

ET 2007-02

EVOLUTION ET METALLOGENIE DU PLUTON DE MOOSHLA

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

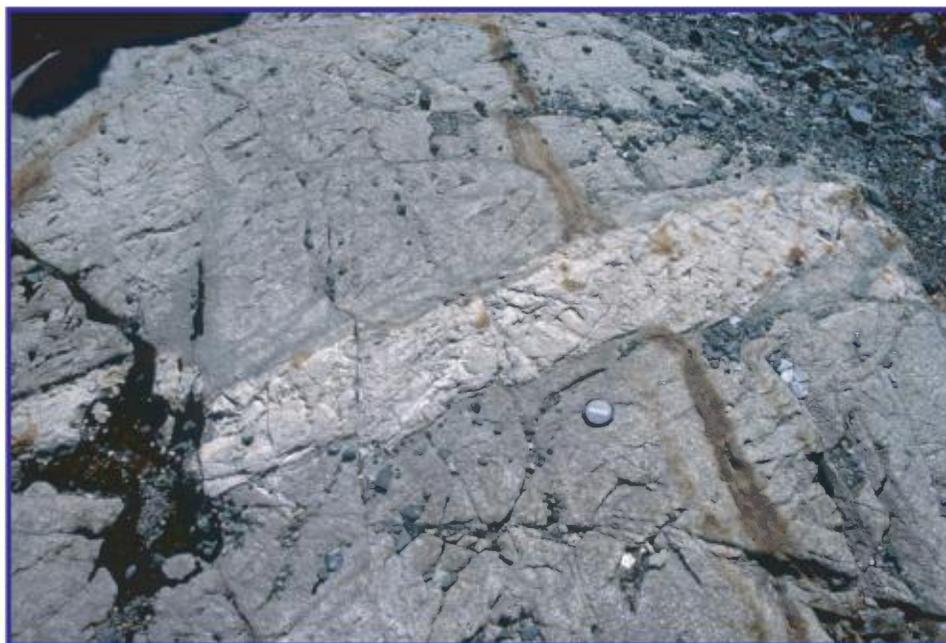
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Évolution et métallogénie du Pluton de Mooshla

Alan Galley
Benoit Lafrance



Dyke d'aplite qui recoupe les veines pyriteuses de type Doyon au sein de la tonalite du stade intrusif intermédiaire.

Évolution et métallogénie du Pluton de Mooshla

Alan Galley¹

Benoit Lafrance²

ET 2007-02

Mots-clés : pluton synvolcanique, archéen, Mooshla, pétrographie, géochimie, métallogénie

1- Commission géologique du Canada

2- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune
Maintenant : Ressources Cogitore inc.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Marquis

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Sylvain Lacroix

Lecture critique

Jean-Yves Labbé

Robert Marquis

Édition

Jean Choinière

Dessin

Benoit Lafrance

Graphisme

Charlotte Grenier

Carole Roy

Photo de la page couverture : Pierre Rhéaume

Document accepté pour publication le 9 septembre 2005

Résumé

Ce rapport décrit la géologie et la géochimie du Pluton de Mooshla en plus d'établir ses liens avec les minéralisations aurifères du secteur. Ce travail est une des composantes du projet synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Le Pluton de Mooshla recoupe les roches volcaniques de la Formation de Bousquet, qui fait partie du Groupe de Blake River, et les volcanites de la Formation d'Hébecourt. Ce pluton est de nature composite et a été formé par de multiples injections de filons-couches et de dykes subvolcaniques formant ainsi une intrusion synvolcanique peu profonde et de nature stratifiée. La mise en place du pluton est divisée en trois stades : précoce, intermédiaire et tardif. Chacun de ces stades est constitué d'une ou de plusieurs des huit phases intrusives reconnues. Le stade précoce est représenté par la mise en place de filons-couches dioritiques isolés au sein des roches volcaniques. La base du pluton (stade intermédiaire) est caractérisée par des phases de gabbro lité, gabbro quartzifère et tonalite à granulométrie moyenne alors que le sommet (stade tardif) est constitué de trondhjémite à grains fins et de porphyres. L'ensemble de ces lithologies forme une suite de type trondhjémite-tonalite-dacite, une suite qui est reconnue comme étant associée aux séquences volcaniques porteuses de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes.

Les caractéristiques géochimiques montrent que la base du pluton (stade intermédiaire) est cogenétique avec les roches volcaniques d'affinité tholéiitique à transitionnelle du Membre inférieur de la Formation de Bousquet. De façon similaire, le sommet du pluton est cogenétique avec les volcanites transitionnelles à calco-alkalines du Membre supérieur de la Formation de Bousquet. La nature synvolcanique du Pluton de Mooshla est également appuyée par les âges similaires du sommet du pluton (2697 Ma) et des volcanites encaissantes de la Formation de Bousquet (2697 à 2699 Ma). Les caractéristiques géochimiques suggèrent également que le Pluton de Mooshla soit associé à un environnement d'arc océanique archéen.

La synthèse des observations métallogéniques suggère que les gisements associés au Pluton de Mooshla soient issus de la superposition complexe d'événements hydrothermaux. Les gisements de type veinules et disséminations de sulfures synvolcaniques des mines Mouska et Mic Mac précéderaient la mise en place du pluton et seraient associés à un événement de type SMV. Les minéralisations aurifères de veines de sulfures des mines Mouska et Mooshla A ainsi que les sulfures massifs et semi-massifs volcanogènes des indices Warrenmac et Authier se seraient formés immédiatement après la mise en place de la base du pluton. Le système de veines aurifères à sulfures et quartz de la mine Doyon serait directement associé à la mise en place des trondhjémites et porphyres du stade tardif du pluton. Les veines aurifères à quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonates de la mine Mouska et de l'indice Mooshla B sont postérieures au plutonisme et sont associées à la déformation. La déformation a remobilisé la majorité des minéralisations synvolcaniques et la plupart des veines et veinules de sulfures sont maintenant boudinées, plissées et/ou cisailées. Le Pluton synvolcanique de Mooshla est donc directement associé à une période de minéralisation aurifère fertile et a subi une histoire géologique et métallogénique complexe qui est similaire à celle des roches volcaniques encaissantes. Les caractéristiques géologiques du Pluton de Mooshla peuvent donc être utilisées afin de reconnaître d'autres intrusions qui possèdent un potentiel aurifère élevé.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Mise en contexte.....	7
Objectifs.....	7
Méthodologie	7
Remerciements	7
GÉOLOGIE	8
Géologie locale.....	8
GÉOLOGIE DU PLUTON DE MOOSHLA.....	8
Stade précoce (stade 1).....	10
Phase A : Diorite	10
Diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase	10
Diorite à phénocristaux de quartz bleu	10
Stade intermédiaire (stade 2).....	10
Phase B : Gabbro lité.....	10
Phase C : Gabbro quartzifère.....	14
Gabbro quartzifère à texture variée	14
Gabbro quartzifère à grains fins	14
Phase D : Tonalite	14
Trondhémite à grains moyens	14
Tonalite à quartz bleu	14
Tonalite à amphibole-titanite.....	15
Phase E : Bordure xénolitique de la tonalite.....	15
Phase F : Tonalite de Doyon.....	15
Stade tardif (stade 3)	15
Phase G : porphyre à plagioclase-amphibole.....	16
Phase H : Porphyre à plagioclase-quartz	16
Phase I : Trondhémite aphyrique ou à phénocristaux de quartz.....	16
Phase J : Filons-couches des unités H et I dans l'unité 4.3a	16
Autres phases intrusives	17
Dykes d'aplite	17
Intrusions hypovolcaniques rhyolitiques	17
Intrusions hypovolcaniques mafiques.....	17
GÉOCHIMIE DES PHASES INTRUSIVES	17
Géochimie du Pluton de Mooshla.....	17
Géochimie des autres phases intrusives.....	20
Comparaison géochimique des phases intrusives avec les roches hôtes	20
MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ASSOCIÉES AU PLUTON DE MOOSHLA.....	20
Réseaux de veinules et disséminations de sulfures	24
Veines de sulfures.....	24
Veines de sulfures et quartz	24
Veines de quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonate ± chlorite	23
MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE MOOSHLA.....	23
Stade précoce	25
Stade intermédiaire.....	25
Stade tardif.....	25
Contrôles et effets de la mise en place du pluton.....	27

CONCLUSION..... 27

RÉFÉRENCES 28

ANNEXE – Photographies 30

INTRODUCTION

Ce rapport décrit les caractéristiques du Pluton de Mooshla ainsi que sa relation avec les gisements aurifères dont il est l'hôte. Le Pluton de Mooshla est situé à environ 30 kilomètres à l'est de Rouyn-Noranda dans le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde (figure 1). Cette étude est une des composantes du projet de synthèse de ce camp minier qui inclut également une approche stratigraphique et volcanologique régionale (Lafrance *et al.*, 2005; 2003) ainsi que l'étude géologique de la mine LaRonde, puits Penna (Dubé *et al.*, 2004; Mercier-Langevin *et al.*, 2004; Mercier-Langevin, 2005). La synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde est un projet du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune réalisé en partenariat avec la Commission géologique du Canada (dans le cadre de l'*Initiative géoscientifique ciblée* adoptée par le gouvernement fédéral) et avec les sociétés minières Agnico-Eagle, Barrick Gold, Cambior et Ressources Yorbeau. Plus spécifiquement, la présente étude a été réalisée avec la participation de Cambior qui détient les mines et propriétés Mouska et Doyon.

Mise en contexte

Reconnu comme hôte de deux petits dépôts de type veines aurifères à quartz et sulfures (mine Mooshla A et gîte Mooshla B) et hôte partiel des gisements de Mouska (zones 40 et 50) et de Doyon (zone Ouest), le Pluton de Mooshla a été l'objet d'un bon nombre d'études détaillées. Les études géologiques, géochimiques, de la minéralogie d'altération et des minéralisations associées à l'intrusion par Gaudreau (1986), Langshur (1990), Savoie *et al.* (1991) et Belkabir (1995) constituent les travaux les plus approfondis effectués sur cette intrusion. De plus, les études structurales de Belkabir et Hubert (1995), de Tourigny et Tremblay (1997) et de Gosselin (1998) décrivent dans le détail l'histoire de la déformation de l'intrusion, en particulier les failles et les structures de cisaillement associées à la minéralisation aurifère. Parmi les études métallogéniques portant sur les mines Mouska et Doyon, mentionnons celles menées par Guha *et al.* (1983), Savoie *et al.* (1991), Hoy *et al.* (1994) et Belkabir (1995).

Malgré ces travaux, la complexité de la minéralisation et de l'altération aux mines Mouska (1,2 Mt à 10,93 g/t) et Doyon (25,7 Mt à 5,88 g/t) a mené à différentes interprétations à propos de leur chronologie de mise en place et de leur relation avec le pluton et les unités adjacentes. La minéralisation est interprétée soit comme synvolcanique-hydrothermale (Hoy *et al.*, 1994; Belkabir, 1995; Belkabir et Hubert, 1995), d'affinité magmatique (Gosselin, 1998) ou syntectonique (Gaudreau, 1986; Langshur, 1990; Savoie *et al.*, 1991). Un certain nombre de questions subsiste donc encore quant au rôle joué par le Pluton de Mooshla

sur la formation des gîtes d'or et de métaux usuels à forte teneur en métaux précieux dans le camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde.

Objectifs

L'objectif général de la présente étude est de caractériser la géologie, la pétrographie et la géochimie du Pluton de Mooshla afin d'évaluer son rôle métallogénique.

Les objectifs spécifiques permettront de définir le potentiel de découverte dans ce camp minier :

1. mettre en évidence les différentes phases intrusives du Pluton de Mooshla;
2. établir la chronologie de leur mise en place et les liens possibles avec les couches volcaniques adjacentes;
3. décrire brièvement les divers types de minéralisation observés dans l'intrusion;
4. proposer un modèle de mise en place du pluton en relation avec le volcanisme et les minéralisations.

Les résultats de cette étude permettront également de développer des modèles métallogéniques utiles à l'exploration dans des contextes géologiques archéens similaires situés en dehors du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde.

Méthodologie

La base de cette étude repose sur un levé de terrain à l'échelle de 1/5000 de tous les affleurements du Pluton de Mooshla et de certains affleurements des roches encaissantes, pour un total de 78 affleurements (figure 2). Ces travaux de terrain ont aussi été appuyés par la description de carottes provenant de 18 forages, par la compilation des journaux de forage de Cambior et par des travaux de cartographie d'une galerie d'exploration à la mine Mouska qui traverse le pluton presque en entier (galerie 660E; figure 2). Des études lithogéochimiques, pétrographiques et de diffraction X ont été complétées à la Commission géologique du Canada sur certains échantillons choisis. Une datation isotopique par la méthode U-Pb a également été effectuée par D.W. Davis au laboratoire de l'Université de Toronto.

En plus des nouvelles observations et interprétations du premier auteur, cette étude intègre également les résultats de plusieurs études antérieures (Gaudreau, 1986; Langshur, 1990; Savoie *et al.*, 1991; Belkabir, 1995; Gosselin, 1998).

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier tous les géologues des mines Mouska (Rémi Asselin, Pierre Lévesque) et Doyon (Daniel Doucet, Maurice Carré, Armand Savoie, Lorraine Gauthier) ainsi que les géologues de la division exploration de Cambior (Marie-France Bugnon, Yueshi Lei) d'avoir partagé leurs connaissances et facilité la réalisation de cette étude. Les auteurs tiennent à remercier tous les participants

au projet de synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde pour leur collaboration. Le premier auteur tient également à remercier Robert Marquis et Benoît Dubé, deux des instigateurs du projet synthèse, de lui avoir permis de participer au projet. Les auteurs remercient Robert Marquis et Jean-Yves Labbé pour leurs commentaires et suggestions à la suite de leur lecture d'une version préliminaire de ce document.

GÉOLOGIE

La géologie régionale du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde a déjà été décrite en détail dans le rapport de Lafrance *et al.* (2003). Mentionnons simplement ici que le Pluton de Mooshla est situé dans la Zone volcanique sud de la Sous-province de l'Abitibi (Chown *et al.*, 1992; Mueller *et al.*, 1996) plus précisément à l'extrémité est du Groupe de Blake River (figure 1). Le pluton est localisé au contact de la Formation de Bousquet, appartenant au Groupe de Blake River, et de la Formation d'Hébécourt (figure 1). Ces deux formations forment une séquence volcanique homoclinale à pendage subvertical et à polarité vers le sud ou le sud-ouest. La déformation du secteur est hétérogène. Elle peut être forte le long des contacts lithologiques ou au sein des roches ayant subi une altération précoce (Lafrance *et al.*, 2003), ou faible dans les horizons plus épais de volcanites felsiques ou dans certaines parties du Pluton de Mooshla (Tourigny et Tremblay, 1997; Belkabar *et al.*, 1998).

Géologie locale

Le Pluton de Mooshla a été mis en place par plusieurs phases d'injection de dykes, filons-couches et stocks subvolcaniques, pour former une masse de 4 km par 2 km (figure 3). Le Pluton de Mooshla avait été divisé en deux stades d'évolution dans les études antérieures : un stade initial à phases de gabbro lité, gabbro à quartz, tonalite et un stade final à trondjémite (Gaudreau, 1986; Langshur, 1990; Savoie *et al.*, 1991; Belkabar, 1995). Dans la présente étude, l'histoire chronologique des dix phases intrusives reconnues (phases A à J, figure 3) est divisée plutôt en trois stades d'évolution : 1) précoce; 2) intermédiaire et 3) tardif (figure 3). Le Pluton de Mooshla, qui est globalement composé d'une base de diorite, de gabbro lité et de tonalite et d'un sommet de trondjémite (Langshur, 1990), est donc de nature composite et multiphasée.

Le Pluton de Mooshla est également le foyer d'une altération hydrothermale de haute température qui affecte les roches volcaniques encaissantes. Cette altération, qui est le produit de plusieurs cycles d'activité hydrothermale sur le plancher océanique, est associée à un dépôt (Warrenmac, figure 3) et à quelques indices de minéralisations de métaux usuels de type SMV (Authier). Le pluton est également

l'hôte d'une partie des veines aurifères à sulfures-quartz de la mine Mouska (zones 40 et 50) et de la mine Doyon (zone Ouest; figure 3). La présence de minéralisations aurifères et de métaux usuels à l'intérieur et autour du pluton suggère que cette suite intrusive ait joué un rôle important dans l'histoire métallogénique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde.

Le Pluton de Mooshla a été soumis à au moins trois phases de déformation (Savoie *et al.*; 1991; Langshur, 1990; Belkabar et Hubert 1995). La déformation D₁ est représentée par une faible foliation NE-SW modérément inclinée. La déformation D₂ est définie par une intense fabrique pénétrante orientée E-W et par des cisaillements et des failles dont les linéations plongent abruptement vers le sud. Les événements de déformation D₂ sont superposés par des failles de transpression essentiellement à décrochement dextre de la déformation D₃ et par des failles cassantes essentiellement sénestres (D₄?).

Le métamorphisme régional au faciès des schistes verts a débuté pendant la foliation associée à la déformation D₂. La présence de néoblastes de biotite et d'amphibole non orientée dans le Pluton de Mooshla indique que le métamorphisme maximal est tardif par rapport à la foliation D₂.

Une datation U-Pb, sans localisation précise, d'un dyke d'aplite qui recoupe la tonalite du stade intermédiaire de l'intrusion a fourni un âge de 2704 ± 4 Ma (Tremblay *et al.*, 1995). Une tonalite, également du stade intermédiaire du pluton, a aussi été datée. Cet échantillon a livré un âge de 2701 ± 2 Ma, mais sa localisation précise est également inconnue (Zhang *et al.*, 1993 dans Belkabar, 1995).

Selon ces données, le pluton serait légèrement plus vieux que les roches qui l'entourent (filons-couches felsiques de Bousquet, 2698 ± 1,5 Ma; Lafrance *et al.*, 2003; dacite gloméroporphyrrique de Doyon, 2698 ± 1 Ma; Lafrance *et al.*, 2005). Il existe donc une certaine confusion à propos de l'âge du pluton.

GÉOLOGIE DU PLUTON DE MOOSHLA

La reconstruction du Pluton de Mooshla a fait appel à des observations géologiques de surface (figure 2), à un levé le long d'une galerie à la mine Mouska (galerie 660E, figure 2) et à des analyses lithogéochimiques. La distribution irrégulière des affleurements de surface a été compensée par l'observation de carottes de forage afin de reconstruire la stratigraphie interne du pluton (figure 4). Le terme stratigraphie est utilisé ici au sens large puisque nous traitons de roches ignées et que la continuité latérale des unités est limitée. Il est néanmoins possible de reconnaître la nature litée du pluton. La figure 5 montre les 11 coupes construites à partir de l'observation de carottes de forage qui ont servi à établir la stratigraphie interne du pluton. Le nord a été

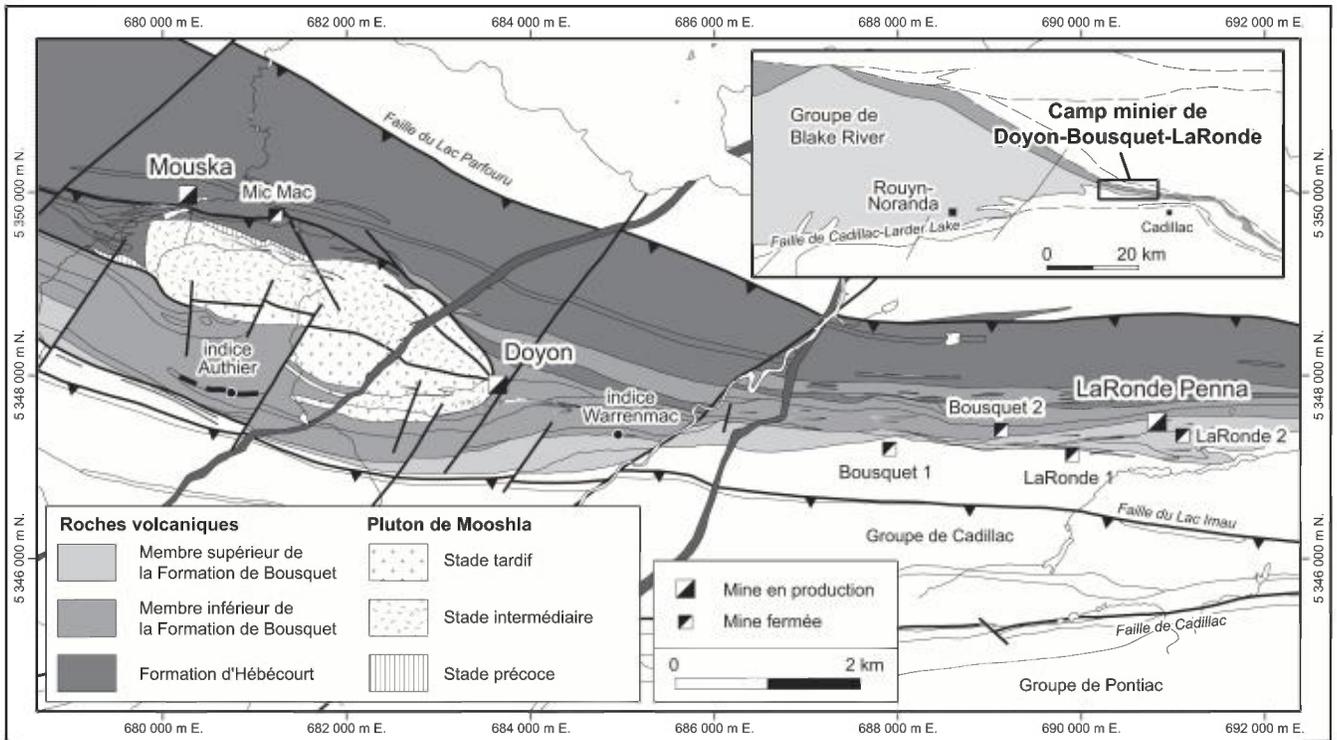


FIGURE 1 – Localisation du Pluton de Mooshla et du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Le camp minier est situé à environ 30 kilomètres à l'est de Rouyn-Noranda.

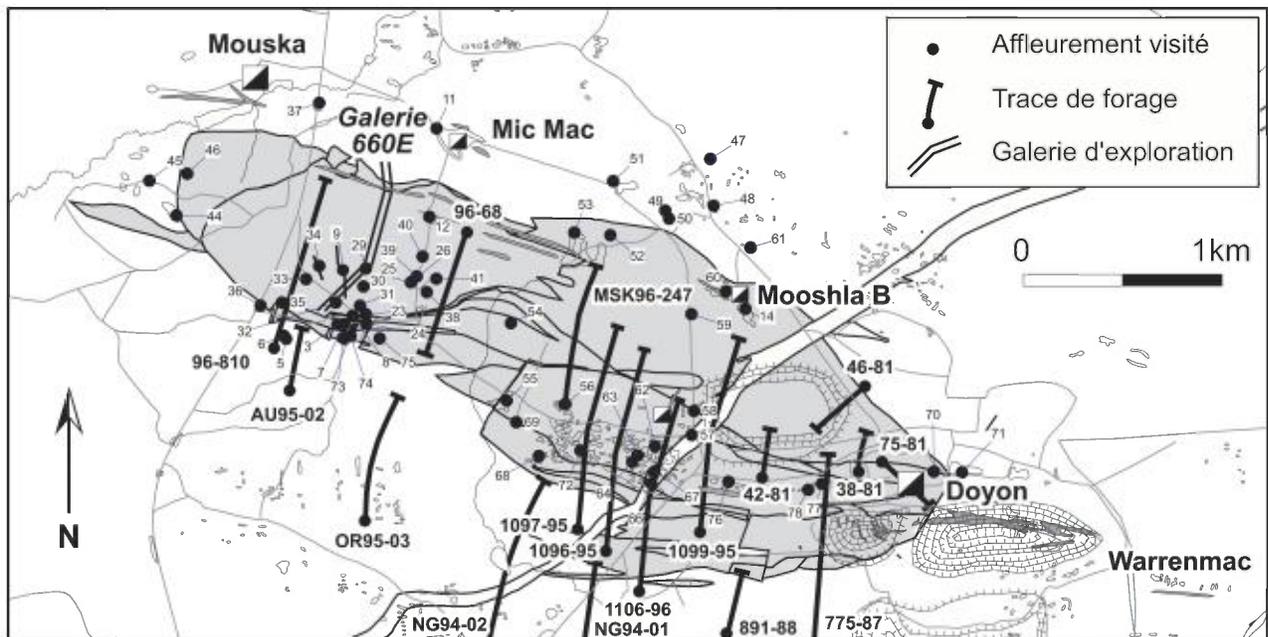


FIGURE 2 – Carte de localisation des affleurements, de la galerie 660E de la mine Mouska et des carottes de forage examinées.

inversé sur cette figure dans le but de mieux visualiser la géométrie du pluton et ainsi avoir le sommet de l'intrusion vers le haut de l'illustration.

Dans la présente étude, l'histoire intrusive du Pluton de Mooshla est divisée en trois stades d'évolution : 1) précoce; 2) intermédiaire et 3) tardif, qui contiennent les dix phases intrusives A à J (figures 3 et 4). Les roches des stades précoce et intermédiaire se sont mises en place le long du contact entre la formation d'Hébécourt et la Formation de Bousquet alors que les intrusions du stade final recoupent les roches des stades précoce et intermédiaire du pluton ainsi que les dacites et rhyodacites du Membre inférieur de la Formation de Bousquet (figure 3).

Les descriptions des dix phases intrusives cartographiables sont présentées dans cette section en ordre de mise en place, de la plus vieille à la plus jeune.

Stade précoce (stade 1)

Le stade précoce de l'évolution du Pluton de Mooshla est caractérisé par une seule phase intrusive dioritique (phase A) qui est localisée au sommet de la Formation d'Hébécourt soit dans la partie nord-ouest et à l'ouest du pluton (unité A, figure 3). Cette phase n'est pas constituée d'une masse plutonique importante, mais plutôt de filons-couches distribués dans les volcanites encaissantes.

Phase A : Diorite

La phase intrusive A regroupe deux lithologies différentes : la diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase et la diorite à phénocristaux de quartz bleu (figure 4).

Diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase

La diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase est caractérisée par plusieurs filons-couches de 5 à 20 m d'épaisseur qui recoupent les basaltes et rhyolites du sommet de la Formation d'Hébécourt (figure 3). Ces filons-couches sont caractérisés par une zonalité franche entre un sommet massif aphyrique à grains fins et une base qui contient de 20 à 30 % de phénocristaux de plagioclase blancs dont la taille varie de 10 à 20 mm de long. Ces filons-couches sont bien représentés à la base du forage 96-810 de la propriété Mouska (figure 5), sur un affleurement près de l'entrée de la mine Mouska (affleurement 37, figure 2) et comme xénolites à la base et au sommet des gabbros quartzifères et des tonalites du stade 2.

Diorite à phénocristaux de quartz bleu

La diorite à phénocristaux de quartz bleu est située le long du contact sommital de la Formation d'Hébécourt, immédiatement à l'ouest du Pluton de Mooshla (figure 3). Cette

diorite est à grains fins et contient de 3 à 5 % de quartz bleu de 2 à 3 mm de taille et de forme ovoïde. Elle est généralement constituée d'une intercroissance d'amphibole verte et de clinozôisite à grains fins avec de la chlorite secondaire et de façon accessoire de la pyrite et de la chalcopyrite. La nature massive de cette unité ainsi que l'absence de structures d'écoulement volcanique suggèrent qu'il s'agisse soit d'une coulée épaisse, soit d'un filon-couche. Cette unité est aussi observée à la base et dans le gabbro quartzifère du stade intermédiaire (figure 5) et au sommet de la tonalite du stade intermédiaire dans les forages OR95-03 et 96-682 qui sont situés à l'ouest de la faille Orion Est (figure 5). À l'est de la faille Orion Est, la diorite à phénocristaux de quartz bleu est fortement fracturée et injectée par la trondhjémite du stade 2 et forme ainsi des xénolites tout le long du contact sommital du stade intermédiaire (photo 1).

Stade intermédiaire (stade 2)

Le stade intermédiaire de l'évolution du Pluton de Mooshla est constitué d'une phase de gabbro lité (phase B), d'une phase de gabbro quartzifère (phase C) et d'une phase de tonalite (phases D et E) qui sont toutes localisées dans la partie nord du pluton (figure 3). La tonalite de Doyon (phase F), qui est située dans la partie sud du pluton, est un lambeau équivalent à la tonalite (phase D) qui a été décollé et isolé par l'intrusion des phases de trondhjémite et porphyres plus jeunes (G à I). Les bordures nord (plancher du pluton) et sud (toit du pluton) sont caractérisées par une forte teneur en xénolites (phase E) qui proviennent des roches volcaniques encaissantes et du stade précoce du pluton (stade 1).

Phase B : Gabbro lité

La présence d'un corps de gabbro lité de 400 m d'épaisseur avait déjà été identifiée par Langshur (1990) comme formant la partie ouest du pluton et une bande s'étendant au sud de l'ancienne mine Mic-Mac (figure 3). Dans la présente étude, quatre types lithologiques ont pu être reconnus (figure 4). Le forage 96-810, qui est orienté vers le nord à partir de la galerie d'exploration 660E de la mine Mouska, recoupe le gabbro lité qui est constitué d'environ 20 niveaux distincts dont l'épaisseur varie de 5 à 60 m pour atteindre une épaisseur de 300 m.

Le gabbro lité est constitué d'une alternance de niveaux de gabbro porphyrique à feldspath, de leucogabbro anorthositique à cumulats (\pm ilménite), de mélanogabbro et de quelques niveaux de granophyre (figure 5). Le mélanogabbro à adcumulats contient de 30 à 50 % de plagioclases non orientés dans une mésostase riche en amphiboles et en biotite. La taille des cristaux de plagioclases est en moyenne inférieure à 5 mm, et peut atteindre de 8 à 12 mm dans les horizons plus grossiers. Les contacts entre ces niveaux à granulométrie différente sont graduels et contiennent

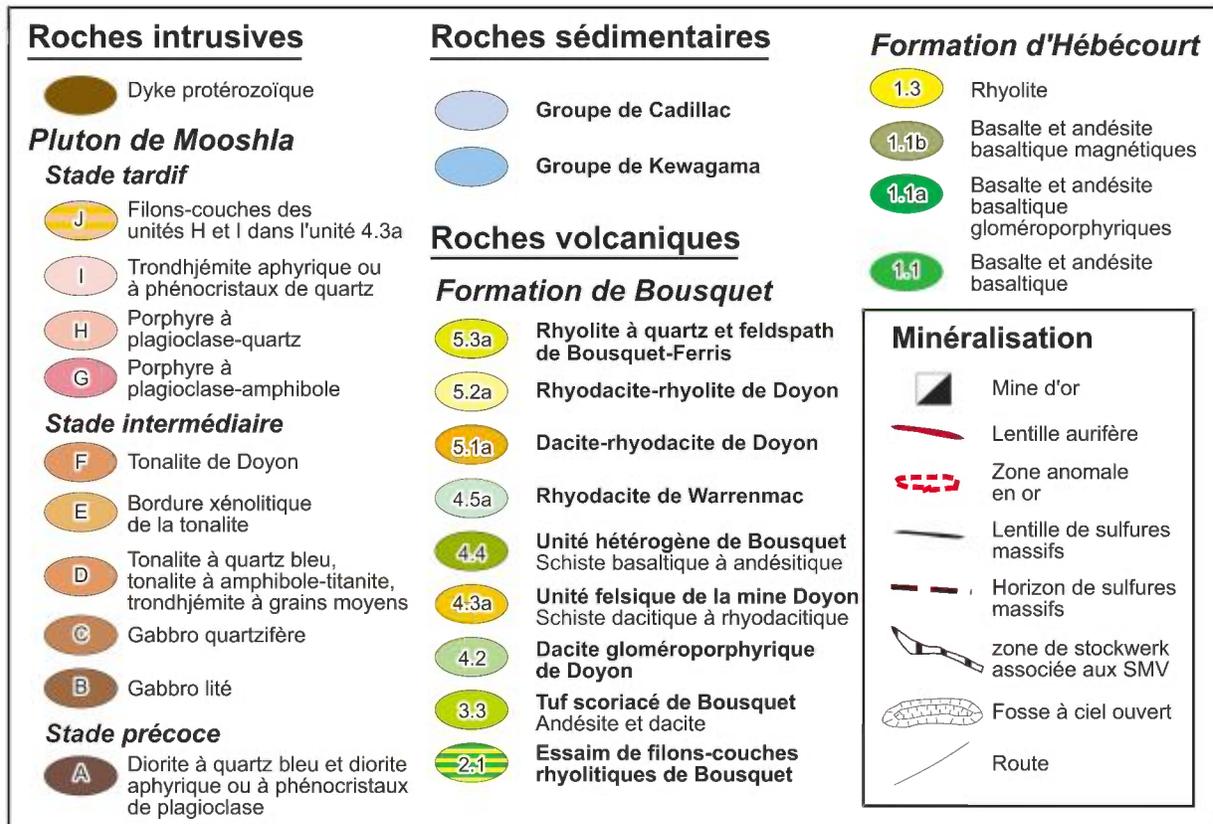
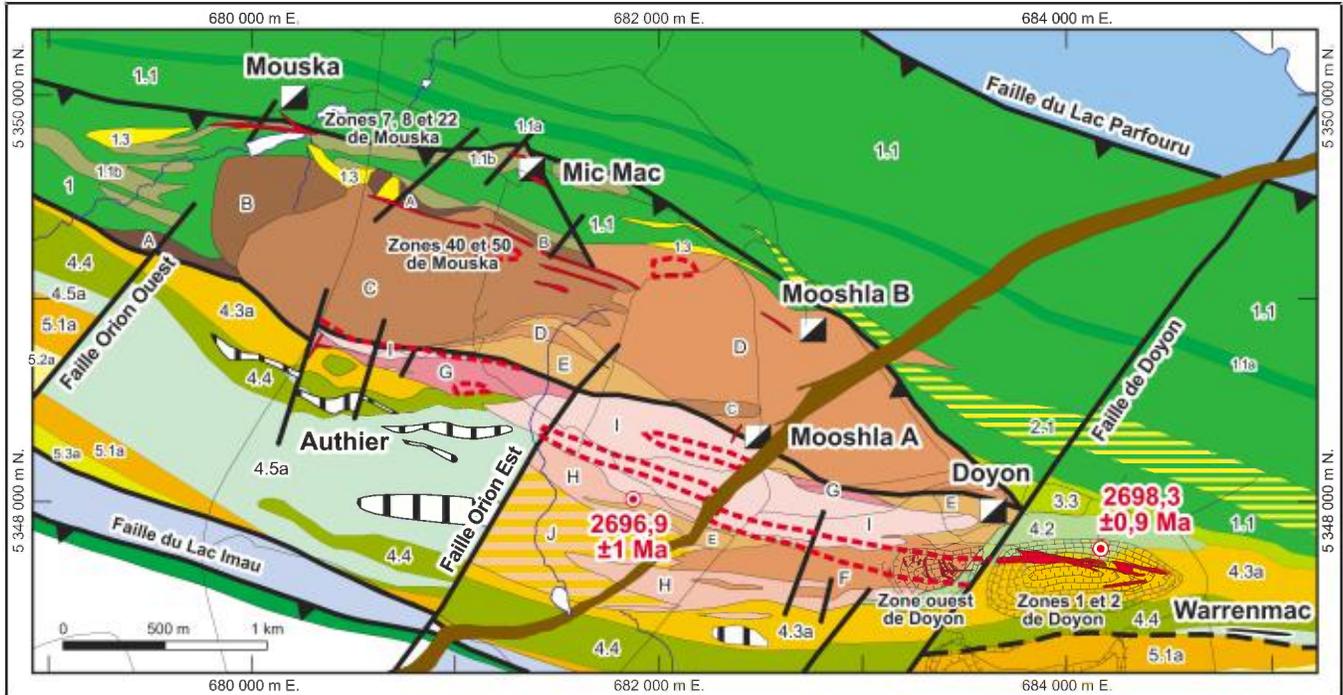


FIGURE 3 – Géologie du Pluton de Mooshla et localisation des gisements associés (modifiée de Langshur (1990) et des travaux de Cambior inc.). Géologie de l'encaissant selon Lafrance *et al.* (2003).

Stades évolutifs	Phases intrusives	Lithologies
		 Diabase protérozoïque  Dyke de rhyolite  Zone de couverture riche en quartz et « kaolin » (<i>cap zone</i>)
Stade tardif	Trondhjemite (phase I) Porphyres (phases G et H)	 Dyke de trondhjemite  Trondhjemite tachetée / à grains grossiers  Trondhjemite à phénocristaux de quartz  Porphyre à plagioclase-quartz  Porphyre à plagioclase-amphibole
	Tonalite (phases D, E et F)	 Tonalite à amphibole-titanite  Tonalite à quartz bleu et trondhjemite à grain moyen
Stade intermédiaire	Gabbro quartzifère (phase C) Gabbro lité (phase B)	 Gabbro quartzifère à grains fins  Gabbro quartzifère à texture variée  Granophyre/plagiogranite  Mélanogabbro  Leucogabbro anorthositique à cumulats  Gabbro porphyrique à feldspath
Stade précoce	Diorite (phase A)	 Diorite à phénocristaux de quartz bleu  Diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase
		 Basalte coussinés

FIGURE 4 – Légende lithologique détaillée pour les sections stratigraphiques de la figure 5. Ces sections sont construites à partir des nouvelles descriptions de carottes de forage.

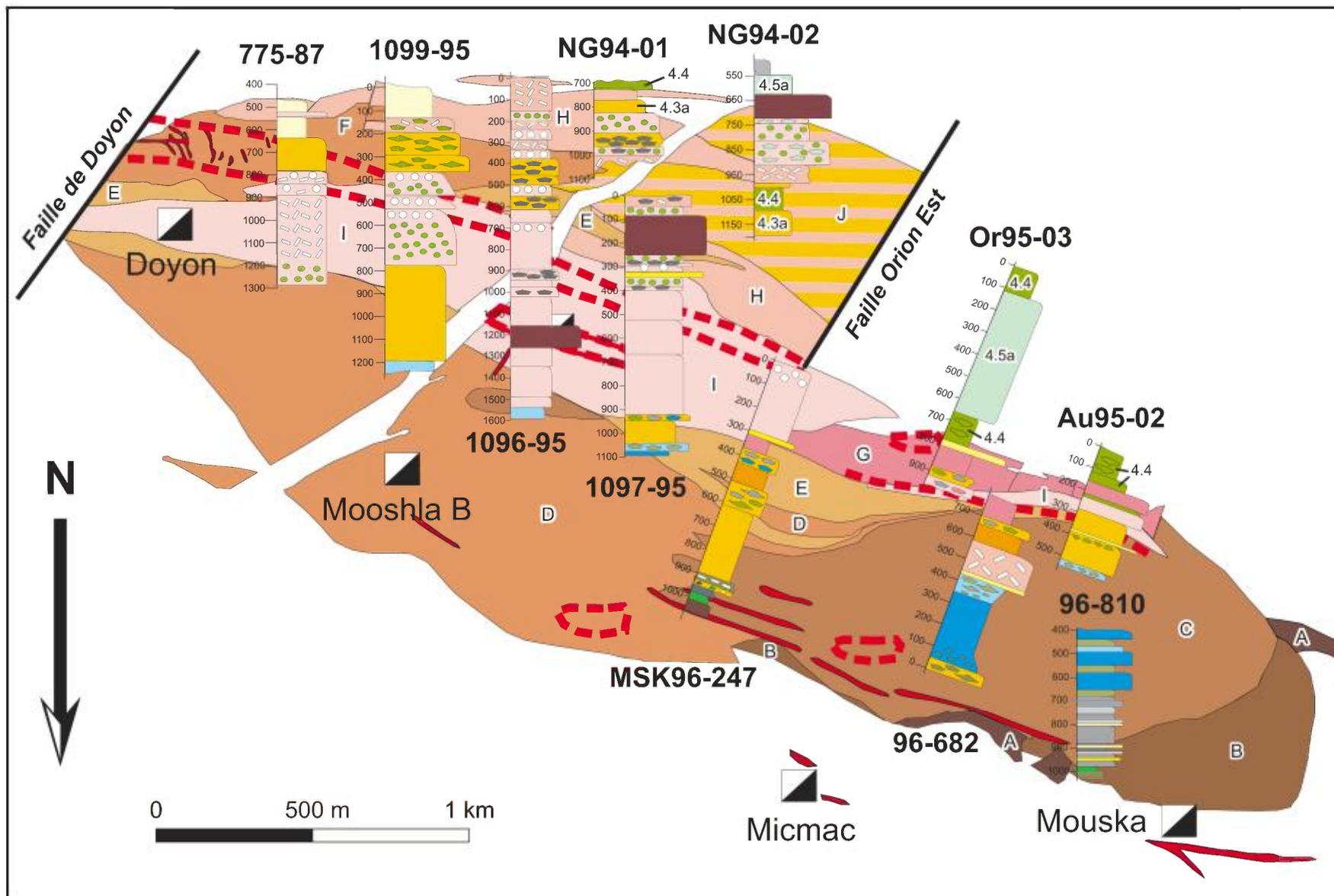


FIGURE 5 – Géologie interne du Pluton de Moosha, illustrée à partir d’une série de colonnes stratigraphiques, basée sur l’observation de carottes de forage. La direction du nord a été inversée par rapport à la carte géologique dans le but d’avoir le sommet du pluton vers le haut de la figure. La légende lithologique pour les forages est sur la figure 4. La légende pour la carte géologique est la même que celle de la figure 3.

des montants variables de xénolites gabbroïques. Les niveaux mélanocrates ont communément un sommet riche en magnétite et, selon Langshur (1990), peuvent contenir des niveaux riches en apatite. Les 100 mètres sommitaux de mélanogabbro sont variablement pegmatitiques (photo 2) avec des cristaux d'amphiboles qui peuvent atteindre plusieurs centimètres et des amas à grains fins riches en quartz-épidote. Les textures variables et les accumulations de magnétite-apatite suggèrent que cette unité de mélanogabbro représente le sommet de cycles de fractionnement. Les textures extrêmement variables suggèrent une accumulation de composants volatils alors que les amas d'épidosite peuvent indiquer une interaction de la phase gabbroïque avec de l'eau de mer.

Phase C : Gabbro quartzifère

La phase de gabbro lité est recoupée par une phase de gabbro quartzifère (phase C) qui représente environ 30 % du volume total du stade intermédiaire du pluton (figure 3). Cette phase forme une masse elliptique d'environ 1200 m par 600 m et est l'encaissant des zones 40 et 50 de la mine Mouska. Elle est en contact franc avec les phases intrusives antérieures et en contact franc à transitionnel avec les phases tonalitiques plus jeunes. La nature transitionnelle de ce contact est due à la bréchification et à l'incorporation irrégulière de la partie est du gabbro quartzifère par la tonalite. Les données en forage permettent d'observer des enclaves de gabbro quartzifère (p. ex. au nord de la mine Mooshla A) qui sont distribuées le long du contact entre la tonalite (phase D) et la trondhjémite (phase I), ce qui suggère que le gabbro quartzifère possédait une continuité latérale d'environ 4 km avant d'être recoupé par les phases plus jeunes. Le gabbro quartzifère montre une grande variation de textures (gabbro quartzifère à texture variée) et de compositions qui indique une formation en plusieurs injections de magma.

Le gabbro quartzifère est recoupé par de nombreux dykes mafiques et felsiques, ces derniers pouvant atteindre 15 m de largeur. Les dykes felsiques sont aplitiques ou à phénocristaux de feldspath et de quartz et sont de composition similaire à la trondhjémite plus jeune du stade tardif. Le gabbro quartzifère est ici divisé en deux principales lithologies : le gabbro quartzifère à texture variée et le gabbro quartzifère à grains fins (figure 4).

Gabbro quartzifère à texture variée

Le gabbro quartzifère à texture variée est massif et possède une granulométrie fine à moyenne (photo 3). Il est composé de cristaux de plagioclase de 2 à 4 mm qui forment une texture en réseau ou intergranulaire dont les interstices sont remplis par de l'amphibole altérée de façon variable par la chlorite et la biotite, du quartz et jusqu'à 2 % de titanomagnétite et d'apatite finement disséminées.

La variation granulaire permet de délimiter différents intervalles d'injections de 75 à 100 m de puissance.

Gabbro quartzifère à grains fins

Le contact supérieur du gabbro quartzifère (contact sud) est à grains fins et contient jusqu'à 40 % de xénolites de la diorite à phénocristaux de quartz bleu (phase A) qui peuvent atteindre une taille de 50 cm. Le contact inférieur contient également des xénolites, mais ils sont constitués de la diorite à phénocristaux de plagioclase (phase A).

Phase D : Tonalite

La phase intrusive finale du stade intermédiaire du Pluton de Mooshla est constituée de tonalite et, de façon moindre, de trondhjémite. Trois lithologies différentes ont été reconnues pour cette phase intrusive : la trondhjémite à grains moyens, la tonalite à quartz bleu et la tonalite à amphibole-titanite (figure 4). Les contacts inférieur et supérieur de la tonalite sont marqués par une zone riche en xénolites (phase E).

Trondhjémite à grains moyens

La trondhjémite à grains moyens est présente le long des contacts inférieur et supérieur de la phase intrusive tonalitique. Cette trondhjémite à grains moyens est blanche, possède une texture intersertale et contient de 50 à 60 % de plagioclases blancs (3 à 4 mm) qui sont constitués d'un cœur hypidiomorphe à xénomorphe ceinturé par de l'albite. Les couronnes d'albite sont par endroits en intercroissance graphique avec le quartz bleuté xénomorphe qui constitue de 40 à 50 % de la roche. Des cristaux idiomorphes de titanite (1 mm) et de 2 à 5 % de cristaux idiomorphes d'amphiboles (20 mm) sont aussi observés. Cette roche distinctive est généralement présente sous forme de dykes dans le faciès bréchique de la diorite à quartz bleu (phase A) ou contient de nombreux xénolites de fragments mafiques à grains fins. La trondhjémite et la diorite à quartz bleu sont généralement recoupées par des veinules (3 à 5 mm de largeur) de quartz bleuté. Cette trondhjémite est interprétée comme la lithologie la plus vieille de cette phase intrusive (phase D) puisque aucun dyke de cette roche distinctive ne recoupe les autres lithologies et qu'elle est observée le long des contacts inférieurs et supérieurs de la tonalite à quartz bleu, suggérant que cette dernière la recoupe.

Tonalite à quartz bleu

Plus de 50 % du volume du stade d'évolution intermédiaire est constitué du corps de tonalite à quartz bleu qui possède des dimensions de 2 km par 700 m (figure 3). Ce corps intrusif recoupe le gabbro quartzifère et la trondhjémite

à grains moyens précédemment décrits. Cette lithologie est très bien exposée sur l’affleurement décapé du gîte Mooshla B (figure 3). Il s’agit d’une tonalite à grains moyens constituée d’un réseau de plagioclases idiomorphes non orientés, de 2 à 5 mm de taille, qui forment des interstices remplis par 15 à 20 % de quartz xénomorphe bleu, et 5 à 10 % d’amphiboles altérées de façon variable. La proportion d’amphibole et de chlorite-biotite secondaire peut atteindre jusqu’à 20 %.

La marge de la tonalite contient de nombreux dykes aplitiques de 10 à 20 cm de largeur qui possèdent un halo riche en albite et des contacts diffus. La terminaison de ces petits dykes aplitiques passe communément à des veines dont la marge est constituée de quartz xénomorphe avec un cœur de clinozoïsite et titanite xénomorphes. Ces veines sont associées à la surpression générée durant la dernière phase de cristallisation du pluton.

Cette tonalite est recoupée par de nombreux dykes de trondhjémite aphyrique ou à phénocristaux de feldspath et quartz du stade tardif, ces derniers étant concentrés le long des contacts supérieur et inférieur de la tonalite.

Tonalite à amphibole-titanite

La tonalite à amphibole-titanite est constituée de lattes de plagioclase de 4 à 5 mm de longueur dans une méso-stase de petites lattes de plagioclase, de quartz, d’actinote idiomorphe qui remplace la hornblende, d’épidote et de titanite. Certains cristaux d’actinote, de titanite et d’épidote atteignent 5 mm et sont zonés. Les grosses lattes de plagioclase possèdent un cœur fortement altéré et une couronne albitique blanche.

Un filon-couche de 1 km de longueur de tonalite xénolitique à amphibole-titanite affleure le long du contact sud-ouest du pluton, entre la phase de gabbro quartzifère et la bordure xénolitique de la tonalite. Ce filon-couche contient de nombreux dykes de tonalite aplitique à actinote-titanite. Ces dykes, de 3 à 15 cm de largeur, se terminent par des veines d’extension remplies de gros cristaux idiomorphes d’épidote, de quartz et de titanite. Ces systèmes de veines possèdent des marges d’altération irrégulières et lessivées de 20 à 40 cm de largeur qui sont composées de séricite-carbonate-épidote-titanite. Des veinules de quartz bleuté sont également abondantes.

Phase E : Bordure xénolitique de la tonalite

La phase intrusive E représente la marge de la tonalite à quartz bleu qui est localement très riche en xénolites. Le long du contact inférieur, la tonalite contient des xénolites anguleux de basalte (encaissant volcanique) ou de diorite aphyrique ou à phénocristaux de plagioclase de la phase intrusive A. Le contact supérieur est caractérisé par une zone xénolitique beaucoup plus étendue (figure 3). Cette zone

contient des xénolites de basalte aphyrique ou porphyrique à plagioclase et des xénolites de gabbro lité (phase B) et de gabbro quartzifère (phase C). Immédiatement au nord-ouest du gîte Mooshla B, sur un affleurement décapé près de l’étang à rejets miniers, on peut observer des xénolites de rhyolite à phénocristaux de quartz (unité 2.1 de la figure 3) dans la tonalite. Près de la base du forage MSK96-247, la tonalite contient aussi un xénolite métrique de la rhyolite à phénocristaux de quartz qui est injecté de veinules de PY-PO-CP. La tonalite contient également jusqu’à 10 % de xénolites arrondis de 5 à 15 cm de taille qui sont constitués de tonalite à grains plus fins (photo 4). Ceci laisse supposer que des fragments de la bordure rapidement refroidie de la chambre magmatique ont été incorporés au magma.

Phase F : Tonalite de Doyon

Une masse d’environ 300 m d’épaisseur et de 1,5 km de longueur qui est localisée au sud-ouest du chevalement de la mine Doyon est connue sous le nom de « diorite quartzifère de Doyon » (figure 3). Cette lithologie, qui est en fait une tonalite, est l’encaissant de la zone Ouest de la Mine Doyon. Cette masse est située entre le porphyre trondhjémitique à plagioclase-quartz (phase H) et la trondhjémite à phénocristaux de quartz (phase I). Sur les plans textural et géochimique, la tonalite de Doyon est similaire aux phases massives ou xénolitiques de la tonalite du stade 2 (phases D et E). La tonalite de Doyon représente donc une enclave de roche du stade d’évolution 2 à l’intérieur des trondhjémites du stade d’évolution 3.

L’observation de cette phase en surface et en carottes de forage révèle qu’il existe une grande variation de texture qui passe de la tonalite massive à la tonalite très fortement bréchifiée, à des xénolites de la tonalite dans la trondhjémite. La tonalite est traversée par de nombreux dykes de porphyre à plagioclase-amphibole (phase G) et de porphyre trondhjémitique à plagioclase-quartz (phase H). Elle est également bréchifiée par la trondhjémite à phénocristaux de quartz (phase I) qui, par endroits, isole complètement des xénolites de tonalite (photo 5). Ces caractéristiques sont responsables d’observations de recoupement souvent complexes à l’échelle de l’affleurement.

Stade tardif (stade 3)

Les roches du stade d’évolution 3 du Pluton de Mooshla recourent et recouvrent les lithologies des stades 1 et 2 sous forme de dykes et de filons-couches. Trois phases intrusives massives à schisteuses et à patine blanche sont reconnues pour ce stade d’évolution : le porphyre à plagioclase-amphibole (phase G), le porphyre à plagioclase-quartz (phase H) et la trondhjémite aphyrique ou à phénocristaux de quartz (phase I). Le porphyre à plagioclase-amphibole est recoupé par le porphyre à plagioclase-quartz qui est

lui-même recoupé par la trondhjemite aphyrique ou à phénocristaux de quartz. Sur la bordure centre sud du pluton, on observe une grande concentration de filons-couches des unités H et I dans l'unité volcanique 4.3a. Cette zone correspond à l'unité J.

Le terme trondhjemite remplace celui d'alaskite des auteurs précédents (Savoie *et al.*, 1991; Belkabit, 1995). La trondhjemite contient plus de 68 % de SiO₂, des plagioclases sodiques de la série albite-oligoclase et moins de 10 % de feldspath potassique. Le terme leucotonalite peut également être employé pour désigner la trondhjemite.

Phase G : porphyre à plagioclase-amphibole

Cette lithologie est présente comme dykes qui recourent les roches volcaniques des unités 4.3a et 4.4 dans la portion sud-ouest du pluton (figure 3). Des filons-couches de cette lithologie, qui sont riches en xénolites anguleux de diorite, basalte et rhyolite, recourent également les roches volcaniques à l'ouest de la mine Doyon (figure 3; photo 6). Sa couleur varie de gris pâle à rosé en cassure fraîche. Cette roche à texture variée et à granulométrie moyenne contient des phénocristaux distinctifs de lattes de plagioclases zonés (2 à 4 mm), de 2 à 3 % de phénocristaux d'actinolite qui remplace la hornblende (jusqu'à 4 mm), et de 1 à 2 % de phénocristaux idiomorphes de titanite (jusqu'à 5 mm). Autant les phénocristaux de plagioclase que ceux d'amphibole peuvent être fortement altérés dans certains dykes. La mésostase, à granulométrie moyenne, est composée de plagioclase, quartz, amphibole et titanite et contient, de façon secondaire, de la séricite, de la biotite et de l'épidote. Les dykes ont généralement de 40 à 100 cm de puissance et possèdent des contacts francs avec l'encaissant. Ils sont généralement altérés modérément en séricite.

Phase H : Porphyre à plagioclase-quartz

Cette lithologie est présente sous forme de dykes qui recourent le gabbro quartzifère et la tonalite du stade intermédiaire (phases C et D) ainsi que le porphyre à plagioclase-amphibole précédemment décrit. Cette roche forme également des dykes et filons-couches dans, et au-dessus, des phases de tonalites xénoliques à grains moyens (phase E). Le porphyre à plagioclase-quartz est de composition tonalitique à trondhjemitique. Le porphyre tonalitique est surtout présent dans la partie supérieure du pluton alors que le porphyre trondhjemitique est surtout présent sous forme de dykes qui recourent les gabbros et tonalites du stade intermédiaire ainsi que les roches volcaniques du toit. Ce porphyre est massif à schisteux et possède une mésostase de plagioclase-quartz-biotite qui est altérée en un assemblage de quartz-séricite-chlorite magnésienne-pyrite et aluminosilicates (photo 7). On retrouve, flottant

dans cette mésostase, de 10 à 20 % de phénocristaux de plagioclase idiomorphes non orientés de 1,5 mm.

Le porphyre à plagioclase-quartz atteint une épaisseur maximum de 300 m près du sommet du pluton, mais son épaisseur varie considérablement vers l'ouest. Dans certains cas, l'estimation de son épaisseur est compliquée par l'altération à quartz-séricite-aluminosilicates-pyrite qui affecte le porphyre près de son contact supérieur avec les rhyodacites et qui détruit les textures primaires.

Phase I : Trondhjemite aphyrique ou à phénocristaux de quartz

La trondhjemite aphyrique ou à phénocristaux de quartz est présente sous forme de dykes et de filons-couches dans les roches du stade 2 et dans les unités volcaniques de la Formation de Bousquet (figure 3). Cette unité est plus jeune que le porphyre à plagioclase-quartz puisque aucun dyke de ce dernier ne la recoupe. Au moins sept filons-couches distincts, de 20 à 200 m d'épaisseur, forment la masse de trondhjemite la plus importante du pluton, un essaim qui atteint environ 700 m de puissance (figure 3). Chaque filon-couche possède une base massive équigranulaire où les cristaux sont visibles à l'œil nu (photo 8). Vers le sommet du filon-couche, la granulométrie devient graduellement plus fine et la texture est équigranulaire ou granophyrique. Dans plusieurs cas, les quelques mètres sommitaux du filon-couche contiennent de 3 à 5 % de phénocristaux de quartz bleuté. Ce faciès à phénocristaux est en contact graduel à franc avec la base du filon-couche suivant. Cette trondhjemite massive à schisteuse possède une patine blanche ou rosée et est constituée de 30 à 40 % de cristaux de quartz idiomorphes, de 60 à 70 % de plagioclase hypidiomorphe et de 1 à 3 % de biotite primaire. L'altération de cette roche à différents degrés produit une quantité variable de séricite et de chlorite magnésienne (jusqu'à 30 %), de biotite et pyrite (jusqu'à 3 %) et de façon accessoire, de la titanite, du zircon et de la clinozoïsite.

Une caractéristique qui distingue ces filons-couches de trondhjemite est la présence de cavités miarolitiques qui peuvent atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Ces cavités sont remplies par des quantités variables de quartz idiomorphe, de chlorite, de clinozoïsite, d'amphibole, de pyrite et de chalcopyrite. Lorsque les cavités sont remplies de chlorite-amphibole, la roche montre une texture tachetée caractéristique (photo 5). La présence de cavités miarolitiques indique une exsolution de composants volatils lors de la cristallisation de la trondhjemite.

Phase J : Filons-couches des unités H et I dans l'unité 4.3a

Selon les données du forage NG94-02, qui est situé entre le dyke de diabase et la faille Orion Est (figure 5), ce

secteur est caractérisé par la présence de nombreux filons-couches de porphyre à plagioclase-quartz et de trondhémite aphyrique ou à phénocristaux de quartz à l'intérieur des schistes dacitiques et rhyodacitiques de l'unité 4.3a (phase J, figure 3). L'injection de ces nombreux filons-couches isolés marque l'achèvement progressif du sommet du pluton.

Autres phases intrusives

Toutes les phases précédemment décrites sont susceptibles d'être recoupées par trois autres types de dykes. En général ces dykes sont plus petits que 1 m de largeur, sont déformés, mais ont peu ou pas subi l'altération associée à la masse intrusive. Ces intrusions incluent : 1) des dykes d'aplite, 2) des intrusions hypovolcaniques rhyolitiques et 3) des intrusions hypovolcaniques mafiques. Toutes ces différentes intrusions sont affectées par la même foliation et le même jeu de failles que le pluton, suggérant qu'elles soient chronologiquement très proches de ce dernier.

Dykes d'aplite

Près du gîte Mooshla B, la tonalite du stade 2 est recoupée par plusieurs dykes aplitiques à patine blanche (Gosselin, 1998). Ces dykes ont de 5 à 20 cm d'épaisseur et ont des contacts sinueux et irréguliers avec la tonalite. La marge des dykes est à grains très fins alors que le cœur contient du quartz idiomorphe, du feldspath, de la biotite, de la pyrite, de la chalcopyrite, de la magnétite et de la chlorite cristallisée en espace ouvert. Les dykes contiennent typiquement de la pyrite disséminée et des concentrations aurifères de 20 à 37 ppb; ils sont recoupés par un dyke mafique à phénocristaux de plagioclase.

Intrusions hypovolcaniques rhyolitiques

Des dykes rhyolitiques, qui peuvent avoir jusqu'à 50 cm d'épaisseur, recoupent également la tonalite près du gîte Mooshla B. Ces dykes rhyolitiques sont massifs, aphyriques, rosés et possèdent des contacts francs et linéaires avec la tonalite encaissante. Ils sont à grains fins et équigranulaires et contiennent d'abondants plagioclases à macle du péricline et des oxydes de Fe-Ti morcelés. Les plagioclases sont généralement fortement séricitisés.

Intrusions hypovolcaniques mafiques

Plusieurs dykes basaltiques aphyriques ou à phénocristaux de feldspath recoupent le système de veines aurifères de la mine Doyon (Gosselin, 1998). Une tentative de datation d'un de ces dykes andésitiques dans le cadre de cette étude (échantillon Bousquet 3, été 2000) s'est avérée infructueuse (Lafrance *et al.*, 2005). La différence rhéologique entre un dyke métrique mafique et l'encaissant tonalitique est

responsable du développement du cisaillement dans lequel le système de veines aurifères du gîte Mooshla B est situé (Gosselin, 1998).

GÉOCHIMIE DES PHASES INTRUSIVES

Les caractéristiques géochimiques qui sont présentées dans cette section décrivent la composition, l'affinité magmatique et le paléoenvironnement géodynamique du Pluton de Mooshla et des autres intrusions. Ces caractéristiques sont ensuite comparées avec celles des roches volcaniques encaissantes afin d'établir la nature synvolcanique du pluton. Un total de 109 échantillons a été analysé pour les éléments majeurs, traces et les éléments du groupe des terres rares.

Géochimie du Pluton de Mooshla

Le calcul de minéraux normatifs à partir des analyses lithogéochimiques a été utilisé pour classer les différentes phases intrusives. La majorité des lithologies du pluton se situent dans les champs de gabbro/diorite, diorite quartzifère/gabbro quartzifère et tonalite du diagramme de classification QFP de Streckeisen (1976; figure 6). La présence d'échantillons dans le champ des granodiorites est probablement due en grande partie à l'altération potassique (figure 6). Les phases felsiques sont majoritairement des tonalites ou des trondhémites sur le diagramme de classification d'albite-orthoclase-anorthite (figure 7). Le Pluton de Mooshla appartient donc à une suite de type trondhémite-tonalite-dacite (TTD; Barker, 1979; Drummond et Defant, 1990). Cette suite est reconnue comme étant associée aux séquences volcaniques porteuses de minéralisations de type SMV (Galley, 1996).

Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO₂ et du Zr permettent de voir les divisions de composition qui existent entre les phases de gabbro (44 % SiO₂), diorite quartzifère (49 à 58 % SiO₂) et tonalite (58 à 68 % SiO₂) qui forment la base du pluton et les trondhémites du sommet du pluton (>68 % SiO₂; figure 8). Le fort étalement vertical des données pour les gabbros et les diorites quartzifères par rapport aux données de tonalite et de trondhémite est une caractéristique distinctive qui découle du fractionnement de certaines phases minérales (magnétite, ilménite, apatite) pour les compositions mafiques (figure 8).

L'affinité magmatique des différentes phases intrusives est déterminée à l'aide du diagramme Zr vs Y (figure 9) et du profil des terres rares (figure 10). Sur le diagramme Zr vs Y on observe que les échantillons de diorite du stade précoce sont présents dans tous les champs d'affinité. Ceci reflète l'hétérogénéité des échantillons qui proviennent

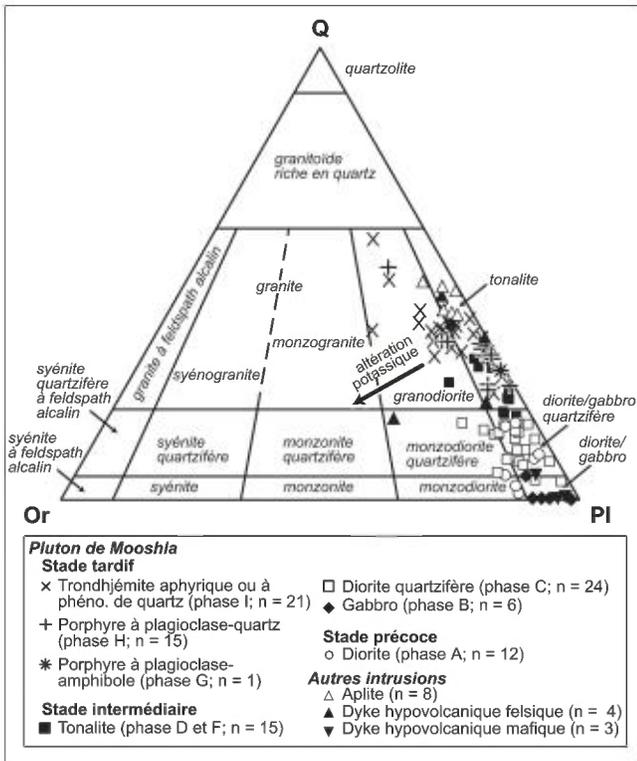


FIGURE 6 – Diagramme de classification de Steckeisen (1976) basé sur les minéraux normatifs pour le Pluton de Mooshla et les autres intrusions. Le nombre d'échantillons pour chaque unité est indiqué entre parenthèses.

non seulement des filons-couches eux-mêmes (phase A), mais également de xénolites mafiques qui sont inclus dans la bordure de la tonalite (phase E) et qui sont dérivés des roches volcaniques encaissantes. Le gabbro, la diorite quartzifère et la tonalite du stade intermédiaire forment une suite de points (de 10 à 250 ppm de Zr) qui possède la même affinité géochimique, tholéïtite à transitionnelle. Les phases tardives de trondhémite et de porphyre possèdent une affinité transitionnelle à calco-alkaline (figure 9). Le gabbro lité, la diorite quartzifère et la tonalite pourraient être dérivés d'une source mantellique alors que les porphyres et trondhémites seraient issus d'une source qui a fusionné une partie de la croûte.

Les profils de terres rares pour l'ensemble de la suite intrusive de Mooshla sont similaires avec des rapports La_N/Yb_N qui varient de 6,24 à 13,56, ce qui indique une source transitionnelle à calco-alkaline unique (figure 10). Seules les diorites du stade précoce (phase A) possèdent trois types de profils différents (figure 10a). Ces profils différents reflètent encore une fois l'hétérogénéité des échantillons qui proviennent des xénolites de volcanites mafiques (profils enrichis et appauvris) et de la diorite (profil intermédiaire). Certains échantillons de dykes tonalitiques (phases D et F) présentent un profil où les terres rares légères sont légèrement appauvries (figure 10b). L'appauvrissement en La-Ce de ce profil est dû à la forte carbonatation qui caractérise la roche encaissante de ces dykes. Toutes les phases du stade

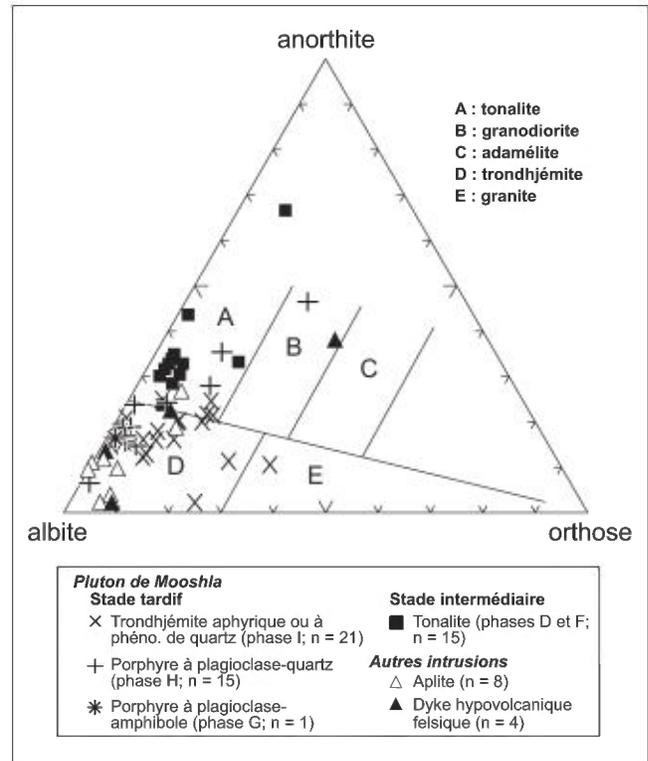


FIGURE 7 – Diagramme de classification de O'Connor (1965) basé sur les minéraux normatifs pour les roches felsiques du Pluton de Mooshla et les autres intrusions.

tardif possèdent des profils similaires avec des rapports La_N/Yb_N d'affinité calco-alkaline (figure 10c). Le profil légèrement concave de la portion Gd-Lu des roches des stades intermédiaires (figure 10b) et tardifs (figure 10c) peut être le résultat d'une silicification intense ou du fractionnement de l'amphibole en profondeur. Cette caractéristique est reconnue comme étant associée aux systèmes de porphyre calco-alkalin fertiles (Lang et Titley, 1998).

Sur le diagramme multiélément, toutes les phases du complexe intrusif de Mooshla possèdent des anomalies négatives en Nb-Ta, P et Ti, un contenu élevé en terres rares légères et un profil concave pour la portion Gd-Lu (figure 11). Ces caractéristiques sont typiques des magmas relativement primitifs, d'affinité transitionnelle à légèrement calco-alkaline (faible en K), représentatifs des assemblages d'arc océanique archéen (Galley, 1996). Le diagramme de discrimination d'environnement géodynamique de Arth (1979) montre également que cette suite intrusive est associée à un environnement d'arc océanique volcanique (figure 12a). Le chevauchement des données dans les champs de granite d'arc, de ride océanique et intraplaque sur le diagramme de Pearce *et al.* (1984) est également compatible avec les intrusions associées aux arcs océaniques archéens (Galley, 1996; figure 12b). L'étalement vertical des données sur ce graphique est dû à la mobilité du Rb qui est plus abondant dans les zones à biotite.

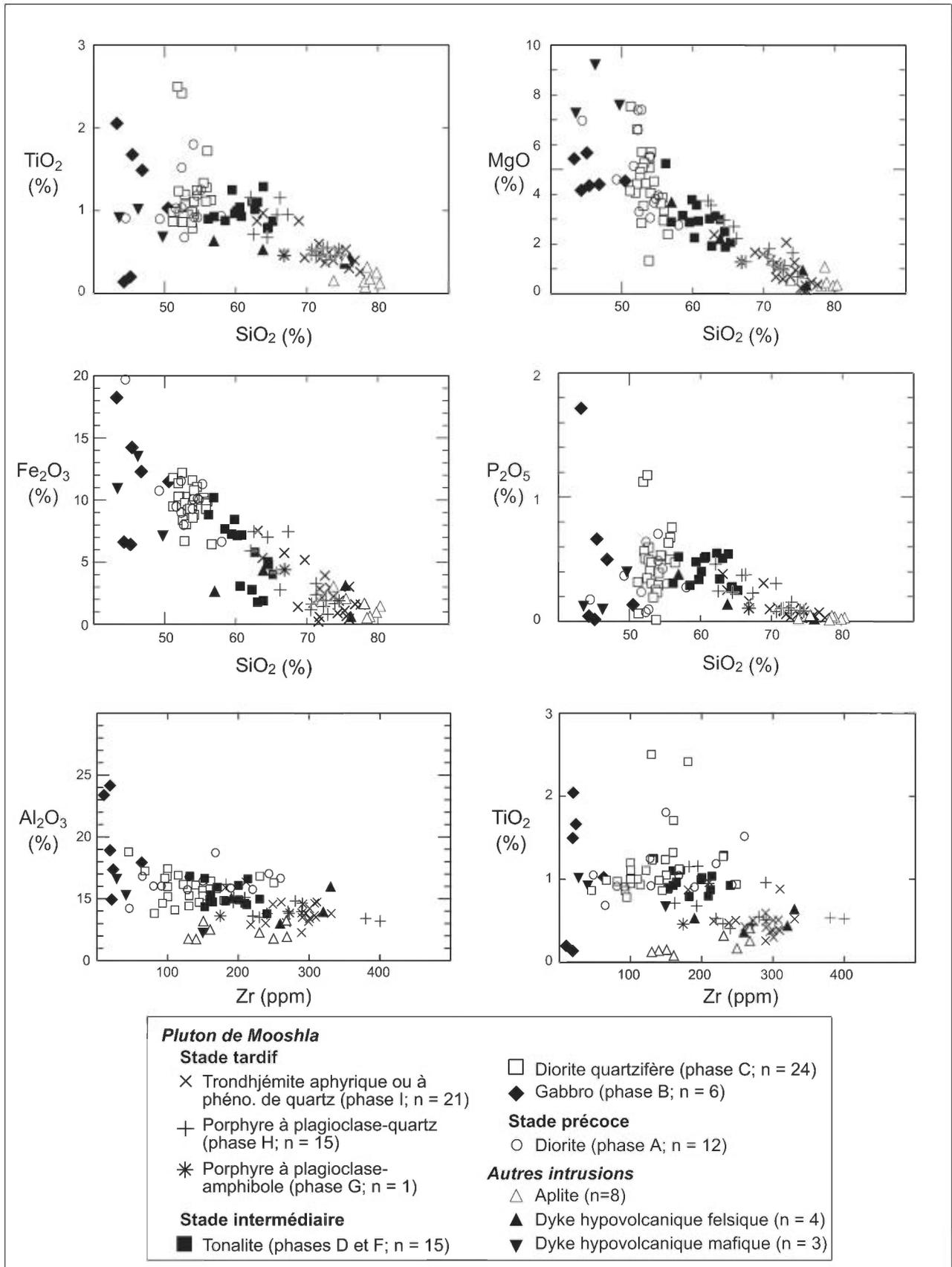


FIGURE 8 – Diagramme de variation des éléments majeurs et traces pour le Pluton de Mooshla et les autres intrusions.

Géochimie des autres phases intrusives

Les caractéristiques géochimiques des autres phases intrusives sont, de façon générale, similaires à celles des phases de la suite intrusive de Mooshla. La composition des aplites et des dykes hypovolcaniques felsiques et mafiques est cohérente avec une suite trondhjémite-tonalite-dacite (figures 6 et 7). Les diagrammes binaires montrent un lien cogénétique sauf pour un groupe de quatre aplites qui recourent la tonalite près de l'indice Mooshla B. Ces aplites contiennent moins d'aluminium et de titane que les phases de la suite intrusive de Mooshla sur les diagrammes Al_2O_3 et TiO_2 vs Zr (figure 8), ce qui suggère une source différente. Ce regroupement distinctif est également visible sur le diagramme Zr vs Y où les aplites possèdent une affinité magmatique nettement calco-alcaline (figure 9). Cette affinité hautement calco-alcaline est également observable sur le profil des terres rares où ces aplites possèdent un profil très fractionné et un rapport La_N/Yb_N moyen de 25,3 (figure 10d). Les rapports La_N/Yb_N moyens des autres aplites et dykes felsiques ou mafiques sont, soit trop bas (de 2,64 à 5,03) ou trop élevés (27,17) pour être similaires à ceux de la suite intrusive de Mooshla (de 6,24 à 13,56; figure 10). Les rapports moyens relativement bas des dykes hypovolcaniques felsiques (5,03) et d'une famille de dykes hypovolcaniques mafiques (3,9) sont plutôt compatibles avec les roches volcaniques encaissantes. Le dyke hypovolcanique mafique qui possède un rapport très élevé (27,17) est un dyke à phénocristaux de feldspath qui recoupe une veine minéralisée de la mine Doyon.

Comparaison géochimique des phases intrusives avec les roches hôtes

De façon générale les caractéristiques géochimiques des phases intrusives du Pluton de Mooshla sont compatibles avec celles des roches volcaniques de la Formation de Bousquet suggérant la nature synvolcanique du pluton. Ceci est en accord avec les conclusions de Langshur (1990) et Belkabar (1995). L'affinité tholéiitique à transitionnelle des gabbros, diorites quartzifères et tonalites du stade intermédiaire du pluton (diagramme Zr vs Y; figure 9) est compatible avec l'affinité de la suite de basalte à rhyodacite du Membre inférieur de la Formation de Bousquet (Lafrance *et al.*, 2003). De façon similaire, les porphyres et trondhjémites transitionnels à calco-alcalins du stade tardif du pluton sont compatibles avec les dacites et rhyodacites du Membre supérieur de la Formation de Bousquet. Ces liens géochimiques sont également observables sur les diagrammes de profils des éléments des terres rares. La figure 10b montre la similitude des profils entre les roches du stade intermédiaire du pluton avec la dacite-rhyodacite

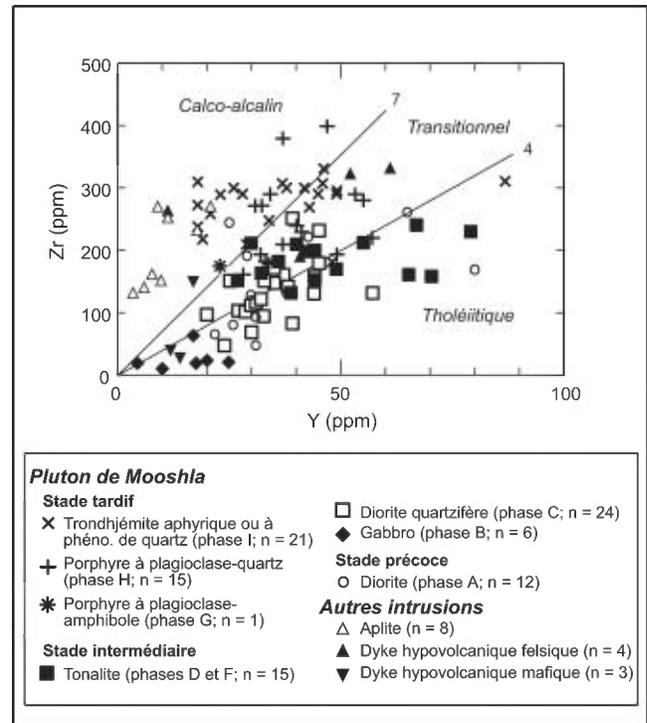


FIGURE 9 – Diagramme de classification d'affinité magmatique Zr versus Y. Limites des champs selon Barrett et MacLean (1999).

de l'unité felsique de la mine Doyon (unité 4.3a), qui appartient au Membre inférieur de la Formation de Bousquet. La similitude de profils entre les roches du stade tardif du pluton et les rhyodacites-rhyolites de Doyon (unité 5.2a) et de LaRonde (unité 5.2b) est montrée sur la figure 10c.

MINÉRALISATIONS AURIFÈRES ASSOCIÉES AU PLUTON DE MOOSHLA

Plusieurs minéralisations associées au Pluton de Mooshla ont déjà fait l'objet d'études détaillées (Savoie *et al.*, 1991; Trudel *et al.*, 1992; Belkabar et Hubert, 1995; Arseneau, 1995; Gosselin, 1998). Cette section présente un résumé des descriptions et interprétations tirées de ces études et des travaux du premier auteur (Galley *et al.*, 2003).

Le Pluton de Mooshla est l'hôte de plusieurs gisements et indices aurifères que l'on peut classer en quatre typologies différentes : 1) les réseaux de veinules et disséminations de sulfures, 2) les veines de sulfures (75 à 80 %), 3) les veines de sulfures (50 %) et quartz et 4) les veines de quartz + sulfures (2 à 15 %) ± tourmaline ± carbonate (Savoie *et al.*, 1991; Trudel *et al.*, 1992; Belkabar et Hubert, 1995; Gosselin, 1998; Galley *et al.*, 2003).

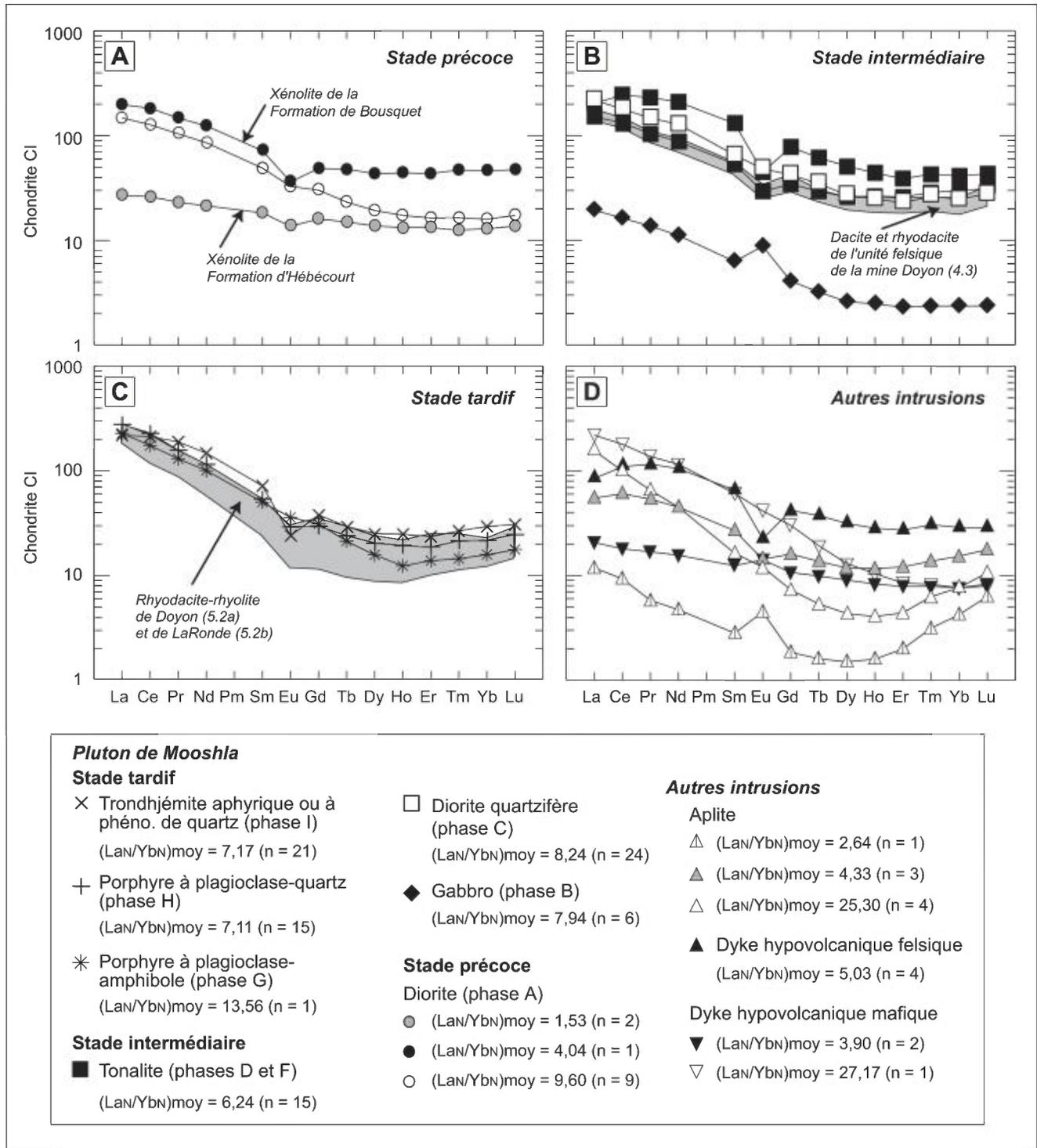


FIGURE 10 – Diagrammes des éléments des terres rares, normalisé à la chondrite CI selon McDonough et Sun (1995). Les profils sont construits à partir d'échantillons représentatifs de chaque phase. Les rapports (LaN/YbN)_{moy} sont calculés à partir de l'ensemble des échantillons. **A)** Stade précoce du Pluton de Mooshla. Les profils incluent la diorite et des xénolites provenant des formations d'Hébécourt et de Bousquet. **B)** Stade intermédiaire du Pluton de Mooshla. Le profil pour l'unité 4.3 du Membre inférieur de la Formation de Bousquet est également montré. **C)** Stade tardif du Pluton de Mooshla. Le profil pour l'unité 5.2 (a et b) du Membre supérieur de la Formation de Bousquet est également montré. **D)** Autres intrusions.

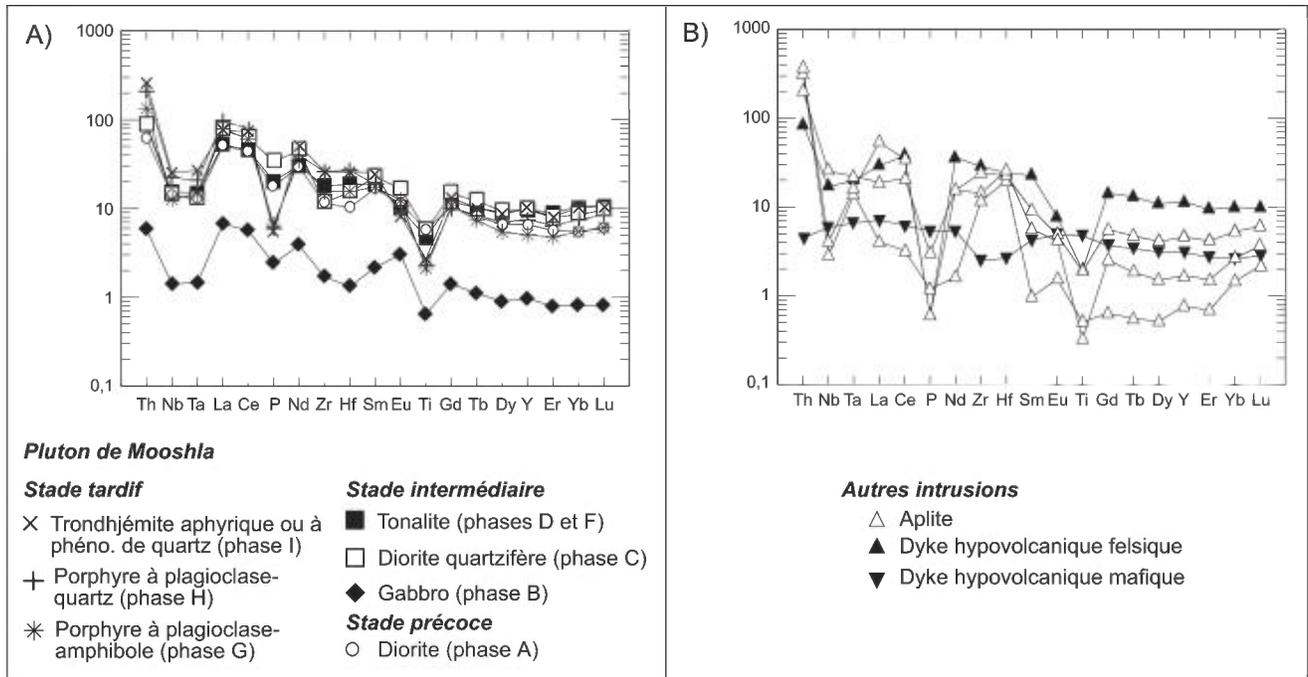


FIGURE 11 – Diagrammes multiéléments normalisés à la chondrite CI selon McDonough et Sun (1995). Les profils sont construits à partir d'échantillons représentatifs de chaque phase. A) Phases intrusives du Pluton de Mooshla. B) Autres intrusions.

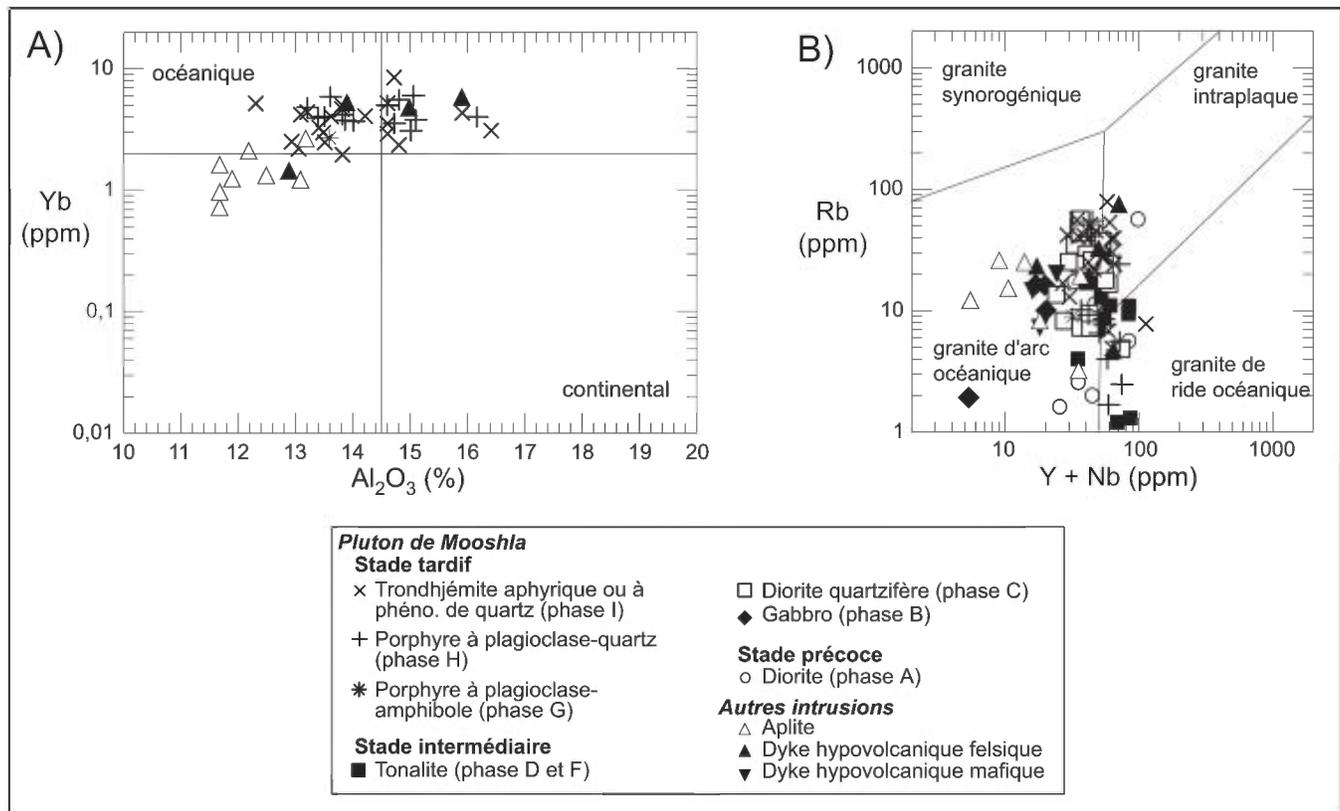


FIGURE 12 – Diagrammes de discrimination d'environnement géodynamique. A) Diagramme Yb versus Al_2O_3 de Arth (1979) pour les roches felsiques. B) Diagramme Rb versus (Y + Nb) de Pearce *et al.* (1984).

Réseaux de veinules et disséminations de sulfures

Le type de minéralisation à réseaux de veinules et disséminations de sulfures inclut la zone 22 de la mine Mouska, la zone 1 de la mine Doyon et l'indice Warrenmac (figure 3). Ces gisements sont caractérisés par des disséminations de sulfures ou des réseaux de veinules ou laminations de sulfures et de quartz-sulfures qui, dans le cas de Warrenmac, peuvent former des zones semi-massives. Un stockwerk de sulfures a également été observé dans un échantillon provenant du terril de la mine Mic Mac lors de notre étude (photo 9). Le contenu important en sulfures ainsi que les textures de veinules et stockwerk observées pour ces gisements aurifères suggèrent qu'ils se soient formés avant la déformation (Galley *et al.*, 2003). La minéralisation de la zone 22 de la mine Mouska est d'ailleurs interprétée comme étant antérieure à la déformation par Belkabir et Hubert (1995).

Veines de sulfures

La mine Mooshla A, ainsi que la zone 08 et une partie de la zone 07 de la mine Mouska appartiennent au type à veines de sulfures et quartz (Gunning, 1941; Belkabir et Hubert, 1995). Ces zones sont constituées de veines aurifères centimétriques parallèles à un cisaillement (zones 07 et 08; photo 10) ou perpendiculaire à la schistosité (Mooshla A) et qui contiennent de 75 à 80 % de pyrrotite-chalcopryrite et de 20 à 25 % de quartz. Les veines de sulfures des zones 08 et 07 de la mine Mouska sont interprétées comme étant associées à un système hydrothermal synvolcanique (Belkabir et Hubert, 1995) qui a été remobilisé lors de la déformation.

Veines de sulfures et quartz

Les zones 2 et Ouest de la mine Doyon sont caractérisées par des veines qui contiennent environ la même quantité de quartz et de sulfures, mais peuvent contenir localement jusqu'à 80 % de pyrite-chalcopryrite (Savoie *et al.*, 1991; Gosselin, 1998). Les veines sont centimétriques à décimétriques et forment souvent des réseaux rectangulaires (photo 11). La géométrie des veines riches en sulfures de la zone Ouest de la mine Doyon varie de veines d'orientation NW-SE, NE-SW à des veines plissées et boudinées d'orientation nord-sud (Gosselin, 1998). Cette géométrie ainsi que le riche contenu en sulfures et le faible contenu en carbonates (<5 %) de ces veines, en plus de leur recoupement par des dykes chloriteux non minéralisés mais déformés, ont conduit Gosselin (1998) à proposer une origine synvolcanique pour ces veines. L'altération et les inclusions fluides associées à ce système de veines, ont également été décrites comme ayant des similitudes avec les veines associées à des systèmes à Au-Cu porphyriques (Arseneau, 1995).

Veines de quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonate ± chlorite

Les zones 40 et 50 de la mine Mouska, une partie de la zone 07 de la mine Mouska, et les veines de l'indice Mooshla B sont caractérisées par une minéralogie de quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonate ± chlorite montrant des structures rubanées (Gosselin, 1998; Belkabir et Hubert, 1995). Ces veines se distinguent des autres veines du secteur par leur faible contenu en sulfures (2 à 15 %). Les veines à quartz + sulfures + tourmaline + carbonate + chlorite de la zone 07 de la mine Mouska recoupent celles à sulfures-quartz (photo 12) et sont interprétées comme étant syntectoniques par Belkabir et Hubert (1995). Les veines à quartz + tourmaline + sulfures de l'indice Mooshla B sont également interprétées comme étant d'origine syntectonique (Gosselin, 1998).

MODÈLE DE MISE EN PLACE DU PLUTON DE MOOSHLA

Les observations de recoupements entre les différentes phases ainsi que les caractéristiques pétrographiques et géochimiques permettent de proposer un modèle de mise en place du pluton. Ce modèle intègre également la séquence de mise en place des différentes minéralisations associées au pluton (Galley *et al.*, 2003) et des roches volcaniques (Lafrance *et al.*, 2003).

L'élaboration de ce modèle repose également sur un cadre chronostratigraphique qui permet d'intégrer l'évolution du pluton à l'histoire géologique régionale. L'ambiguïté qui existe à propos des âges connus du pluton (Tremblay *et al.*, 1995; Zhang et Machado, 1993 dans Belkabir, 1995) nous a amenés à effectuer une nouvelle datation isotopique U-Pb dans le cadre de ce travail. Un échantillon de porphyre à plagioclase-quartz du stade tardif (phase H) a été prélevé dans le but d'obtenir un âge précis pour le pluton (figure 3). Le résultat de la datation, qui est décrit en détail dans Lafrance *et al.* (2005), donne un âge de $2696,9 \pm 1$ Ma. Cet âge établit clairement que cette partie du pluton est synchronique avec la rhyolite de Doyon (2697 à 2698 Ma) du Membre supérieur de la Formation de Bousquet ou la dacite gloméroporphyrique de Doyon (2698 Ma) du Membre inférieur de la Formation de Bousquet (Lafrance *et al.*, 2005).

L'activité plutonique est précédée par l'épanchement des basaltes et rhyolites tholéitiques de la Formation d'Hébecourt et la formation des gisements de veinules et disséminations de sulfures de la mine Mouska (zone 22) et de la mine Mic Mac (zone de stockwerk). Cet épisode de minéralisation associée à de l'hydrothermalisme de type SMV est suivi par la reprise du volcanisme. La mise en place du Pluton de Mooshla suit l'émission de ces laves tholéitiques à transitionnelles du Membre inférieur de la Formation de Bousquet.

Stade précoce

La mise en place du Pluton de Mooshla au sens strict (phases B à I, figure 3) à été précédée par la mise en place de filons-couches de diorite à quartz bleus ou à phénocristaux de plagioclase (phase A) au même niveau stratigraphique que les rhyolites de la Formation d'Hébécourt (figure 13a).

Stade intermédiaire

L'activité intrusive principale du Pluton de Mooshla débute avec la mise en place du gabbro lité du stade intermédiaire (phase B; figure 13b). La présence de plusieurs unités de pegmatites et de gabbro isotropique ainsi que la cyclicité compositionnelle marque l'injection et le fractionnement de magmas en plusieurs périodes. La mise en place de cette phase gabbroïque semble relativement passive puisqu'elle contient très peu de xénolites de l'encaissant.

L'activité du stade intermédiaire se poursuit avec l'intrusion du gabbro quartzifère (phase C; figure 13b). La masse de gabbro quartzifère semble avoir été plus épaisse dans sa partie ouest et se pincer vers l'est en formant un laccolite asymétrique. Ceci suggère la forte influence de mouvement le long d'une faille synvolcanique lors de la mise en place du pluton. L'actuelle faille Orion Ouest pourrait représenter cette structure synvolcanique, qui fût toutefois réactivée par la suite (figure 3). L'abondance de plagioclases bien cristallisés ou partiellement résorbés qui forment une texture en réseau dont les interstices sont remplis de pyroxène/amphibole, de plagioclase, de titanomagnétite et de quartz suggère l'injection d'un magma partiellement cristallisé. La présence d'abondant xénolites anguleux de basaltes et de diorite à phénocristaux de plagioclase (phase A) le long des marges du gabbro quartzifère indique un processus d'injection puissant dans un encaissant cassant. Ceci est une caractéristique courante des intrusions synvolcaniques peu profondes (*high level intrusions*). Une mise en place par plusieurs injections distinctes est suggérée par la répétition de niveaux de xénolites à l'intérieur du gabbro quartzifère. Ceci est appuyé par le fait que les zones riches en xénolites sont à grains fins et en contact avec des copeaux massifs de la diorite à phénocristaux de quartz bleu du stade précoce. Ces zones cycliques passent graduellement vers le nord (la base du pluton) à un gabbro quartzifère à grains grossiers.

La mise en place de la phase tonalitique (phases D, E et F; figure 13b) du stade intermédiaire débute par l'injection d'un filon-couche relativement mince (<100 m) de trondhjémite à grains moyens. Cette roche distinctive équigranulaire est caractérisée par des quartz idiomorphes bleus. Elle est observée le long des contacts inférieur et supérieur de la tonalite à quartz bleu où elle contient de nombreux xénolites (phase E; figure 13b). Ce fort contenu en xénolites de diorite à quartz bleu est dû à l'intrusion latérale forcée de cette trondhjémite à grains moyens qui a causé la bréchification *in situ* de la diorite à quartz bleu. Cette dernière semble avoir restreint la migration verticale

des phases du stade intermédiaire, ce qui a eu pour effet de la bréchifier de façon intense.

La tonalite à quartz bleu représente la masse la plus volumineuse de la phase tonalitique (phase D et F; figure 13b). Cette tonalite à quartz bleu s'est mise en place dans la trondhjémite à grains moyens selon un processus de chambre magmatique gonflante, ce qui a eu pour effet d'isoler des copeaux de la trondhjémite à grains moyens le long de ses contacts supérieur et inférieur (phase E). Le pluton s'est donc gonflé de l'intérieur et la tonalite à quartz bleu ne contient pas de xénolites de l'encaissant volcanique. Ce sont plutôt des xénolites arrondis de tonalite à grains fins et de gabbro quartzifère qui sont inclus dans la tonalite à quartz bleu. La présence de ces xénolites ainsi que le changement abrupt de texture de la tonalite à quartz bleu suggèrent une injection complexe en plusieurs incréments. Cette histoire complexe inclut l'unité aplitique de tonalite à amphibole-titanite riche en fluides qui contient de nombreuses veines avec des textures de remplissage d'épidote, titanite, quartz et plagioclase en espace ouvert.

La mise en place de ce volume important des roches plutoniques du stade intermédiaire favorise le développement d'une nouvelle activité hydrothermale sur le plancher océanique. Il est proposé que la minéralisation en veinules et laminations de sulfures qui forme des zones semi-massives des indices Warrenmac et Authier soient associée à ce stade plutonique (figure 13b). Cette minéralisation se serait formée sur, ou immédiatement sous, le plancher océanique. Les veines à sulfures (75 à 80 %) et quartz de la zone 08 et d'une partie de la zone 07 de la mine Mouska et de la mine Mooshla A représenteraient la partie profonde de ce système de minéralisation synvolcanique (figure 13b).

Stade tardif

Le dernier stade d'évolution plutonique est caractérisé par l'injection multiple de plusieurs phases de porphyres et de trondhjémite en dessous et au-dessus de la carapace riche en xénolite du stade intermédiaire (phase E). Le porphyre à plagioclase-amphibole (phase G), le porphyre à plagioclase-quartz (phase H) et la trondhjémite aphyrique ou à phénocristaux de quartz (phase I) se sont injectés sous forme de plusieurs minces dykes et filons-couches à travers les roches du stade intermédiaire pour poursuivre leur chemin jusqu'aux volcanites du Membre inférieur de la Formation de Bousquet (figure 13c). L'injection forcée de ces dykes et filons-couches est responsable du décollement et de l'isolement de copeaux de roches du stade intermédiaire au sommet du pluton tel qu'illustré sur la figure 14. La tonalite xénolitique (phase E) et la tonalite de Doyon (phase F) que l'on retrouve maintenant au sud de la trondhjémite en sont des exemples (figures 3 et 13c). Ce gonflement de la séquence a dû être compensé par le développement ou la réactivation de failles synvolcaniques, comme les failles Orion Ouest et Orion Est (figure 3).

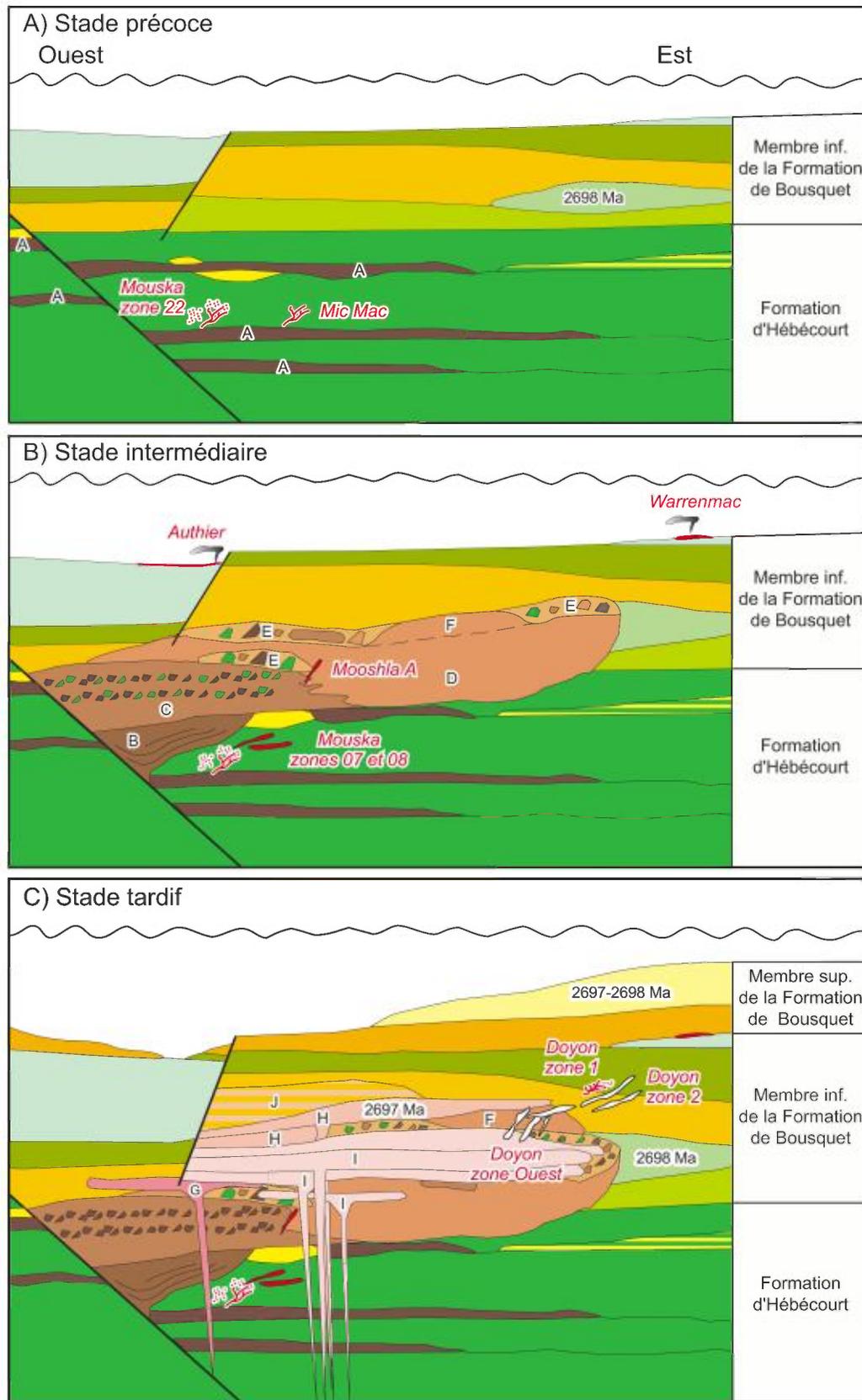


FIGURE 13 – Modèle de mise en place du Pluton de Mooshla et des minéralisations associées. **A)** Intrusion des filons-couches dioritiques du stade précoce (phase A). **B)** Intrusion des gabbros (phase B), gabbros quartzifères (phase C), trondhjemites et tonalites (phases D, E, F) du stade intermédiaire. **C)** Mise en place des essais de dykes et filons-couches de porphyres (phases G, H) et des trondhjemites (phase I) du stade tardif. Voir la discussion dans le texte. Voir la figure 3 pour la légende lithologique.

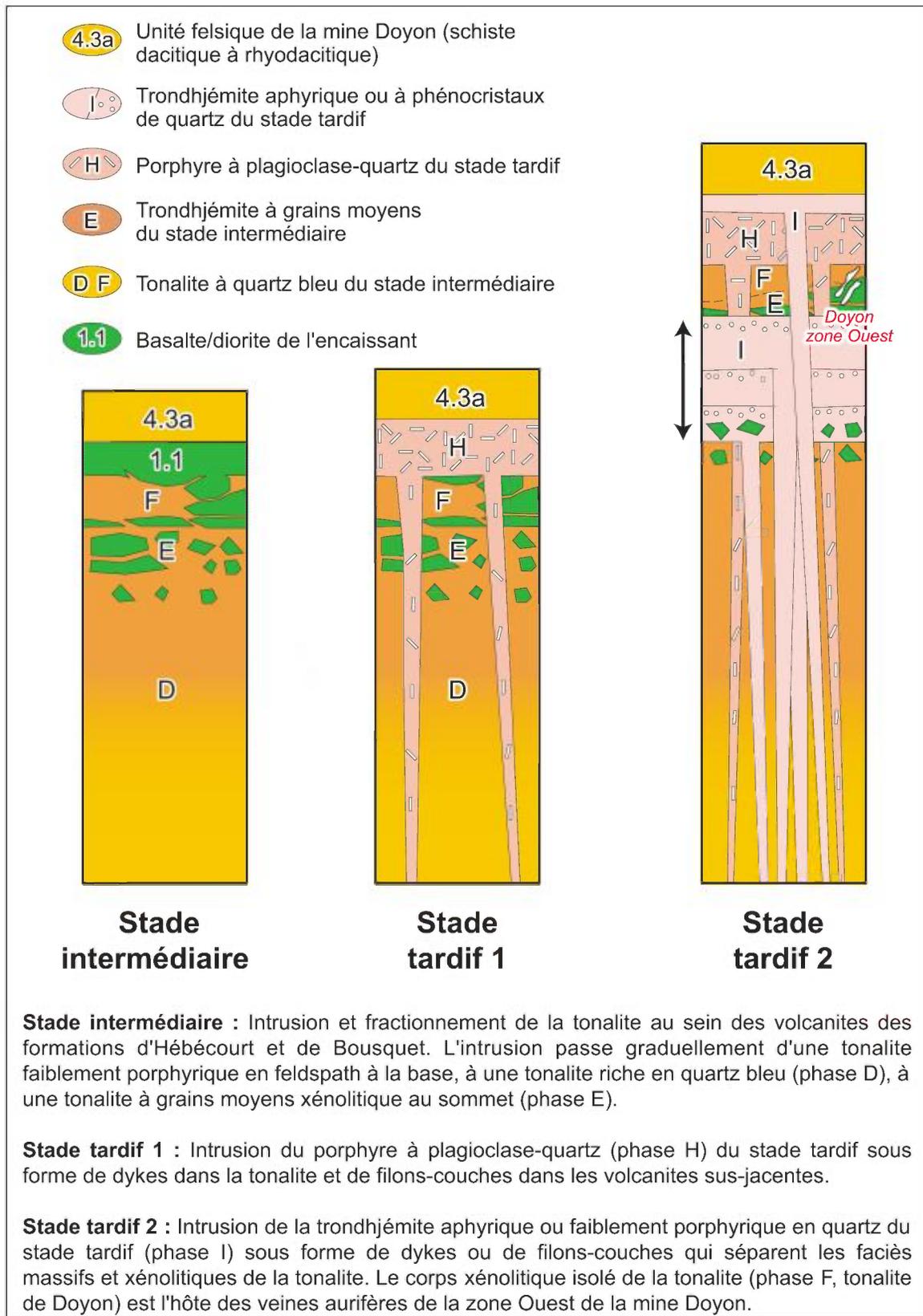


FIGURE 14 – Modèle de construction progressive des phases intermédiaires et tardives du Pluton de Mooshla.

Les textures aphyriques et porphyriques ainsi que les caractéristiques géochimiques des roches du stade tardif suggèrent qu'elles représentent des intrusions hypovolcaniques directement associées aux volcanites transitionnelles à calco-alcalines du Membre supérieur de la Formation de Bousquet. La mise en place du stade tardif du pluton (2697 Ma) est donc synchronique à l'épanchement de ces laves (2697 à 2698 Ma). Les porphyres et trondhjémites seraient donc des équivalents des volcanites du Membre supérieur de la Formation de Bousquet qui n'ont jamais atteint la surface, cristallisant plutôt à quelques centaines de mètres sous celle-ci.

L'affinité calco-alcaline ainsi que la présence d'amphiboles, de cavités miarolitiques aurifères et de nombreuses veines dans cet essaim de filons-couches témoignent d'un magmatisme riche en fluides. La suppression de cette phase fluide magmatique est proposée comme étant responsable de la minéralisation de type sulfures disséminés de la zone 1 et de type veines à quartz et sulfures des zones 2 et Ouest de la mine Doyon ainsi que de l'altération alumineuse qui les englobe (figure 13c). Ces zones minéralisées ainsi que l'altération alumineuse qui les accompagne se sont donc formées à environ 500 mètres sous la paléosurface au minimum (sous les unités 4.5a à 5.3a) puisque, stratigraphiquement, elles ne sont pas présentes au-dessus de l'unité 4.4 (figure 13c). Ces caractéristiques sont en accord avec un environnement volcanique à tendance épithermale. Ceci est en accord avec la genèse synvolcanique proposée pour les veines de la zone Ouest par Gosselin (1998).

L'ensemble de ces roches et minéralisations a par la suite été affecté par la déformation qui est responsable de la géométrie actuelle des unités. La remobilisation de zones aurifères par la déformation est également responsable de la minéralisation de type veine de quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonate ± chlorite des zones 40 et 50 et d'une partie de la zone 07 de la mine Mouska et des veines de l'indice Mooshla B (Gosselin, 1998; Belkibir et Hubert, 1995). Les veinules secondaires de la zone 2 de la mine Doyon sont aussi probablement issues de la remobilisation des sulfures pendant la déformation.

Contrôles et effets de la mise en place du pluton

La mise en place du Pluton de Mooshla a été contrôlée par des facteurs stratigraphiques et structuraux. Le Pluton de Mooshla s'est mis en place à l'interface des formations d'Hébécourt et de Bousquet à l'intersection de failles synvolcaniques. La localisation de l'activité magmatique le long de contacts stratigraphiques importants est typique de plusieurs intrusions synvolcaniques et est observée dans de nombreux camps de SMV précambriens (Galley, 2003).

La mise en place du pluton (stade intermédiaire) semble avoir débuté par l'intrusion forcée de filons-couches qui ont bréchifié les roches encaissantes et les filons-couches du stade précoce. Par la suite, le pluton a augmenté de volume par l'injection successive de plusieurs filons-couches à l'intérieur même de cette carapace bréchique. Ce gonflement par l'intérieur du pluton, lors des stades intermédiaire et tardif, a induit le soulèvement des roches volcaniques sus-jacentes. Ce soulèvement a dû être compensé par le développement ou la réactivation de failles synvolcaniques comme les failles Orion Ouest et Orion Est. Ce contrôle par les failles synvolcaniques est également souligné par la géométrie asymétrique des différentes phases qui se succèdent de la base au sommet du pluton.

L'importance des failles synvolcaniques lors du plutonisme est également soulignée par la géométrie asymétrique du pluton, les différentes phases se succédant selon un vecteur qui passe de la base à l'ouest vers le sommet à l'est. Cette géométrie suggère que la remontée du magma ait été concentrée dans la partie ouest du pluton le long d'une ou plusieurs structures. L'actuelle faille Orion Ouest pourrait représenter une telle structure et avoir contrôlé l'ordre de mise en place : de gabbro, à tonalite, à trondhjémite.

CONCLUSION

Cette étude a permis de préciser la nature composite, stratifiée et subvolcanique du Pluton de Mooshla. Dix phases intrusives principales forment ce pluton dont la base contient un assemblage de gabbro lité, gabbro quartzifère et tonalite, alors que le sommet est constitué de porphyres et trondhjémite. Les caractéristiques géochimiques et les datations isotopiques ont permis d'établir la nature synvolcanique du pluton avec les roches volcaniques de la Formation de Bousquet qui appartiennent au Groupe de Blake River.

La présence des gisements aurifères qui sont associés au pluton et aux roches volcaniques adjacentes résulte de la superposition de différents événements hydrothermaux. Des minéralisations antérieures, synchrones et postérieures au plutonisme ont été reconnues. Le Pluton de Mooshla est donc directement associé à certaines minéralisations, mais il contient également des minéralisations associées à la déformation. Le vecteur de minéralisation qui part de la base à l'ouest du pluton (mines Mouska et Mic Mac), qui passe par les mines Mooshla A et Doyon, pour se terminer au sommet à l'est (indice Warrenmac) est similaire au vecteur de mise en place du pluton. Cette similarité suggère que le volcanisme, le plutonisme et les fluides hydrothermaux aient pu emprunter les mêmes structures synvolcaniques, marquant ainsi une succession complexe de différents événements géologiques.

RÉFÉRENCES

- ARSENEAU, G.J., 1995 – Metalogeny and associated alteration gold occurrences, Bousquet Township, northwestern Quebec. Thèse de doctorat, Colorado School of Mines; 170 pages.
- ARTH, J.G., 1979 – Some trace elements in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, New York; pages 123-132.
- BARKER, F., 1979 – Trondhjemite: Definition, environment and hypothesis of origin. *In: Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, New York; pages 1-11.
- BARRETT, T.J. – MACLEAN, W.H., 1999 – Volcanic sequences, Litho-geochemistry, and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems. *In: Volcanic-Associated Massive Sulphide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Setting* (Barrie, C.T., Hannington, M.D., editors). Reviews in Economic Geology; volume 8, pages 101-131.
- BELKABIR, A., 1995 – Structure et métallogénie du secteur ouest du district aurifère archéen de Bousquet, Abitibi, Canada. Thèse de doctorat, Université de Montréal; 239 pages.
- BELKABIR, A. – HUBERT, C. – HOY, L., 1998 – Fluid-rock reactions and resulting change in rheological behavior of a composite granitoid: the archaean Mooshla stock, Canada. *Revue Canadienne des Sciences de la Terre*; volume 35, pages 131-146.
- BELKABIR, A. – HUBERT, C., 1995 – Geology and structure of a sulfide-rich Gold Deposit: An Example from the Mouska Gold Mine, Bousquet District, Canada. *Economic Geology*; volume 90, pages 1064-1079.
- CHOWN, E.H. – DAIGNEAULT, R. – MUELLER, W. – MORTENSEN, J.K., 1992 – Tectonic evolution of the northern volcanic zone, Abitibi Belt, Quebec. *Revue canadienne des sciences de la Terre*; volume 29, pages 2211-2225.
- DRUMMOND, M.S. – DEFANT, M.J., 1990 – A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*; volume 95 (B13), pages 21503-21521.
- DUBÉ, B. – MERCIER-LANGEVIN, P. – HANNINGTON, M.D. – DAVIS, D.W. – LAFRANCE, B., 2004 – Le gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec : altération, minéralisations, genèse et implications pour l'exploration. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MB 2004-03, 112 pages.
- GALLEY, A.G., 2003 – Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. *Mineralium deposita*; volume 38, pages 443-473.
- GALLEY, A.G., 1996 – Geochemical characteristics of subvolcanic intrusions associated with Precambrian massive sulfide deposits. *In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulfide Exploration* (Wyman, D.A., editor). Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada; Short Course Notes, volume 12, pages 239-278.
- GALLEY, A.G. – PILOTE, P. – DAVIS, D., 2003 – Metallogeny of the Subvolcanic, Mooshla Intrusive Complex, Bousquet Mining District, PQ. *In: Ore Deposits at Depth, "Challenges and Opportunities"*, CIM 2003 Field Conference, Timmins, Ontario. Technical Sessions Abstract Volume, page 17.
- GAUDREAU, R., 1986 – Intrusion syn-volcanique et minéralisations aurifères. Exemple du pluton de Mooshla, Canton de Bousquet, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Université Laval, Québec; 47 pages.
- GOSSELIN, G., 1998 – Veines de quartz aurifères précoces à la zone ouest de la mine Doyon, canton de Bousquet, Preissac, Abitibi. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Québec; 128 pages.
- GUHA, J. – GAUTHIER, A. – VALLÉE, M. – DESCAREAUX, J. – LANGE-BRARD, F., 1983 – Gold mineralization patterns at the Doyon Mine (Silverstack), Bousquet, Quebec. CIM Special Volume on the Geology of Canadian Gold Deposits; pages 50-57.
- GUNNING, H.C., 1941 – Région de Bousquet-Joannès, Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 206, 80 pages.
- HOY, L.D. – BELKABIR, A. – HÉBERT, C., 1994 – Oxygen isotope evidence for the nature and origin of the Au mineralization at the Mouska deposit, Bousquet District, Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts; page A52.
- LAFRANCE, B. – DAVIS, D.W. – GOUTIER, J. – MOORHEAD, J. – PILOTE, P. – MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – GALLEY, A., 2005 – Nouvelles datations isotopiques dans la portion québécoise du Groupe de Blake River et des unités adjacentes. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RP 2005-01, 26 pages.
- LAFRANCE, B. – MOORHEAD, J. – DAVIS, D.W., 2003 – Cadre géologique du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 2002-07, 45 pages et carte ET 2002-07-C001 au 1/20 000.
- LANGSHUR, A., 1990 – The geology, geochemistry and structure of the Mooshla intrusion, Bousquet mining centre, Québec. Thèse de maîtrise, Université d'Ottawa, Ottawa; 172 pages.
- LANG, J. R., – TITLEY, S.R., 1998 – Isotopic and Geochemical characteristics of Laramide systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology*; volume 93, pages 138-170.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of the earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-253.
- MERCIER-LANGEVIN, P., 2005 – Géologie du gisement de sulfures massifs volcanogènes aurifères LaRonde, Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Université du Québec INRS-Eau, Terre et Environnement; 689 pages.
- MERCIER-LANGEVIN, P. – DUBÉ, B. – HANNINGTON, M.D. – DAVIS, D.W. – LAFRANCE, B., 2004 – Contexte géologique et structural des sulfures massifs volcanogènes aurifères du gisement LaRonde, Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; ET 2003-03, 47 pages.
- MUELLER, W.U. – DAIGNEAULT, R. – MORTENSEN, J.K. – CHOWN, E.H., 1996 – Archean terrane docking: upper crust collision tectonics, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Tectonophysics*; volume 265, pages 127-150.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S. Geological Survey; Professional Paper 525B, pages 79-84.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.

- SAVOIE, A. – TRUDEL, P. – SAUVÉ, P. – HOY, L. – LAO, K., 1991 – Géologie de la mine Doyon (région de Cadillac). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 90-05, 80 pages.
- STRECKEISEN, A., 1976 – To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*; volume 12, pages 1-33.
- TOURIGNY, G., – TREMBLAY, A., 1997 – Origin and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. *Journal of Structural Geology*; volume 19, pages 15-27.
- TREMBLAY, A., – TOURIGNY, G., – MACHADO, N., 1995 – Zircon U/Pb age constraints on deformation and gold mineralization of the Mooshla pluton, southern Abitibi Belt, Canada. Geological Society of America annual meeting, New Orleans, abstracts with programs; page A-163.
- TRUDEL, P. – SAUVÉ, P. – TOURIGNY, G. – HUBERT, C. – HOY, L., 1992 – Synthèse des caractéristiques géologiques des gisements de la région de Cadillac (Abitibi). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 91-01, 106 pages.
- ZHANG, Q. – MACHADO, N. – LUDDEN, J. – MOORE, D., 1993 – Geotectonic constraints from U-Pb ages for the Blake River Group, the Kinojévis Group and the Normétal mine area, Québec. GAC/MAC annual meeting, program and abstracts; volume 18, page A-114.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 – Plaque polie montrant la zone marginale riche en xénolites (phase E). La diorite à phénocristaux de quartz bleu du stade précoce (phase A) est recoupée par la trondhjemite du stade intermédiaire (phase D).

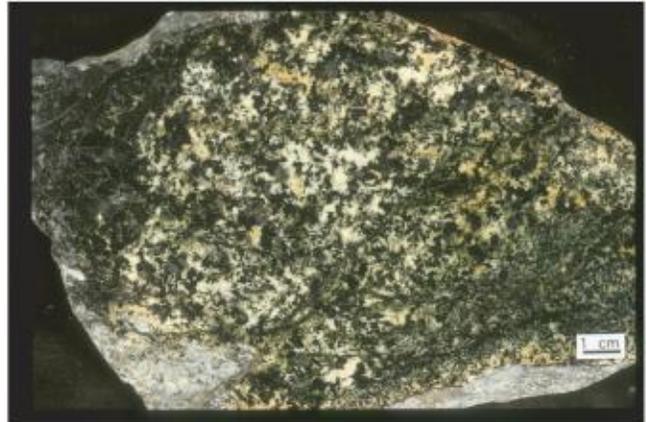


PHOTO 2 – Plaque polie montrant un exemple de la texture pegmatitique du sommet de la phase de gabbro lité (phase B). Cette texture est typique des gabbros isotropiques à textures variées formés près des sommets des chambres magmatiques.



PHOTO 3 – Plaque polie montrant le gabbro quartzifère à texture variée du stade intermédiaire (phase C). Cette texture à réseaux de plagioclase est typique des intrusions mises en place sous forme de bouillies semi-cristallisées provenant de chambres magmatiques profondes.



PHOTO 4 – Xénolites arrondis de tonalite à grains fins dans la phase de tonalite à quartz bleu (phase D). Les xénolites corrodés pourraient avoir été arrachés des bordures refroidies d'une chambre magmatique fractionnée et profonde.



PHOTO 5 – Faciès xénolitique de la tonalite de Doyon (phase F). La tonalite et la trondhjemite à grain moyen (phase D) sont bréchifiées par les phases porphyriques du stade tardif (phase H). L'ensemble est recoupé par un dyke de la trondhjemite aphyrique de la phase I. Notez l'altération blanche autour de cavités miarolitiques dans le porphyre à plagioclase-quartz (phase H).

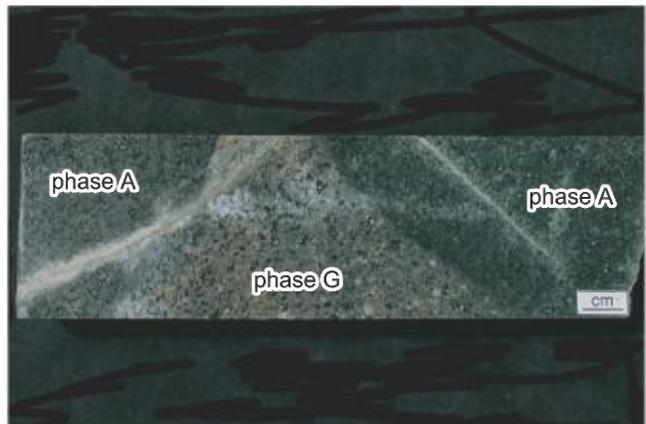


PHOTO 6 – Carotte polie montrant un xénolite de diorite à phénocristaux de quartz bleu (phase A) qui est recoupé par le porphyre à plagioclase-amphibole (phase G) du stade tardif. L'ensemble est recoupé par des veinules de séricite-quartz.

ANNEXE – Photographies (suite)



PHOTO 7 – Carotte polie montrant un exemple du porphyre à plagioclase-quartz du stade tardif (phase H).

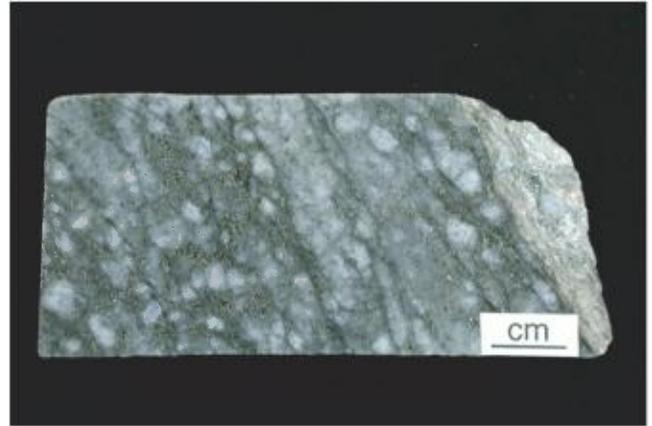


PHOTO 8 – Carotte polie montrant la trondhjemite à phénocristaux de quartz du stade tardif du Pluton de Mooshla (phase I).



PHOTO 9 – Plaque polie provenant du terril de l'ancienne mine Mic Mac. Ce stockwerk riche en pyrrhotite est typique des zones généralement situées sous les lentilles de sulfures massifs volcanogènes.



PHOTO 10 – Veines démembrées de pyrrhotite-chalcopyrite situées dans un cisaillement au sein des volcanites mafiques de la Formation d'Hébécourt, zone 07, niveau 6 de la mine Mouska.



PHOTO 11 – Réseau de veines synvolcaniques de quartz-pyrite aurifère du type Doyon.



PHOTO 12 – Veine syntectonique de quartz-sulfures-tourmaline-carbonate-chlorite recoupant des veines prédéformation de pyrrhotite-chalcopyrite, zone 07, niveau 6 de la mine Mouska.

Résumé

Ce rapport décrit la géologie et la géochimie du Pluton de Mooshla en plus d'établir ses liens avec les minéralisations aurifères du secteur. Ce travail est une des composantes du projet synthèse du camp minier de Doyon-Bousquet-LaRonde. Le Pluton de Mooshla recoupe les roches volcaniques de la Formation de Bousquet, qui fait partie du Groupe de Blake River, et les volcanites de la Formation d'Hébécourt. Ce pluton est de nature composite et a été formé par de multiples injections de filons-couches et de dykes subvolcaniques formant ainsi une intrusion synvolcanique peu profonde et de nature stratifiée. La mise en place du pluton est divisée en trois stades : précoce, intermédiaire et tardif. Chacun de ces stades est constitué d'une ou de plusieurs des huit phases intrusives reconnues. Le stade précoce est représenté par la mise en place de filons-couches dioritiques isolés au sein des roches volcaniques. La base du pluton (stade intermédiaire) est caractérisée par des phases de gabbro lité, gabbro quartzifère et tonalite à granulométrie moyenne alors que le sommet (stade tardif) est constitué de trondhjémite à grains fins et de porphyres. L'ensemble de ces lithologies forme une suite de type trondhjémite-tonalite-dacite, une suite qui est reconnue comme étant associée aux séquences volcaniques porteuses de minéralisations de type sulfures massifs volcanogènes.

Les caractéristiques géochimiques montrent que la base du pluton (stade intermédiaire) est cogénétique avec les roches volcaniques d'affinité tholéiitique à transitionnelle du Membre inférieur de la Formation de Bousquet. De façon similaire, le sommet du pluton est cogénétique avec les volcanites transitionnelles à calco-alcalines du Membre supérieur de la Formation de Bousquet. La nature synvolcanique du Pluton de Mooshla est également appuyée par les âges similaires du sommet du pluton (2697 Ma) et des volcanites encaissantes de la Formation de Bousquet (2697 à 2699 Ma). Les caractéristiques géochimiques suggèrent également que le Pluton de Mooshla soit associé à un environnement d'arc océanique archéen.

La synthèse des observations métallogéniques suggère que les gisements associés au Pluton de Mooshla soient issus de la superposition complexe d'événements hydrothermaux. Les gisements de type veinules et disséminations de sulfures synvolcaniques des mines Mouska et Mic Mac précéderaient la mise en place du pluton et seraient associés à un événement de type SMV. Les minéralisations aurifères de veines de sulfures des mines Mouska et Mooshla A ainsi que les sulfures massifs et semi-massifs volcanogènes des indices Warrenmac et Authier se seraient formés immédiatement après la mise en place de la base du pluton. Le système de veines aurifères à sulfures et quartz de la mine Doyon serait directement associé à la mise en place des trondhjémites et porphyres du stade tardif du pluton. Les veines aurifères à quartz + sulfures ± tourmaline ± carbonates de la mine Mouska et de l'indice Mooshla B sont postérieures au plutonisme et sont associées à la déformation. La déformation a remobilisé la majorité des minéralisations synvolcaniques et la plupart des veines et veinules de sulfures sont maintenant boudinées, plissées et/ou cisailées. Le Pluton synvolcanique de Mooshla est donc directement associé à une période de minéralisation aurifère fertile et a subi une histoire géologique et métallogénique complexe qui est similaire à celle des roches volcaniques encaissantes. Les caractéristiques géologiques du Pluton de Mooshla peuvent donc être utilisées afin de reconnaître d'autres intrusions qui possèdent un potentiel aurifère élevé.