves calco-alkalines ont des rapports La/Sm d'environ 4 avec des rapports Nb/Y plus élevés et pourraient être qualifiées d'andésite dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977). La concentration en Fe des laves calco-alkalines est plus basse que les tholéiites, suggérant le fractionnement des oxydes de Fe-Ti sous des conditions de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ plus grandes et typiques des séries calco-alkalines. Certains échantillons de laves calco-alkalines ont des compositions andésitiques d'après les teneurs en Si recalculées sur une base anhydre, alors que d'autres ont subi des pertes en Si et éléments alcalins ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 1$), qui se manifestent également par des pertes au feu importantes (jusqu'à 13 %). On note aussi une augmentation importante de la perte au feu dans ces roches le long des principales zones de déformation.

3.2 Caractérisation géochimique des roches volcaniques felsiques

La plupart des roches volcaniques felsiques de la région appartiennent à l'unité Avp3. Ces tufs et ces laves présentent une composition dacitique à rhyodacitique (Winchester et Floyd, 1977).

Elles sont d'affinité calco-alkaline (Zr/Y de 7 à 10), montrent un enrichissement uniforme en ÉTRLé et possèdent des anomalies négatives en Nb-Ta.

3.3 Caractérisation géochimique des roches intrusive mafiques

Avec des rapports Zr/Y faibles (2,6 à 3,2) et des patrons de terres rares plats à légèrement appauvris en ÉTRLé, les gabbros des unités **I3Aa** et **I3Ac** présentent des caractéristiques identiques aux basaltes tholéitiques, ce qui suggère qu'il pourrait exister un lien génétique avec ces derniers. L'unité de gabbro à magnétite (**I3Ab**) montre également une composition similaire aux basaltes tholéitiques, sauf en ce qui a trait à leur teneur élevée en fer qui varie de 16,6 % à 19,7 % $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$. La teneur en MgO varie de 3,3 % à 6,1 %. L'aspect des spectres de terres rares est analogue à ceux des basaltes, bien que les teneurs en terres rares soient généralement plus élevées. Ces caractéristiques sont plutôt typiques des ferrotholéiites de l'unité Avp6.

3.4 Caractérisation géochimique des roches intrusives intermédiaires et felsiques

Le Batholite de Marest (unités Amar1 et Amar2) et le Pluton de Bernetz (Abrn), bien que similaires du point de vue pétrographique, sont géochimiquement différents. Les roches du Batholite de Marest ont des rapports Nb/Th plus élevés (1,5 à 47) et Zr/Y plus faibles (12 à 28) que ceux du Pluton de Bernetz (Nb/Th de 0,7 à 1,6 et Zr/Y de 20 à 130). Ce dernier montre généralement des teneurs très faibles en ÉTRLé, avec des anomalies plus prononcées en Nb-Ta. Ces faibles concentrations de terres rares lourdes sont typiques des trondhjémites de la série TTG ayant subi un fractionnement important de hornblende ou de grenat, alors que l'absence d'anomalie positive en Eu suggère qu'il ne s'agit pas de cumuls de plagioclase. Les porphyres à quartz de l'unité **I1a** ne sont pas représentés dans les diagrammes de la figure 2, mais possèdent les mêmes caractéristiques géochimiques que celles du Pluton de Bernetz, suggérant qu'il puisse s'agir de phases satellites de ce dernier.

Les roches de l'unité **I2J** étaient préalablement incluses dans le Batholite de Marest (Hocq 1982), mais en sont suffisamment différentes par leurs rapports Zr/Y plus faibles (Zr/Y de 6 à 15) et leur composition intermédiaire pour qu'il soit justifié de les en exclure.

L'unité **I1b** est très mal représentée dans notre échantillonnage et n'est par conséquent pas représentée dans les diagrammes de la figure 2. Un premier échantillon felsique montre un spectre de terres rares et une anomalie en Nb-Ta similaires au Batholite de Marest. Un second échantillon intermédiaire est plutôt d'affinité calco-alcaline, avec un spectre et des concentrations de terres rares similaires aux roches de l'unité I2J.

4. GÉOCHRONOLOGIE

4.1 Procédures analytiques

Cinq échantillons ont été traités par le laboratoire géochronologique de la Commission Géologique du Canada (CGC) à Ottawa dans le cadre de ce projet. La description des méthodes d'analyse des datations effectuées par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique (ID-TIMS) au laboratoire de la CGC est présentée en détail dans les rapports de Parrish *et al.* (1987) et ne sera pas reprise ici. Le traitement des erreurs est présenté par Roddick (1987). Toutes les analyses ont été effectuées sur des zircons uniques qui ont été abrasés par la méthode de Krogh (1982). L'incertitude des âges est présentée à 2σ (intervalle de confiance de 95 %; tableau 1). Les ellipses d'erreurs sur le diagramme Concordia représentent un intervalle de 2σ (figure 3).

Les zircons de l'échantillon RO-02 ont été analysés par ID-TIMS et la sonde SHRIMP. La méthode analytique utilisée au SHRIMP II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) est décrite dans le rapport de Stern (1997) et Stern et Amelin (2003). On a placé les zircons de l'échantillon et les fragments du zircon standard de la CGC (z6266) dans une pastille de résine (CGC IP 432). Les zircons ont été analysés avec un premier faisceau d'O⁺ et le trou laissé par une analyse est de 16 x 13 μm . Au tableau 2, l'incertitude sur les rapports et les âges est présentée à 1σ . Les incertitudes sur les âges sont présentées à 2σ dans le diagramme de probabilité cumulée (figure 2c).

4.2 Présentation des résultats

Le premier échantillon provient du forage **RO-02** (carte hors-texte) qui intersecte les roches sédimentaire de la Formation de Glandelet. Il consiste en une alternance de mudstone, de siltstone et de wacke. L'échantillon a fourni de nombreux zircons détritiques parmi lesquels 50 ont été analysés (tableau 2). Leur morphologie est variable, comprenant des cristaux prismatiques trapus à allongés. La plupart de ces zircons présentent des facettes modérément développées à bien développées. Un échantillonnage représentatif de ces zircons a été analysé au SHRIMP II. Ces données sont présentées sur un diagramme de probabilité cumulée (figure 3c). L'âge des zircons forme trois populations, la plus importante avec un âge moyen de 2705 Ma et les deux autres avec un âge moyen respectif de 2763 Ma et 2807 Ma. L'âge du zircon le plus jeune est de 2697 ± 18 Ma. Des analyses additionnelles par ID-TIMS ont été effectuées dans l'espoir de mieux définir l'âge des zircons les plus jeunes. Les données ID-TIMS sur grains uniques sont présentées au diagramme Concordia à la figure 3d. Ces données montrent un regroupement de points autour de 2700 Ma (zircon A5, tableau 1, figure 3d), indiquant que l'âge maximal de cette roche sédimentaire est de 2695 Ma.

L'échantillon de la rhyolite de l'unité Avp3 en provenance du forage **RO-30** (carte hors-texte) contient beaucoup de zircons de bonne qualité. La plupart de ces zircons sont idiomorphes et présentent des formes en prismes courts et en prismes longs (figure 3). Toutes les analyses de zircons sont discordantes à $\leq 0.4\%$ (tableau 1). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les 5 analyses dans le diagramme concordia est 2721.0 ± 0.9 Ma avec une bonne probabilité d'accord (MSWD = 1,2, probabilité = 0,25). Le date de $2721 \pm 0,9$ Ma représente l'âge de cristallisation de cette rhyolite et par extension, l'âge du volcanisme dans cette portion du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier.

Un échantillon de rhyolite porphyrique à quartz (IIa) porteuse de minéralisation aurifère a été prélevé en surface au gîte Comptois-Zone Osborne (Beehler) (carte hors-texte). Cet échantillon (JY-1008-B; UTM, NAD 83, zone18, 341193mE, 5443976mN) contient des zircons de bonne qualité. La plupart des zircons sont idiomorphes et présentent soit des formes de prismes courts ou de prismes longs. Les analyses de zircon sont concordantes ou discordantes à $\leq 0,2\%$ (tableau 1; figure x). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les 3 analyses dans le diagramme concordia est $2722,3 \pm 1,2$ Ma avec une bonne probabilité d'accord (MSWD = 0,86, probabilité

= 0.42). La date de $2722,3 \pm 1,2$ Ma représente l'âge de cristallisation du dyke synvolcanique associé à la minéralisation. Cet âge est très similaire à celui obtenu par Gaboury et Daigneault (1999) pour un dyke felsique synvolcanique associé à la minéralisation de la mine Géant Dormant.

Un échantillon de granodiorite provenant de la portion centrale du Batholithe de Marest (unité Amar2; figure 1) a été prélevé en surface. Cet échantillon (PR-9016-A; UTM, NAD 83, zone 18, 305128mE, 544446mN) contient beaucoup de zircons d'excellente qualité. Ces zircons sont idiomorphes et présentent une morphologie en prismes courts. Les analyses de zircons sont concordantes ou discordantes à $\leq 0.3\%$ (tableau 1; figure 3). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les 5 analyses dans le diagramme concordia est 2705.0 ± 1.0 Ma avec un peu de dispersion dans les analyses (MSWD = 2.1, probabilité = 0.08). L'analyse du grain B2, laquelle a retourné un âge légèrement plus ancien de 2708 ± 3 Ma pourrait indiquer qu'il s'agit d'un zircon hérité. La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les 4 analyses qui se chevauchent est de 2705 ± 1 Ma avec une bonne probabilité d'accord (MSWD = 11, probabilité = 0,34) Cette date de 2705 ± 1 Ma représente l'âge de cristallisation de la granodiorite. Les relations de recoupement entre l'unité Amar2 et le reste du Batholithe de Marest indiquent clairement que l'Amar2 est ici la phase la plus tardive. Ces indications permettent de postuler l'existence de phases plus anciennes à l'intérieur de l'unité Amar1, possiblement même synvolcaniques.

Le cinquième échantillon, un tuf à lapilli et à blocs de l'unité Avp3 prélevé dans le sondage RO-27 (carte hors-texte) n'a pas retourné de zircons utilisables.

5. STRUCTURE ET MÉTAMORPHISME

Nous avons pu constater que la complexité structurale de la région est considérable, nonobstant le fait que les contraintes imposées par la rareté des affleurements imposent une sous-évaluation systématique de cette complexité. La structure régionale est dominée par un réseau de zones de déformation et de plis sub-parallèles en éventail qui convergent vers un point d'étranglement situé entre le Batholithe de Marest et le pluton de l'Intrusion de Bernetz.

Les données structurales ont été systématiquement notées au cours des travaux, tant sur les affleurements que dans les forages. Lorsque possible, l'attitude des éléments structuraux en forage a été validée à partir des valeurs mesurées aux environs. Dans d'autres cas, les données

provenant des travaux statutaires ont permis d'inférer la direction à partir de la méthode des problèmes à trois points (Ramsay et Huber, 1983). Le degré de déformation a été évalué conformément à l'échelle proposée par Daigneault (1996), laquelle varie de 0 à 6. Le degré de déformation observé dans le secteur à l'étude est très variable, allant de 1 (peu déformé) à 4 en périphérie des zones de déformation.

Deux domaines structuraux ont été définis d'après l'attitude des fabriques pénétratives, à l'est et à l'ouest respectivement de l'unité **Amar2**, autour de laquelle elles décrivent une large boucle (figure 4).

5.1 Éléments structuraux pénétratifs

Les principaux éléments de la fabrique sont la stratification (**S₀**), la schistosité régionale (**S₂**), la linéation d'étirement (**L_e**), et la linéation de crénulation (**L_c**).

La stratification (**S₀**) est la structure planaire la plus évidente dans les roches sédimentaires et volcanoclastiques de la région. Elle présente généralement un pendage de 35° et 65° vers le N ou le N-E. La présence locale de granoclassements ou d'autres structures pertinentes permet quelquefois d'assigner une polarité aux strates.

La schistosité (**S₂**) est particulièrement bien développée dans les roches volcaniques et sédimentaires. Elle est généralement fortement pénétrative, constituant un clivage continu fin à grossier (Powell, 1979) et confère dans certains cas un débit ardoisier à la roche. Le pendage de la schistosité est généralement entre 35° et 65° vers le N-E dans le domaine ouest et vers le N-W dans le domaine est, décrivant ainsi une large boucle autour de l'unité Amar2. La linéation d'étirement est plus apparente sur les surfaces **S₂** où elle se manifeste par l'orientation préférentielle des minéraux prismatiques ou tabulaires, en particulier les agrégats de phyllosilicates. Dans certains cas, on note l'étirement d'objets géologiques tels les amygdales et les cristaux de plagioclase. Ces derniers sont quelquefois complètement démembrés en traînées cataclastiques. La linéation d'étirement (**L_e**) plonge fortement avec un angle de chute de 65° à 90° dans le plan de la schistosité. La linéation **L_e** correspond à la charnière de microplis de crénulation développés sur les surfaces de schistosité **S₂**. Nous n'avons pas observé le développement d'un clivage de crénulation en association avec ces microplis. La plongée de **L_e** est variable, se distribuant sur un grand cercle correspondant au plan de schistosité moyen. Pour

une station donnée, les linéations **L_c** et **L_e** forment généralement un angle de 60° à 90° sur les surfaces S₂ (planche 2, photo 11).

5.2 Plis et failles

La région comprise entre le Batholite de Marest et le Pluton de Bernetz est traversée de quatre zones de cisaillement importantes. Celles-ci sont, du sud au nord, les zones de déformation de Laflamme-Sud, de Laflamme-Nord, d'Harricana et de la Femelle (figure 1). Ces zones de déformation sont orientées parallèlement au grain structural régional visible sur le levé aéromagnétique régional (CGC *et al.*, 2008). Elles décrivent un patron symétrique en éventail de part et d'autre de leur point de rapprochement graduel maximum, au sud du Batholite de Marest. Leur pendage varie de 80° à 45° vers le NE dans le domaine ouest et vers le NW dans le domaine est.

Les roches le long de ces zones de déformation présentent un indice de déformation (ID, *sensu* Daigneault, 1996) allant de 3 à 4 et sont parcourues de nombreuses veines de quartz-carbonate ± albite ± chlorite ± tourmaline ± sulfures. Certaines de ces veines sont parallèles à la fabrique principale; elles montrent fréquemment du plissement ou du cisaillement (planche 2, photo 12). L'attitude d'une seconde série de veines est perpendiculaire à la linéation d'étirement, correspondant sans doute à des veines d'extension. On note aussi une auréole d'altération en carbonate dans les roches affectées par ces zones de déformation. Cette altération est mise en évidence par la perte au feu, laquelle varie de 10% à 20% dans ces secteurs en association à une forte effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.

Les zones de déformation se manifestent également sur le levé aéromagnétique où leur tracé coïncident avec des anomalies magnétiques positives étroites et continues. Cette signature correspond peut-être à un enrichissement en magnétite le long de ces zones de faille.

Les roches à la bordure du Batholite de Marest et de l'Intrusion de Bernetz sont également affectées par des auréoles de déformation (*sensu* Daigneault, 1996). Ces dernières mesurent généralement moins de 500 m de largeur, mais atteignent localement quelques kilomètres. Elles sont caractérisées par une forte schistosité, voire une foliation mylonitique dans certains cas. Cette déformation affecte aussi bien les faciès bordiers des intrusions que les roches encaissantes, lesquelles sont au faciès des amphibolites.

Les zones de déformation sont coupées par une série de failles fragiles subverticales, d'orientation principalement NE-SW. Des failles conjuguées d'orientation NW-SE leur sont localement associées. Ces failles présentent des rejets apparents dextres ou senestres, suggérant qu'elles possèdent une composante normale ou inverse. Les failles NE-SW semblent également avoir exercé un certain contrôle dans la mise en place et la localisation des dykes de diabase de même orientation.

Les unités de la région sont inégalement affectées par le plissement. La caractérisation des plis se base sur les observations en surface et en forage de S_0 , S_2 , L_e et L_c , en factorisant également la polarité et la géométrie des plis de petite taille. Le principal pli régional est le Synclinal de Bernetz, lequel est occupé par les sédiments de la Formation de Glandelet. Le Synclinal de Bernetz plonge vers l'W dans le domaine ouest et ses flancs ont un pendage vers le N-E. Dans le domaine est, le Synclinal de Bernetz plonge vers l'E et ses flancs ont un pendage vers le N-W. Il s'agit donc d'un synclinal déversé à pendage nord déformé par le Batholite de Marest. Les flancs du synclinal sont bordés par les zones de déformation de Laflamme-Sud et de Laflamme-Nord. Les relations entre la Formation de Glandelet et les unités volcaniques environnantes permettent d'inférer l'existence d'une discordance à la base de cette dernière, mais elle n'a pu être observée sur le terrain. L'existence d'une discordance à la base de ce type d'unité sédimentaire est généralement admise dans la Zone volcanique nord de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992). La carotte de certains des forages dans la Formation de Glandelet montre des plis mégascopiques. Ces derniers sont des plis isoclinaux déversés, avec un certain degré d'épaississement dans la zone de charnière.

5.3 Métamorphisme

La plupart des roches de la région sont au faciès des schistes verts. Cette empreinte métamorphique se manifeste principalement à l'échelle microscopique par l'oblitération et le remplacement de la minéralogie et des textures primaires. La minéralogie des roches volcaniques est dominée par l'assemblage quartz – chlorite – épidote, quelquefois accompagné de séricite. L'alignement des phyllosilicates dans le sens de la schistosité indique que cette empreinte métamorphique régionale est pré- à syndéformation.

Les roches volcaniques bordières des grandes intrusions felsiques diffèrent du cas général décrit ci haut en ce qu'elles sont plus intensément métamorphisées, atteignant dans ce cas-ci le faciès des amphibolites marqué par la dominance de la hornblende. Ce maximum métamorphique local résulte vraisemblablement de la mise en place des grandes intrusions syntectoniques et du développement des auréoles de déformation qui leur sont associées.

6. GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le secteur couvert par nos travaux est bordé à son extrémité est par le gîte Comtois et à l'ouest, par la Mine Géant Dormant (figure 1, carte hors texte). La proximité de ces concentrations minérales exerce une influence importante sur le potentiel minéral de ces roches. La distribution des minéralisations en relation avec la géologie est présentée à la figure 1.

6.1 Gîtes et indices connus

Le gîte Comtois consiste en deux zones, Comtois- Zone Osborne (Beehler) et Zone Osborne-Extension, lesquelles sont minéralisées en pyrite, en pyrrhotite, en chalcopyrite et en or natif disséminés et en veinules dans une roche volcanique ou intrusive subvolcanique de composition dacitique. Ces deux zones sont exposées sur des décapages de part et d'autre de la route reliant la scierie Comtois à Matagami. Le calcul de réserve le plus récent (Evans, 2002) fait mention de 808 000 t à une teneur moyenne non diluée de 20,2 g/t Au, pour une teneur de coupure de 6,0 g/t Au. L'or et les sulfures se concentrent dans les plans de schistosité ainsi que dans un certain nombre de veinules sécantes plus tardives. L'encaissant montre une altération potassique en séricite-biotite (Evans, 2002) accompagnée de tourmaline dont l'intensité est apparemment proportionnelle à la teneur aurifère. Cette altération se traduit par des indices d'altération normatifs en séricite (Iser) et en paragonite (Ipara; Piché et Jébrak, 2006) de l'ordre de 30. Nos observations sur le terrain de lapillis encroûtés de sulfures jointes à la présence de nombreux dykes felsiques suggèrent une mise en place synvolcanique dans un contexte épithermal ou porphyrique.

La mine Géant Dormant a cessé ses opérations en 2008 (Houle *et al.*, 2008), après une production cumulée de 2 969 983 t à une teneur moyenne de 10,36 g/t Au. Les réserves

résiduelles au 1^{er} janvier 2008 étaient de 116 100 t à une teneur moyenne de 14 g/t Au. La minéralisation, essentiellement aurifère, est associée à des veines, des veinules et des disséminations de pyrite accompagnées d'une altération en épidote, en séricite et en chlorite. Les relations de recoupement suggèrent une mise en place synvolcanique (Gaboury *et al.*, 2000; Gaboury *et al.*, 1994).

Un certain nombre d'indices minéralisés ont été reconnus dans la région à l'étude. Ces indices sont pour la plupart mal connus, la seule information disponible étant souvent limitée à ce qui a été consigné dans les journaux de forage. Ces indices sont les suivants:

Le sondage **DX-92-07** (Desjardins, 1992), situé à moins de 2 km au SE de la mine Géant Dormant, a recoupé un mètre d'andésite cisailée et carbonatée contenant 15 % à 20 % de pyrite. La section a retourné une teneur de 32 g/t Ag sur 1 mètre. L'indice est localisé dans des roches du Groupe de Dalet-Vanier-Poirier recoupées par une série de plis-failles de direction NW.

L'indice **Dormex-dyke** a été intersecté par quatre forages au contact des unités Avp1 et Avp3, moins d'un kilomètre au NE de l'indice DX-92-07. On y trouve une minéralisation en pyrite aurifère et argentifère apparemment synvolcanique disséminée dans un dyke dacitique subvolcanique dans des basaltes cisailés et altérés en séricite et en chlorite. L'intersection la plus large est de 11,7 m titrant 0,8 g/t Au, incluant 4,1 g/t Au et 4,0 g/t Ag sur 1,2 m (Desjardins, 1994). La plupart des autres intersections mesurent environ un mètre et présentent des teneurs atteignant 6,1 g/t Au et 13,5 g/t Ag.

Les indices **Coigny-tranchée 1** et **Coigny -tranchée 2** consistent en deux tranchées minéralisées excavées le long d'une zone de déformation au sud-est du Lac Bigniba, au contact entre un filon-couche de ferrogabbro (unité I3Ab) et les laves de l'unité Avp2. Les laves sont ici parcourues d'intrusions de porphyres feldspathiques de composition rhyodacitique (unité I1b). Un échantillon choisi prélevé dans la tranchée 1 a donné une teneur de 3,96 g/t. Au et de 1,7 g/t Ag. Un échantillon en rainure provenant de la tranchée 2 a donné une teneur de 1,03 g/t Au sur 1 m (Faber *et al.*, 1998). Le ratio Au/Ag de 2,3 de l'échantillon prélevé dans la tranchée 1 et l'abondance de porphyres feldspathiques qu'on y retrouve suggèrent conjointement que cette minéralisation puisse présenter un caractère porphyrique.

L'indice **Mon-Dor-Thémines** consiste en deux intersections de 1 g/t Au sur 30 cm mis en place dans les sondages T-85-2 et T-85-4, dans des basaltes cisailés et altérés en carbonate de l'unité

Avp1, au sud de la Zone de déformation Harricana. La minéralisation consiste en pyrite et en pyrrhotite dans des veinules de quartz et de carbonate (Gervais, 1985) injectées dans les basaltes.

L'indice **sondage KC-86-5b** est associé à un forage qui a coupé un mince niveau de pyrrhotite disséminée associé à des mudstones graphitiques et sulfurés dans des tufs intermédiaires cisailés en bordure de la Zone de déformation Laflamme-Nord. La section minéralisée a titré 1,12 g/t Au sur 1,5 m (Otton *et al.*, 1987).

L'indice **sondage KC-86-2** est associé à un forage qui a intersecté deux niveaux enrichis en zinc dans des basaltes silicifiés de l'unité Avp6 entre les zones de cisaillement de la Femelle et Laflamme-Nord. Ces laves sont légèrement cisillées et traversées de dykes de diorite. Le premier intervalle a donné une teneur de 0,8 % Zn sur 12 cm et le second, 0,64% Zn et 4,1 g/t Ag sur 60 cm (Otton *et al.*, 1987).

Des échantillons choisis en provenance de forages exécutés en cours de projet ont, de plus, donné certaines teneurs significatives, incluant deux nouveaux indices d'argent.

Un de ces nouveaux indices a été découvert dans le sondage **RO-132** foré dans l'unité Avp1 à moins d'un km à l'est de l'indice Coigny-tranchée 2. Un échantillon en provenance de ce sondage a donné une teneur de 10,2 g/t Ag. L'échantillon minéralisé consiste en un basalte fortement altéré en carbonate (PAF = 14,8 %, MgO = 6,5 % CaO = 14,4 %) apparemment massif et peu déformé.

Le second de ces nouveaux indices a été découvert dans le sondage **RO-147**, foré dans l'unité Avp1 à mi-chemin entre les zones de déformation d'Harricana et de Laflamme-Nord, dans un secteur où très peu d'information est disponible. L'échantillon minéralisé a titré 12,1 g/t Ag et consiste en basalte coussiné très peu déformé. Les hyaloclastites contiennent 2% de sulfures et de magnétite disséminées dans une matrice de carbonate (planche 3, photo 13).

Un échantillon provenant du forage **RO-178** a donné une teneur de 312 ppb Au et 109 ppm B (carte hors-texte). Cette teneur anormale en or provient d'un basalte altéré modérément déformé et intensément altéré en carbonate (PAF = 15,4 %) de l'unité Avp6. Le forage est situé à mi-chemin entre les zones de déformation d'Harricana et de la Femelle. La minéralisation consiste en pyrite et en tourmaline disséminées dans des bordures de coussins étirés (planche 3, photo 14).

Mentionnons également le sondage **RO-184** dans l'unité Avp6, dont un échantillon choisi fortement altéré en carbonate (PAF = 11,8 %) a donné une teneur anormale en antimoine de 200 ppm (planche 3, photo 15).

6.2 Potentiel métallifère

Nos travaux ont permis de reconnaître parmi les minéralisations et indications de terrain pertinentes, trois contextes métallogéniques favorables susceptibles d'être la cible de travaux d'exploration : les minéralisations synvolcaniques, les gîtes d'or filoniens associés aux zones de déformation et les zones altérées en aluminosilicates dans les roches sédimentaires, lesquelles pourraient être associées à des minéralisations hydrothermales en or ou en métaux usuels.

6.2.1 Minéralisations synvolcaniques

La situation de la zone d'étude entre deux importants gisements aurifères synvolcaniques justifie la recherche d'indicateurs de circulation hydrothermale associés au volcanisme. Nous faisons ici appel à la notion de minéralisation synvolcanique dans son sens le plus large, considérant sous un même titre les gîtes porphyriques, épithermaux et exhalatifs contemporains de l'activité hydrothermale convective associée au volcanisme sous-marin. Trois principaux types d'indicateurs ont été reconnus, soit : les indices minéralisés de type volcanogène, les accumulations anormales de sulfures dans les roches volcaniques et les zones d'altération.

Certains des indices minéralisés mentionnés à la section 6.1 semblent témoigner de l'existence d'une telle circulation. En l'absence d'observation directe, ce jugement est toutefois porté exclusivement sur la base des résultats et des descriptions publiés dans les travaux statutaires déposés au MRNF. Le caractère polymétallique, la présence de métaux usuels ou d'argent et un habitus stratiforme en conformité avec la stratification sont ici considérés comme indicatifs d'une affinité synvolcanique. Il ressort alors que les indices DX-92-07, Dormex-dyke, KC-86-5b, KC-86-2, RO-132 et RO-147, lesquels rencontrent ces critères, peuvent être considérés ici comme résultant de processus hydrothermaux contemporains de l'activité volcanique.

Des accumulations de sulfures ne justifiant pas la création d'un indice minéralisé mais témoignant néanmoins d'une certaine activité hydrothermale synvolcanique ont également été

notées. Signalons les concentrations en antimoine dans les bordures de coussins du sondage RO-184, ainsi que les concentrations de pyrrhotite et de pyrite accompagnées de traces de chalcoppyrite notées dans le matériel hyaloclastique des sondages RO-112 et RO-166 (planche 3, photo 16).

Des altérations représentatives de divers environnements hydrothermaux associés au volcanisme sont également notées, en particulier dans les sondages RO-184 et RO-146 qui montrent une albitisation des bordures de coussin (planche 3, photo 17). Nos travaux nous ont permis de reconnaître des zones d'altération en chlorite ferrière dans les unités **Avp1** et **Avp6**, dans la partie nord-ouest du secteur à l'étude. Ces zones sont développées aussi bien dans les roches volcaniques mafiques que felsiques et se traduisent mégascopiquement par la présence de chlorite ferrière identifiable en lame mince par des couleurs de polarisation bleu anormal. Les roches basaltiques affectées présentent généralement une couleur vert pâle blanchâtre. Il convient également de noter que la nature synvolcanique du massif de gabbro chloritisé et cisailé (I3Ac) exposé sur les rives de la rivière Laflamme en fait un corps géologique particulièrement intéressant en raison de sa proximité aux gîtes du secteur Comtois. La similarité géochimique entre ces gabbros et les laves encaissantes permet d'envisager que cette intrusion puisse avoir tenu lieu de moteur thermique à la circulation hydrothermale du système minéralisé de ce secteur.

Les indices d'altération tel que calculés ont par le logiciel NORMAT ont également été utilisés pour mettre en évidence l'altération des roches volcaniques (Piché et al. 2006). Trois indices se sont montrés particulièrement actifs, soit les indices de séricite (Iser), de paragonite (Ipara) et de chlorite (Ichlo), pour lesquels des valeurs supérieures à 20 peuvent constituer un signe d'altération hydrothermale. Quatre échantillons montrent des valeurs de Ipara allant de 26 à 60, soit RO-15A et RO-144A dans l'unité Avp1, RO-12B dans l'unité Avp3, RO-138A dans l'unité Avp6 et RO-153A dans la formation de Desboues. La valeur d'Iser la plus élevée provient de l'échantillon RO-153-A, dans la Formation de Desboues, lequel accuse une valeur de 38. Deux échantillons présentent des valeurs d'Ichlo supérieures à 20. Il s'agit de RO-15A dans l'unité Avp1 et RO-138A dans l'unité Avp6.

Il ressort de ces observations qu'il existe dans la région plusieurs occurrences minérales et zones d'altération distribuées dans la plupart des unités volcaniques. Ces manifestations reflètent les

effets d'une circulation hydrothermale contemporaine du volcanisme et attestent du potentiel élevé de ces roches pour les gîtes d'affinité volcanogène.

6.2.2 Gîtes d'or filonien associés aux zones de déformation

Ce type de minéralisation aurifère consiste en veines et en brèches associées aux zones de déformation. Quelques uns des indices minéralisés mentionnés à la section 6.1 semblent pouvoir être assignés à ce type de gîte. Le caractère surtout aurifère, l'association à une altération pénétrative en carbonates et la présence de veines de carbonate-quartz \pm tourmaline \pm albite \pm chlorite \pm albite \pm pyrite associées à des zones de déformation sont ici considérés comme indicatifs d'une affinité orogénique. Les indices Coigny-Tranchée 1 et 2, Mon-Dor-Thémines, ainsi que l'échantillon aurifère du sondage RO-178, sont considérés ici comme des filons aurifères associés aux zones de déformation. Des zones de brèche altérées en quartz-carbonate-séricite qui pourraient être associées à des environnements aurifères orogéniques ont également été notées (planche 3, photo 18) à proximité de certaines zones de déformation. Il convient également de souligner l'abondance relative des dykes de porphyre à phénocristaux de quartz ou de plagioclase, des niveaux de basalte silicifiés et des dykes de gabbro synvolcaniques dans la région. La juxtaposition de telles lithologies avec des roches volcaniques mafiques ou sédimentaires à proximité d'une zone de déformation régionale est particulièrement propice à la genèse de gîtes aurifères orogéniques, le contraste de compétence des lithologies présentes étant particulièrement favorable au développement de la fracturation. L'importance d'une telle fracturation est un facteur clé dans la localisation de tels gîtes (Sibson, 1990).

Certaines des zones de déformation considérées ici sont associées à des gîtes aurifères bien connus à l'extérieur de la zone d'étude. Le meilleur exemple est la Zone de déformation Harricana, près de laquelle se trouvent les gîtes Douay (1,5 Mt à 6,8 g/t Au) et Eagle-Telbel (6,1 Mt à 6,5 g/t Au), au NW du SNRC 32F04.

Il serait ainsi justifié d'explorer la périphérie des zones de déformation de ce secteur pour les gîtes de type orogénique.

6.2.3 Zones altérées à aluminosilicates dans les roches sédimentaires

Les sondages RO-05 et RO-153 ont recoupé des wackes et des mudstones contenant de 5 à 15 % de porphyroblastes d'andalousite entourés d'une bordure de biotite. Ces porphyroblastes d'aluminosilicate sont tronqués par la schistosité et recoupés par de minces veinules de carbonate, ce qui indique qu'ils sont tout au plus contemporains de la déformation. Prise dans son ensemble, la composition de ces wacke porphyroblastiques diffère de celle des autres roches sédimentaires analogues rencontrées dans la région par un enrichissement relatif en éléments immobiles (+ 3,9 % Al_2O_3 , +0,2 % TiO_2), un enrichissement relatif en potassium (+1,2 % K_2O) et un appauvrissement relatif en calcium (-1,7 % CaO) et en magnésium (-1,3 % MgO). Les teneurs en ÉTR sont aussi généralement plus élevées dans le faciès porphyroblastique. Un des échantillons porteurs d'aluminosilicates présente aussi une teneur anormale en zinc de 430 ppm. Nous interprétons ces changements compositionnels significatifs comme résultant d'un processus métasomatique caractérisé par un gain de potassium et une perte de calcium et de magnésium possiblement associé à une activité hydrothermale. Des formations de fer sont présentes dans cette unité, et nous proposons qu'il serait intéressant d'évaluer le potentiel en minéralisations exhalatives au sein de cette unité, ciblant en particulier l'association de minéraux d'altération avec des niveaux exhalatifs.

7. Conclusion

Le levé géologique associé aux forages de sédiments quaternaires a permis de mieux définir la géologie des roches archéennes dans le secteur peu affleurant compris entre la mine Géant Dormant et le Gîte Comtois. De nouvelles unités de roches volcaniques mafiques et felsiques ont été observées. La nature volcanique d'une bande de roches de 8 km de largeur précédemment interprétée comme des granodiorites a été reconnue.

La distribution régionale des indications d'un hydrothermalisme fertile, en combinaison à l'identification d'une intrusion importante de gabbro synvolcanique à l'ouest du gîte Comtois permet d'inférer un potentiel favorable pour les minéralisations volcanogènes.

L'identification de nouvelles zones de déformation, incluant l'extension de la Zone de déformation d'Harricana associée à des gîtes d'or connus, permet également de reconnaître à la région un potentiel favorable au développement des gîtes d'or orogéniques.

Références :

AUGER, P. E. – LONGLEY, W. W., 1939 – Région de la rivière Laflamme inférieure, Territoire d'Abitibi., Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 002, 38 pages, 1 carte.

BARRETT, T.J – MACLEAN, W.H., 1999 – Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. *In*: Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings (C.T. Barrie and M.D. Hannington, editors). Reviews in Economic Geology, volume 8, pages 101-131.

BÉLAND, R., 1950 – Région du lac Taïbi, comté d'Abitibi-Est. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 020, 32 pages, 1 carte.

BUCHAN, K. L. – MORTENSEN, J., K. – CARD, K., D., 1993 – Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 30, pages 1286-1296.

CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone, Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2211-2225.

COMMISSION GEOLOGIQUE DU CANADA – MINES D'OR VIRGINIA INC. – NORANDA EXPLORATION, 2008 – Cartes géophysiques couleur Mégatém – 32F04. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2008-31, 5 pages, 4 cartes.

CHOWN, E. H.- DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J. K., 1992 – Tectonic evolution of the Northern Volcanic Zone. Abitibi belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 29, pages 2211–2225.

DAIGNEAULT, R., 1996 – Couloirs de déformation de la Sous-province de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 96-33, 128 pages.

DESJARDINS, D., 1994 – Campagne de forage 1993-1994, projet Dormex 900/226. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 51500, 197 pages, 9 plans.

DESJARDINS, D., 1992 – Campagne de forage 1992, projet Dormex, Propriété Géant Dormant. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 45313, 89 pages, 4 plans.

DUCHARME, Y., 1999 – Rapport de la campagne de forage au diamant Dormex (#226). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 57968, 49 pages.

EVANS, L., 2002 – Mineral resource audit of the Osborne and Bell deposits on the Comtois property, Quebec. Rapport normé 43-101, Roscoe Ppostle and Associates, 137 pages, disponible en ligne sur le site de Ressource Maudore, <http://www.maudore.com/projects.html> .

FABER, A. – BRISBIN, D. – BURGA, D., 1998. – Report on the 1997 field exploration program, Coigny project”. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 55965, 50 pages.

GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R. – BEAUDOIN, G., 2000 – Volcanogenic-related origin of sulfide-rich quartz veins : evidence from O and S isotopes at the Géant Dormant gold mine, Abitibi belt, Canada. MineraliumDeposita, volume 35, pages 21-36.

GABOURY, D. – DAIGNEAULT, R., 1999 – Evolution from sea floor-related to sulfide-rich quartz vein-type gold mineralization during deep submarine volcanic construction: The Géant Dormant gold mine, Archean Abitibi Belt, Canada. Economic Geology; volume 94, pages 3-22.

GABOURY, D. – TOURIGNY, G. – DAIGNEAULT, R., 1994 – Gîtologie du gisement aurifère de la mine Géant Dormant, partie centrale de l’Abitibi, phase 1 : Zones 20 et 30. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-36, 47 pages.

GERVAIS, R., 1985 – Journal de sondage au diamant – terrain Mon-Dor. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 43749, 36 pages, 6 plans.

HALLS, H.C. – DAVIS, D.W., 2004 – Paleomagmatism and U-Pb geochronology of the 2.17 Ga Biscotasing dyke swarm, Ontario, Canada: evidence for vertical-axis crustal rotation across the Kapuskasing zone. Journal canadien des sciences de la terre; volume 41, pages 255-269.

HEAMAN, L., 1997 – Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of ancient large igneous province. Geology; volume 25, pages 299-302.

HOCQ, M., 1982. – Projet Joutel-Quévillon, Région du Lac Bigniba, Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP-82-05.

HOCQ, M., 1983 – Région de la Rivière Gale. Dans : Rapport d’étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 82-01, pages 207-250.

HOULE, P. – DOUCET, P. – MOORHEAD, J. – COTE, S. – PERREAULT, S. – NANTEL, S. – OUELLET, S. – BELLEMARE, Y. – TOGOLA, N. – BUTEAU, P. – LACROIX, S., 2008. – Rapport sur les activités d’exploration minière au Québec, 2007. Ministère des Ressources naturelles et de la faune, Québec; DV 2008-01, 98 pages.

KROGH, T.E., 1982. – Improved accuracy of U-Pb ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 637-649.

LEGAULT, M. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – GAUTHIER, M. – JÉBRAK, M. – PICHE, M., 2000 – Contexte géologique du camp minier de Joutel. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB-2000-10, 40 pages.

McDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the Earth. *Chemical geology*; volume 120, pages 223-253.

MACLEAN, W.H. – BARRETT, T.J., 1993 – Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.

MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.

MINISTÈRE DES RESSOURCES NATURELLES ET DE LA FAUNE (MRNF), 2003 – Compilation géologique – Rivière Octave (32E01-200-0102) MRNF. Québec; Produits et services en ligne – Mines, Produits de l'atlas, www.mrnf.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp (Système d'information géominière, Québec, consulté le 04 Mars 2010).

OTTON, B.C. – LOPATKA, S. – WAHL, J.L., 1987. – Report on diamond drilling, Comtois claims. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 44833, 169 pages, 18 plans.

PARRISH, R.R. – RODDICK, J.C. – LOVERIDGE, W.D. – SULLIVAN, R.W., 1987. – Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada. *In: Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada; Paper 87-2*, pages 3-7.

PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDEL, A.G., 1984 – Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.

PICHE, 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 of Earth Sciences*; vol. 43, pages 1877-1885.

POWELL, Mc.A., 1979 – A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*; volume 58, pages 21-34.

RAMSAY, J., G. – HUBER, M., I., 1983 – The techniques of modern structural geology, Volume 1: strain analysis. Academic Press Inc., London; pages 163-164.

REEVES, N. – TREMBLAY, F. – LECLERC, Y. – LALANCETTE, J., 2007 – Travaux d'échantillonnage géochimique, région de la rivière Octave, tome 2 forages, rapport final. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63804, 310 pages, 3 plans.

RIVE, M., – PINTSON, H., – LUDDEN, J.N., 1990 – Characteristics of late Archean plutonic rocks from the Abitibi and Pontiac Sub-provinces, Superior Province, Canada. Dans: La Ceinture polymétallique du Nord-Ouest québécois (M. Rive, P. Verpaelst, Y. Gagnon, J.M. Lulin, G. Riverin et A. Simard, éditeurs). L'Institut canadien des mines et de la métallurgie; volume spécial 43.

RODDICK, J.C., 1987 – Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 51, pages 2129-2135.

ROSS, D., 1987 – Diamond Drill record, Eastern Mines. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 45313, 41 pages, 3 plans.

ROSS, D., 1985a – Diamond Drill record. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 43089, 21 pages, 3 plans.

ROSS, D., 1985b – Diamond Drill record. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 42730, 22 pages, 4 plans.

SIBSON, R.H., 1990 – Conditions for fault-valve behavior. *In*: Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geological Society; Special Publications (1990), number 54, pages 15-28.

STERN, R.A., 1997 – The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *In*: Radiogenic age and isotopic studies, Report 10. Geological Survey of Canada; Current Research 1997-F, pages 1-31.

STERN, R.A – AMELIN, Y., 2003 – Assessment of errors in SIMS zircon U-Pb geochronology using a natural zircon standard and NIST SRM 610 glass. *Chemical Geology*; volume 197, pages 111-142.

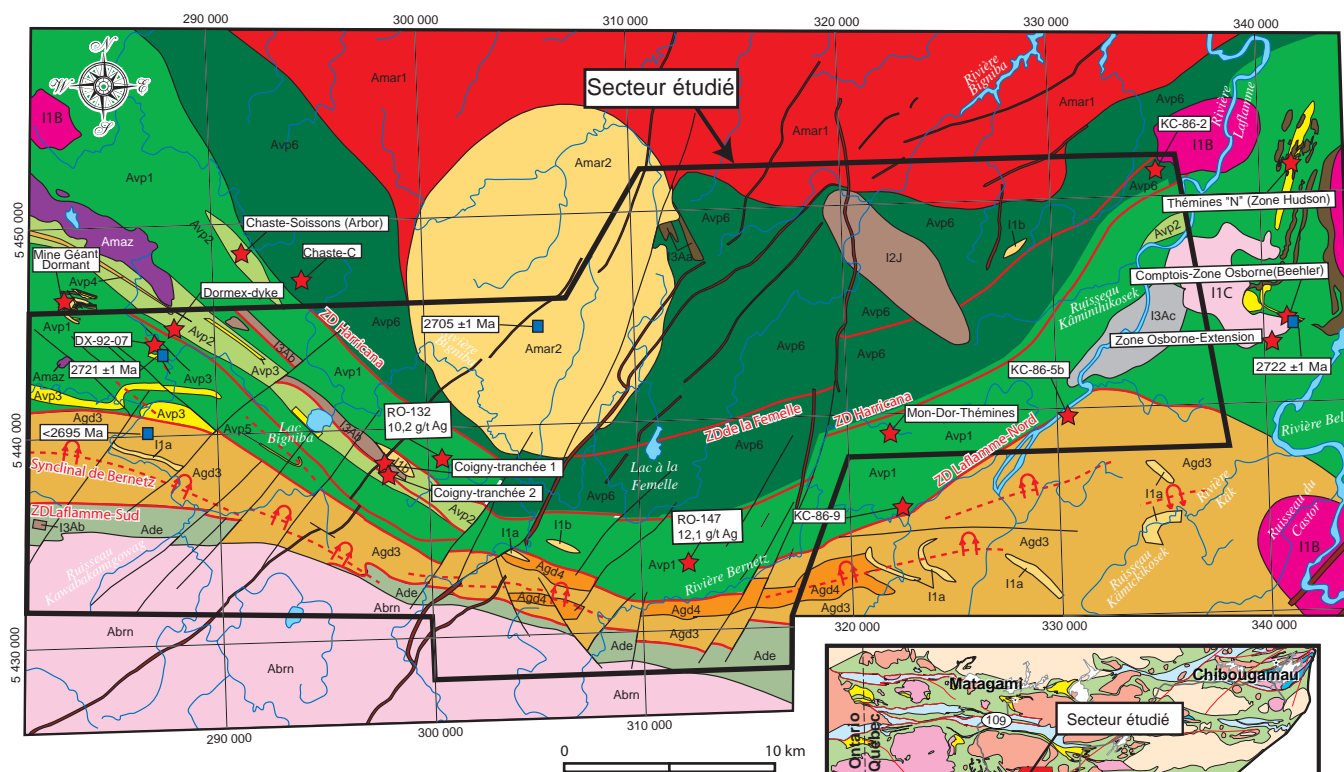
SUN, S-s. – McDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London; Special Publications 1989, volume 42, pages 313-345.

TIPHANE, M., 1959 – Région de Chaste-Mazarin, District électoral d'Abitibi-Est., Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 088, 26 pages et 1 carte.

VILLENEUVE, P. – FOURNIER, N., 2008 – Traitement d'échantillons de sédiments glaciaires, examen minéralogique et analyse de concentrés de minéraux lourds, projet TGI-3 Abitibi phase 1. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63802, 162 pages.

VILLENEUVE, P. – LALANCETTE, J., 2008 – Travaux d'échantillonnage géochimique région de la rivière Octave, Projet rivière Octave phase 2. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 63803, 257 pages, un plan.

WINCHESTER J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.



Symbolisation

- ★ Indice ou occurrence minérale
- Échantillon géochronologique
- Ω- Axe de pli
- - - Zone de déformation
- Faille cassante

Unités stratigraphiques

Roches intrusives protérozoïques

Dykes de Senneterre (NE-SW) et Essaim de dykes de Matachewan (N-S)

■ Diabase

Roches intrusives archéennes

Batholite de Marest

■ Amar2 Granodiorite à biotite
■ Amar1 Tonalite et granodiorite

Intrusion de Bernetz

■ Abrn Granodiorite et/ou tonalite

Intrusions de Maizerest

■ Amaz Dunite, péridotite

Roches supracrustales archéennes

Formation de Glandelet (2685 ± 1 Ma)

■ Agd4 Wacke, mudstone et formations de fer
■ Agd3 Wacke et mudstone

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

■ Avp6 Basalte gloméroporphyrique, amphibolite
■ Avp5 Wacke, mustone, chert, formation de fer
■ Avp4 Wacke, mudstone, conglomérat
■ Avp3 Roches volcaniques felsiques
■ Avp2 Basalte andésitique, andésite, tuf int. ou felsique
■ Avp1 Basalte aphanitique ou porphyrique à PG

Formation de Desboues

■ Ade Basalte, andésite, amphibolite

Unités lithologiques

■ I3Aa Gabbro gloméroporphyrique
■ I3Ab Gabbro à magnétite
■ I3Ac Gabbro chloritisé et cisailé
■ I2J Diorite
■ I1a Porphyre à QZ
■ I1b Porphyre à PG et à QZ
■ I1B Granite
■ I1C Granodiorite

Figure 1 - Localisation et géologie simplifiée de la région de la rivière Bigniba.

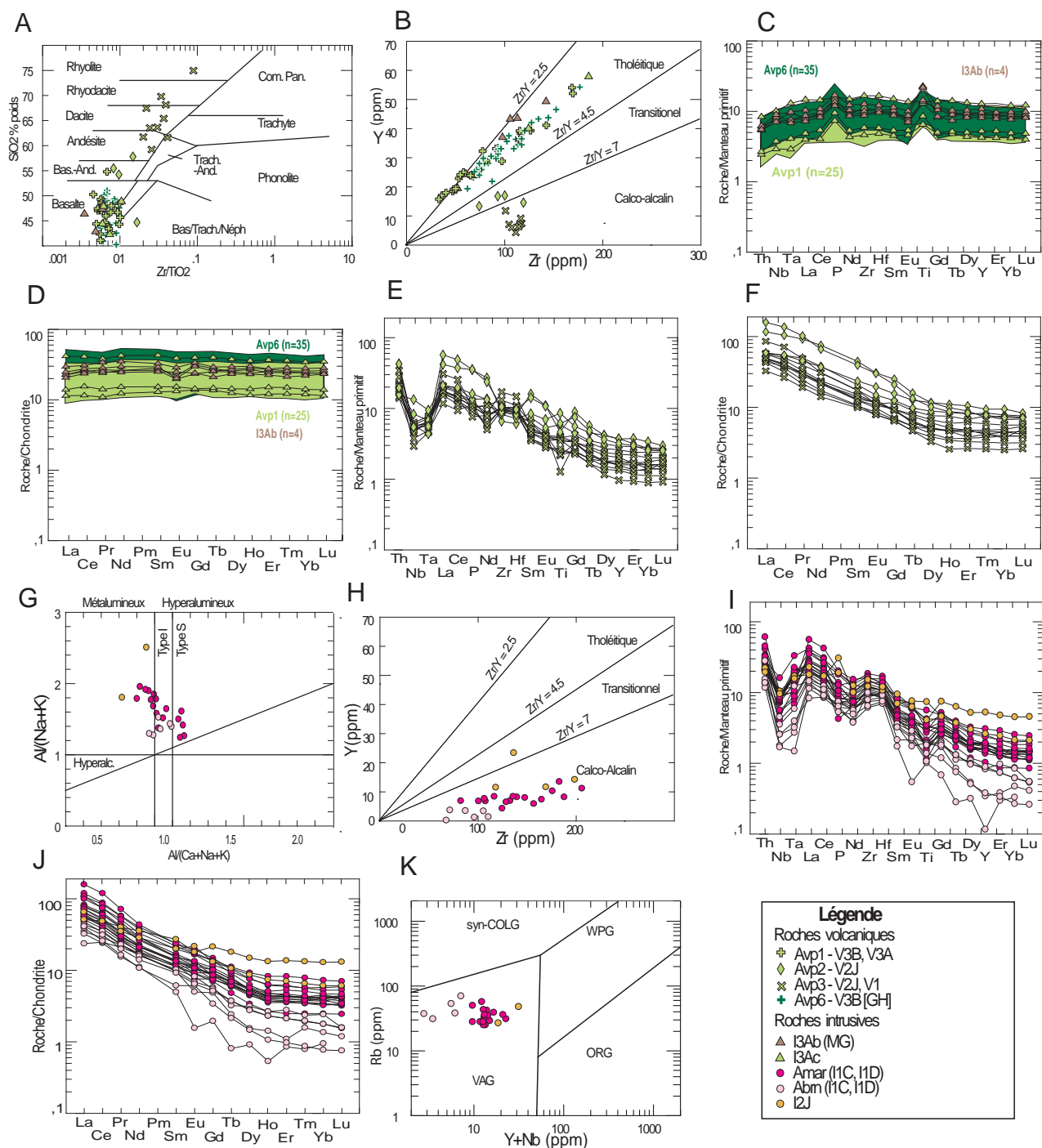


Figure 2- Diagrammes de classification géochimiques A) diagramme Winchester et Floyd (1977) des roches volcaniques; B) diagramme Zr vs Y (McLean et Barrett, 1993) des roches volcaniques; C) diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les roches volcaniques mafiques et les gabbros sub-volcaniques; D) diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) pour les roches volcaniques mafiques et les gabbros sub-volcaniques; E) diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les roches volcaniques intermédiaires et felsiques ; F) diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (Sun et McDonough, 1995) pour les roches volcaniques intermédiaires et felsiques; G) diagramme ANK vs ACNK (Maniar et Piccoli, 1989); H) diagramme Zr vs Y (Barrett et Maclean, 1999) des roches intrusives felsiques; I) diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) pour les roches intrusives felsiques; J) diagramme de terres rares normalisées aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) pour les roches intrusives felsiques; K) diagramme discriminant de Pearce et al. (1984) pour les intrusions felsiques.

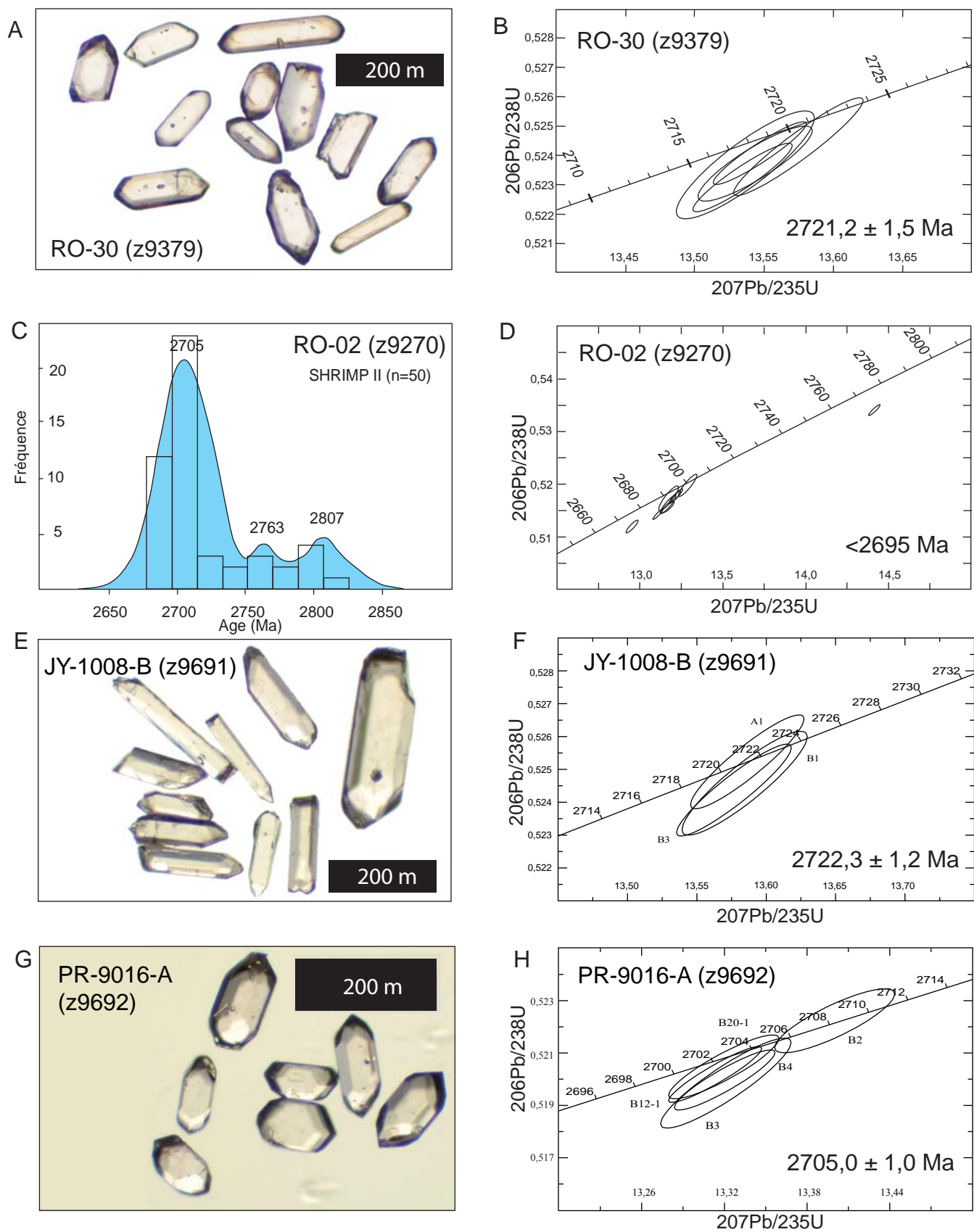


Figure 3- Résultats géochronologiques : A) Zircons d'un échantillon de lave felsique de l'unité Avp3, forage RO-30; B) diagramme Concordia des résultats d'analyse U-Pb de zircons de l'échantillon RO-30; C) Distribution des âges de zircons provenant d'un échantillon de roches sédimentaires de l'unité Agd3, forage RO-02; D) diagramme Concordia des résultats d'analyse U-Pb de zircons de l'échantillon RO-02 E) Zircons de l'échantillon JY-1008-B prélevé sur un dyke felsique minéralisé du gîte Comtois; F) diagramme Concordia des résultats d'analyse U-Pb de zircons de l'échantillon JY-1008-B; G) Zircons d'un échantillon de granodiorite de l'unité Amar2 prélevé sur l'affleurement PR-9016; H) diagramme Concordia des résultats d'analyse U-Pb de zircons de l'échantillon PR-9016.

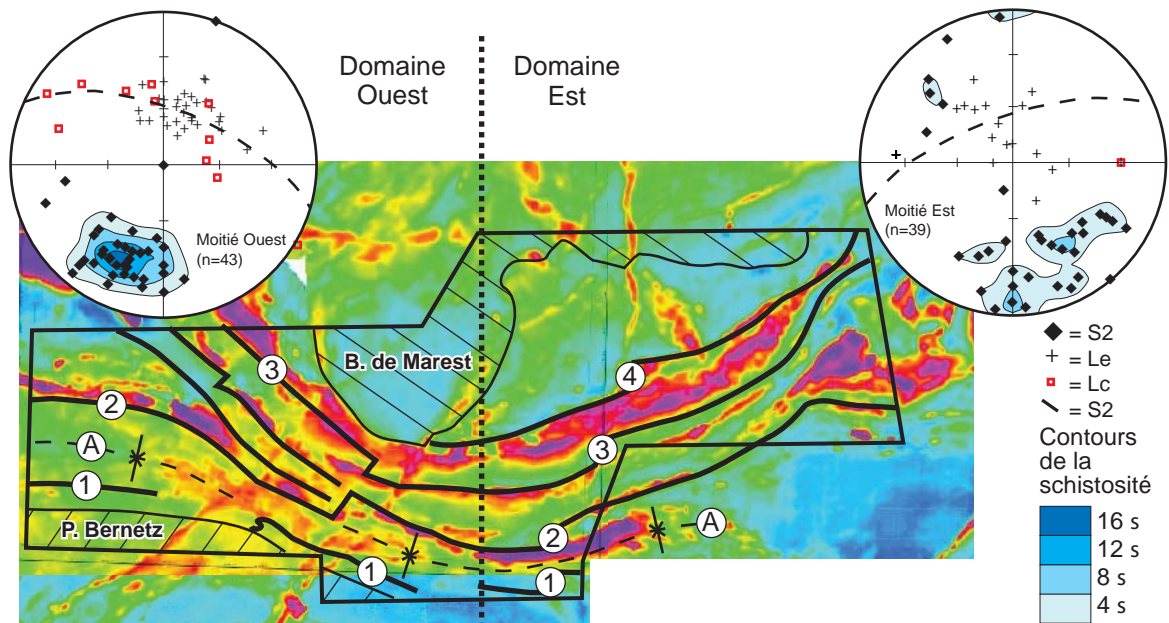


Figure 4 - Géologie structurale simplifiée en relation avec le levé aéromagnétique régional. Les principales zones de déformation sont identifiées comme suit : 1 = Laflamme-Sud; 2 = Laflamme-Nord; 3 = Harricana; 4 = de la Femelle et A = le Synclinal de Bernetz. Les stéréogrammes présentent l'orientation des principaux éléments structuraux dans les moitiés ouest et est de la zone étudiée.

Tableau 1: Données analytiques des analyses U-Pb réalisées par ID-TIMS

Numéro d'analyse ¹	Description ²	Poids ug	U ppm	Pb ³ ppm	<u>206Pb</u> ⁴ 204Pb	Pb ⁵ pg	Ratios Isotopiques ⁶							Âges (Ma) ⁸						% Disc	
							<u>208Pb</u> 206Pb	<u>207Pb</u> 235U	±1SE Abs	<u>206Pb</u> 238U	±1SE Abs	Corr. ⁷ Coeff.	<u>207Pb</u> 206Pb	±1SE Abs	<u>206Pb</u> 238U	±2SE	<u>207Pb</u> 235U	±2SE	<u>207Pb</u> 206Pb		±2SE
Wacke et siltstone interlité, Fm. de Glandelet: DDH-RO-02 (z9270)																					
A1 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Zn, Fr	3	71	43	1515	5	0,17	13,16915	0,01885	0,51574	0,00057	0,826	0,18519	0,00015	2681,1	4,9	2691,8	2,7	2699,9	2,7	0,9
A2 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Zn, Fr	3	52	30	2855	2	0,12	13,21241	0,01690	0,51757	0,00057	0,892	0,18514	0,00011	2688,9	4,9	2694,9	2,4	2699,5	1,9	0,5
A4 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Zn	1	75	44	1816	2	0,15	12,95247	0,01862	0,51199	0,00064	0,900	0,18348	0,00012	2665,1	5,4	2676,2	2,7	2684,6	2,1	0,9
A5 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Zn	1	37	22	694	2	0,15	13,17313	0,03000	0,51734	0,00118	0,868	0,18468	0,00022	2687,9	10,0	2692,1	4,3	2695,3	3,9	0,3
A6 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Zn	1	81	48	1017	2	0,15	13,17052	0,02436	0,51621	0,00089	0,905	0,18504	0,00015	2683,1	7,6	2691,9	3,5	2698,6	2,6	0,7
B1 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	1	48	28	813	2	0,13	13,28842	0,02764	0,51981	0,00106	0,905	0,18541	0,00017	2698,4	9,0	2700,4	3,9	2701,9	3,0	0,2
B2 (Z; 1)	Br, Clr, Eu, Pc, In	2	116	72	4654	2	0,16	14,41442	0,01749	0,53410	0,00053	0,933	0,19574	0,00009	2758,7	4,4	2777,4	2,3	2791,0	1,5	1,4
B3 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	2	74	43	1957	2	0,12	13,22378	0,01778	0,51798	0,00060	0,903	0,18516	0,00011	2690,6	5,1	2695,8	2,5	2699,6	1,9	0,4
B5 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	3	105	60	8112	1	0,10	13,10913	0,01555	0,51433	0,00049	0,935	0,18485	0,00008	2675,1	4,2	2687,5	2,2	2696,9	1,5	1,0
Rhyolite, Unité Avp3, Groupe de Vanier-Dalet-Poirier: RO-30 (z9379)																					
A1 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	2	38	23	2097	1	0,16	13,57471	0,02337	0,52430	0,00083	0,944	0,18778	0,00011	2717,4	7,0	2720,5	3,3	2722,8	1,9	0,2
A2 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc	8	22	13	3462	2	0,12	13,54681	0,01683	0,52408	0,00053	0,936	0,18747	0,00009	2716,5	4,5	2718,6	2,3	2720,1	1,5	0,2
A3 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	6	33	19	922	2	0,12	13,53654	0,02498	0,52368	0,00092	0,867	0,18748	0,00017	2714,7	7,7	2717,8	3,5	2720,1	3,0	0,2
B3 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, Fr	2	31	18	2986	1	0,12	13,53452	0,01784	0,52325	0,00059	0,925	0,18760	0,00010	2713,0	5,0	2717,7	2,5	2721,2	1,7	0,4
B5 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, In	3	59	35	1064	5	0,14	13,54357	0,02060	0,52372	0,00064	0,877	0,18756	0,00014	2714,9	5,4	2718,3	2,9	2720,9	2,4	0,3
Rhyolite minéralisée porphyrique à Quartz, Gîte Comtois: JY-1008-B (z9691)																					
A1 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pl, In	3	21	13	1820	1	0,19	13,58632	0,02047	0,52523	0,00071	0,914	0,18761	0,00011	2721,3	6,0	2721,3	2,8	2721,3	2,0	0,0
B1 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc	2	40	24	1142	2	0,16	13,58443	0,02257	0,52458	0,00079	0,895	0,18781	0,00014	2718,6	6,7	2721,2	3,1	2723,1	2,4	0,2
B3 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc	6	41	26	2215	3	0,23	13,57674	0,02070	0,52437	0,00070	0,923	0,18778	0,00011	2717,7	5,9	2720,6	2,9	2722,8	1,9	0,2
Granodiorite, unité Amar2, Batholithe de Marest: PR-9016-A (z9692)																					
B2 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc	2	52	29	779	4	0,08	13,40005	0,02175	0,52223	0,00061	0,837	0,18610	0,00017	2708,6	5,2	2708,3	3,1	2708,0	3,0	0,0
B3 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	1	53	30	961	1	0,09	13,32108	0,02366	0,51985	0,00086	0,902	0,18585	0,00014	2698,6	7,3	2702,7	3,4	2705,8	2,5	0,3
B4 (Z; 1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	2	66	37	1442	2	0,09	13,32025	0,01827	0,51997	0,00057	0,912	0,18579	0,00011	2699,1	4,9	2702,6	2,6	2705,3	1,9	0,3
B12-1 (Z;1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	2	77	44	2567	2	0,10	13,31332	0,01691	0,52018	0,00053	0,931	0,18562	0,00009	2700,0	4,5	2702,1	2,4	2703,7	1,6	0,2
B20-1 (Z;1)	lc, Clr, Eu, Pc, In	2	68	39	1056	3	0,09	13,31958	0,02001	0,52047	0,00061	0,888	0,18561	0,00013	2701,2	5,2	2702,6	2,8	2703,6	2,3	0,1

Notes:

¹Z=zircon. Numéro=nombre de grains dans l'analyse.

²Descriptions:lc=incoloré, Br=brun, Clr=clair, Fr=présence de fractures, In=présence d'inclusions, Eu=idiomorphe, Pc=prisme court, Pl=prisme long, Zn=zonation.

³Pb Radiogénique

⁴Rapport mesuré, corrigé pour le fractionnement et les valeurs isotopiques de l'étalon

⁵Pb commun total de l'analyse corrigé pour le fractionnement et les valeurs isotopiques de l'étalon

⁶Corrigés pour le blanc de Pb (1-2 pg), d'U (<0.1- 0.1 pg) et le Pb commun; les erreurs sont présentées à 1 sigma absolu. La composition isotopique des blancs de Pb est basée sur la mesure des blancs procéduraux analytiques. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

⁷Coefficient de Correlation

⁸Corrigée pour le blanc de Pb et le Pb commun, les erreurs sont présentées à 2 sigma absolu en Ma.

Tableau 2: Données Analytiques U/Pb de l'échantillon RO-02 réalisées par microsonde ionique SHRIMP II

Nom d'analyse	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Pb (ppm)	²⁰⁴ Pb (ppb)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	f206	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± ²⁰⁸ Pb/ ± ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± ²⁰⁷ Pb/ ± ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± ²⁰⁶ Pb/ ± ²³⁸ U	Corr Coeff	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± ²⁰⁷ Pb/ ± ²⁰⁶ Pb	Âges (Ma) ± 1σ				% DISC
																	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± ²⁰⁶ Pb/ ± ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± ²⁰⁷ Pb/ ± ²⁰⁶ Pb	
Wacke et siltstone interlités, Fm. de Glandelet DDH-RO-02 (z9270)																					
9270-47.1	87	40	0,473	49	2	0,00005	0,00080	0,1322	0,0056	12,80416	0,42801	0,50074	0,01583	0,974	0,18545	0,00141	2617	68	2702	13	3,2
9270-1.1	180	129	0,736	113	2	0,00002	0,00039	0,2041	0,0020	13,45115	0,23626	0,52098	0,00841	0,956	0,18726	0,00097	2703	36	2718	9	0,5
9270-2.1	100	38	0,393	58	0	0,00001	0,00016	0,1090	0,0024	13,29549	0,20904	0,51708	0,00629	0,841	0,18649	0,00160	2687	27	2711	14	0,9
9270-3.1	96	67	0,719	59	0	0,00001	0,00017	0,1977	0,0032	13,24580	0,22398	0,51921	0,00691	0,853	0,18503	0,00165	2696	29	2698	15	0,1
9270-7.1	98	82	0,868	65	0	0,00001	0,00017	0,2398	0,0032	14,82519	0,27410	0,54125	0,00842	0,897	0,19866	0,00164	2789	35	2815	14	0,9
9270-8.1	56	20	0,359	31	4	0,00016	0,00276	0,0906	0,0054	12,93618	0,24979	0,50582	0,00765	0,850	0,18549	0,00190	2639	33	2703	17	2,4
9270-10.1	88	42	0,490	51	0	0,00001	0,00017	0,1344	0,0021	13,17848	0,20092	0,50807	0,00690	0,935	0,18812	0,00102	2648	30	2726	9	2,8
9270-13.1	79	25	0,320	47	4	0,00010	0,00173	0,0885	0,0032	14,86616	0,22882	0,53881	0,00683	0,883	0,20011	0,00146	2778	29	2827	12	1,7
9270-16.1	51	15	0,311	28	3	0,00016	0,00269	0,0817	0,0042	12,95454	0,27875	0,50815	0,00760	0,775	0,18490	0,00253	2649	33	2697	23	1,8
9270-17.1	117	41	0,365	67	1	0,00001	0,00024	0,1003	0,0041	13,33564	0,21175	0,52036	0,00659	0,862	0,18587	0,00151	2701	28	2706	13	0,2
9270-18.1	177	69	0,406	102	6	0,00008	0,00136	0,1106	0,0018	13,49977	0,18533	0,51779	0,00626	0,928	0,18909	0,00098	2690	27	2734	9	1,6
9270-19.1	136	189	1,429	97	0	0,00001	0,00010	0,3945	0,0130	13,60368	0,59767	0,51909	0,01575	0,771	0,19007	0,00536	2695	67	2743	47	1,7
9270-20.1	260	61	0,241	144	1	0,00001	0,00017	0,0682	0,0014	13,10007	0,22085	0,51219	0,00692	0,865	0,18550	0,00158	2666	30	2703	14	1,4
9270-21.1	238	131	0,567	143	2	0,00002	0,00033	0,1523	0,0026	13,52682	0,17583	0,52043	0,00614	0,948	0,18851	0,00078	2701	26	2729	7	1,0
9270-22.1	65	32	0,503	38	5	0,00016	0,00279	0,1349	0,0053	13,01138	0,24794	0,51388	0,00687	0,780	0,18364	0,00221	2673	29	2686	20	0,5
9270-23.1	74	27	0,382	43	1	0,00003	0,00053	0,1025	0,0029	13,38970	0,24111	0,52411	0,00672	0,790	0,18529	0,00206	2717	29	2701	19	-0,6
9270-24.1	136	63	0,479	84	3	0,00005	0,00084	0,1280	0,0049	14,60622	0,47306	0,54120	0,01238	0,785	0,19574	0,00396	2788	52	2791	34	0,1
9270-28.1	18	6	0,349	10	0	0,00001	0,00017	0,1043	0,0042	13,21200	0,38123	0,50415	0,01074	0,812	0,19007	0,00323	2632	46	2743	28	4,1
9270-29.1	169	107	0,654	108	3	0,00004	0,00071	0,1838	0,0021	14,59284	0,19493	0,53574	0,00645	0,943	0,19755	0,00088	2766	27	2806	7	1,4
9270-30.1	202	126	0,646	129	0	0,00000	0,00003	0,1782	0,0032	14,68649	0,23185	0,53856	0,00743	0,922	0,19778	0,00122	2777	31	2808	10	1,1
9270-32.1	96	35	0,372	57	2	0,00005	0,00090	0,1071	0,0024	14,29345	0,21874	0,52925	0,00704	0,919	0,19587	0,00119	2738	30	2792	10	1,9
9270-34.1	50	30	0,621	30	3	0,00014	0,00246	0,1627	0,0060	13,12285	0,26679	0,51164	0,00699	0,755	0,18602	0,00250	2664	30	2707	22	1,6
9270-36.1	84	59	0,730	51	0	0,00001	0,00017	0,1967	0,0051	13,31435	0,21130	0,51548	0,00725	0,932	0,18733	0,00109	2680	31	2719	10	1,4
9270-38.1	77	37	0,499	44	3	0,00008	0,00133	0,1366	0,0035	13,07568	0,33024	0,50875	0,00949	0,812	0,18640	0,00277	2651	41	2711	25	2,2
9270-39.1	174	96	0,569	102	5	0,00007	0,00120	0,1437	0,0021	13,59695	0,17735	0,51267	0,00613	0,955	0,19235	0,00075	2668	26	2762	6	3,4
9270-40.1	98	71	0,755	62	1	0,00002	0,00036	0,2100	0,0060	13,88613	0,27104	0,52668	0,00781	0,830	0,19122	0,00210	2727	33	2753	18	0,9
9270-41.1	70	28	0,420	39	3	0,00011	0,00195	0,1190	0,0032	12,89943	0,36524	0,50329	0,00942	0,745	0,18589	0,00354	2628	41	2706	32	2,9
9270-42.1	96	34	0,365	55	2	0,00006	0,00101	0,0996	0,0023	13,16324	0,29994	0,51769	0,00920	0,847	0,18441	0,00225	2689	39	2693	20	0,1
9270-43.1	120	70	0,601	73	5	0,00009	0,00152	0,1634	0,0026	13,33547	0,23884	0,52090	0,00705	0,827	0,18568	0,00189	2703	30	2704	17	0,0
9270-44.1	146	70	0,492	84	7	0,00011	0,00194	0,1264	0,0021	13,12633	0,20915	0,50970	0,00682	0,896	0,18678	0,00133	2655	29	2714	12	2,2
9270-45.1	145	105	0,749	89	1	0,00002	0,00032	0,2045	0,0024	13,17924	0,22411	0,51605	0,00731	0,891	0,18522	0,00144	2682	31	2700	13	0,7
9270-49.1	133	78	0,606	81	3	0,00005	0,00081	0,1625	0,0052	13,54327	0,23399	0,52458	0,00809	0,937	0,18724	0,00114	2719	34	2718	10	0,0
9270-50.1	197	138	0,721	123	2	0,00003	0,00048	0,1964	0,0031	13,92940	0,23551	0,52278	0,00755	0,908	0,19325	0,00138	2711	32	2770	12	2,1
9270-51.1	57	24	0,430	32	56	0,00221	0,03827	0,1159	0,0378	12,62886	0,59637	0,50584	0,00732	0,421	0,18107	0,00782	2639	31	2663	73	0,9
9270-52.1	94	39	0,426	54	1	0,00002	0,00029	0,1154	0,0030	13,18495	0,20671	0,51443	0,00690	0,909	0,18589	0,00123	2676	29	2706	11	1,1
9270-53.1	83	57	0,706	51	3	0,00008	0,00143	0,1963	0,0031	13,25765	0,24902	0,51828	0,00850	0,922	0,18552	0,00136	2692	36	2703	12	0,4
9270-55.1	134	54	0,412	78	4	0,00007	0,00122	0,1129	0,0044	13,28001	0,23651	0,52015	0,00759	0,880	0,18517	0,00158	2700	32	2700	14	0,0
9270-56.1	74	30	0,416	42	4	0,00013	0,00223	0,1198	0,0035	13,10318	0,21003	0,51018	0,00680	0,889	0,18627	0,00138	2657	29	2710	12	1,9
9270-75.1	152	82	0,556	90	2	0,00004	0,00063	0,1516	0,0041	12,92201	0,39080	0,51598	0,00746	0,580	0,18163	0,00451	2682	32	2668	42	-0,5
9270-72.1	129	91	0,726	79	0	0,00000	0,00007	0,2002	0,0039	13,12501	0,29692	0,51249	0,00660	0,664	0,18574	0,00317	2667	28	2705	28	1,4
9270-71.1	84	48	0,588	53	1	0,00003	0,00046	0,1666	0,0052	14,75883	0,30546	0,53853	0,00870	0,847	0,19876	0,00220	2777	37	2816	18	1,4
9270-68.1	98	49	0,520	58	2	0,00005	0,00087	0,1449	0,0028	13,07906	0,25174	0,51381	0,00743	0,823	0,18462	0,00204	2673	32	2695	18	0,8
9270-67.1	107	49	0,479	61	3	0,00007	0,00122	0,1313	0,0025	12,83363	0,19675	0,50488	0,00649	0,895	0,18436	0,00127	2635	28	2692	11	2,1
9270-64.1	56	41	0,747	34	0	0,00002	0,00029	0,1930	0,0056	12,90574	0,28460	0,50259	0,00809	0,804	0,18624	0,00246	2625	35	2709	22	3,1
9270-62.1	132	63	0,494	78	6	0,00010	0,00171	0,1353	0,0021	13,24071	0,20920	0,52180	0,00640	0,844	0,18404	0,00157	2707	27	2690	14	-0,6
9270-78.1	127	58	0,471	74	5	0,00009	0,00157	0,1262	0,0053	13,0											

Planche 1 – Photos 1 à 6



PHOTO 1 - Photomosaïque montrant des basaltes en coussins de l'unité Avp1 du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier bien formés, jointifs et à bordures minces. L'assemblage comprend des formes en champignon et en molaire lesquelles indiquent une polarité vers le sud. (U18 310338E, 5433324N).



PHOTO 2 - Lave felsique de l'unité Avp3 du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier montrant une forte lamination d'écoulement et une altération en chlorite et en carbonate. Les zircons de cet échantillon ont donné un âge de 2721.2 ± 1.5 Ma. Forage RO-30 (U18 287242E, 5443844N).



PHOTO 3 - Tuf felsique de l'unité Avp3 du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier montrant des lapillis et des blocs mal triés et jointifs de roches volcaniques intermédiaires et felsiques. La roche est faiblement altérée en séricite et en carbonate. Forage RO-27 (U18 289084E, 5445471N).



PHOTO 4 - Affleurement de basalte massif de l'unité Avp1 du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier contenant environ 5% de glomérporphyres (GH) de plagioclase. (U18 312320E, 5448673N).



PHOTO 5 - Coussins déformés à bordures très minces, Formation de Desboues (Ade). Ces roches volcaniques bordent les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet au sud du Synclinal de Bernetz. (U18 297098E, 5433090N).

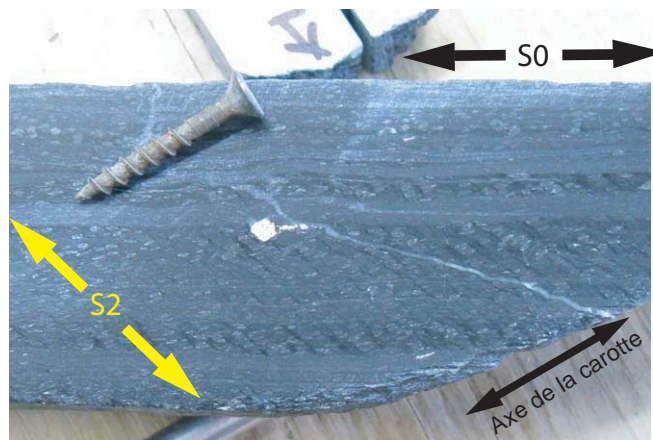


PHOTO 6 - Alternance de mudstone et de siltstone de la Formation de Glandelet (Agd). Le litage (S0) fait un angle d'environ 30° avec l'axe de la carotte et la schistosité (S2) est presque horizontale. On note de nombreux porphyroblastes d'andalousite. Forage RO-153 (U18 308729E, 5431385N).

Planche 2 – Photos 7 à 12



PHOTO 7 - Affleurement de granodiorite massive et relativement homogène typique du Batholithe de Marest. Un échantillon géochronologique prélevé ici a donné un âge de 2707 ± 1.0 Ma. (U18 305128E, 5444446N).



PHOTO 8 - Dyke boudiné de granodiorite massive de l'intrusion de Bernetz (Abrn) recoupant les roches sédimentaires de la Formation de Glandelet (Agd3). Ces relations suggèrent que les sédiments pré-datent l'intrusion de Bernetz, laquelle est syn-déformation. Forage R0-20 (U18 294080E, 5434303N).



PHOTO 9 - Dyke de porphyre à phénocristaux de quartz (I1a) altéré en carbonate et en séricite montrant une schistosité (S2) bien développée à 45° de l'axe de la carotte. Forage R0-01 (U18 294080E, 5434303N).

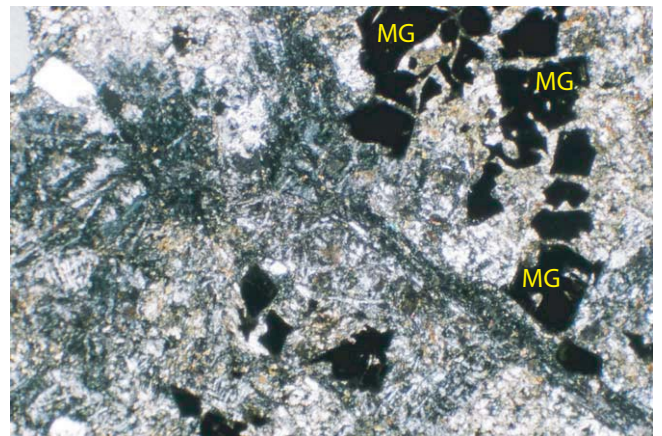


PHOTO 10 - Photomicrographie d'un gabbro à magnétite (I3Ab) montrant la grande abondance de magnétite (MG) caractéristique de cette unité, laquelle présente des textures primaires en atoll bien préservées. Forage RO-14 (U18 290053E, 5440362N).



PHOTO 11 - Plan de schistosité S2 montrant la linéation d'étirement (Le) et la linéation définie par les micro-plis de crénulation (Lc) dans des mudstones de la Formation de Glandelet de la partie centrale du Synclinal de Bernetz. Forage RO-7 (U18 291899E, 5436875N).

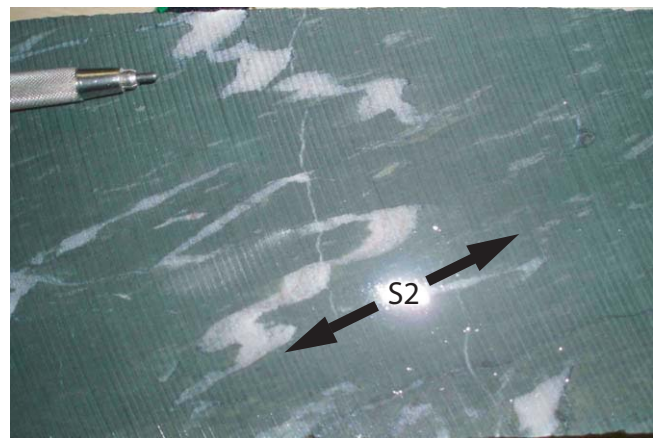


PHOTO 12 - Roche volcanique mafique cisailée du Groupe de Vanier-Dalet-Poirier (unité Avp1) le long de la Zone de Déformation d'Harricana. On note de nombreuses veines de quartz et de carbonate plissées et transposées par une schistosité (S2) pénétrative. Sondage RO-176 (U18 331419E, 5446646N).

Planche 3 – Photos 13 à 18



PHOTO 13 - Basalte du Groupe de Dalet-Vanier-Poirier montrant des coussins entourés d'hyaloclastites contenant 1% de sulfures et de magnétite disséminés. L'échantillon a titré 12,1 g/t Ag. Forage RO-147. (U18 312253E, 54433177N).



PHOTO 14 - Veine de quartz, de carbonate et de pyrite associée à une altération pervasive en carbonate, en séricite et en tourmaline en périphérie de la Zone de déformation de la Femelle. L'échantillon est anomal en or (312 ppb) et en bore (100 ppm). Forage RO-178. (U18 291899E, 5436875N).



PHOTO 15 - Basalte du Groupe de Dalet-Vanier-Poirier silicifié et déformé avec bordures de coussin altérées en QZ-AB et des traces de pyrite contenant plus de 200 ppm Sb. Sondage RO-184 (U18 321251E, 5440924N).

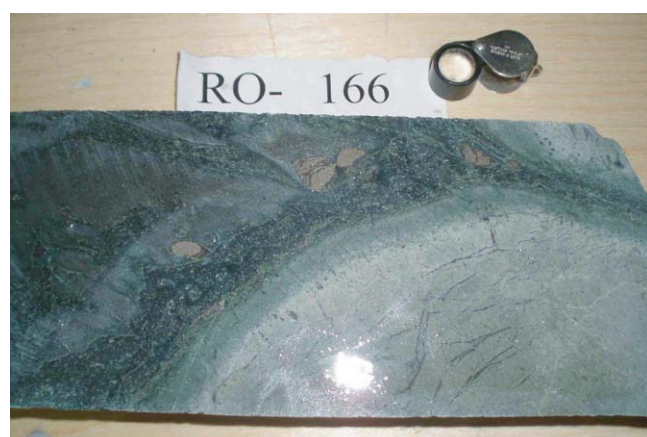


PHOTO 16 - Amas de pyrrhotite dans les hyaloclastites entourant les coussins de basalte du Groupe de Dalet-Vanier-Poirier. Forage RO-166 (U18 322336E, 5439211N).



PHOTO 17 - Basalte du Groupe de Dalet-Vanier-Poirier montrant des bordures de coussin bréchifiées affectées par une altération inter-coussin syn-volcanique en quartz, en albite et en carbonate. Forage RO-146 (U18 290053E, 5440362N).



PHOTO 18 - Brèche de faille périphérique à la Zone de déformation d'Harricana. Les fragments anguleux de basalte silicifié sont cimentés de quartz, de séricite et de carbonate contenant 5 % de pyrite disséminée. Forage RO-15 (U18 298626E, 5441363N).