

ET 90-03

ROCHES MAGMATIQUES DU CENTRE-NORD DE LA GASPESIE

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.

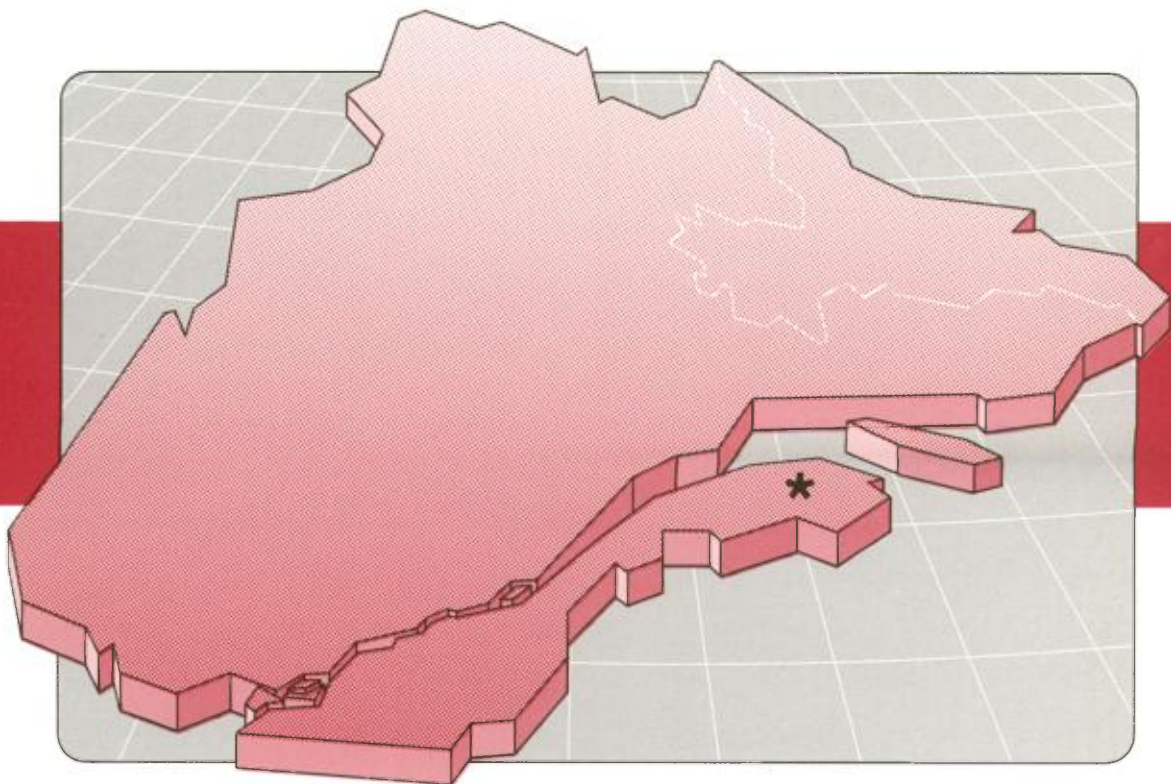
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie

Martin Doyon
Guy Valiquette

ET 90-03



1991

Québec 

Roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie

**Martin Doyon
Guy Valiquette**

ET 90-03

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le: 89-10-26
Accepté pour publication le: 91-07-23

Lecteur critique
D. Brisebois

Édition
Géo-textes

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

Les roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie qui font l'objet de la présente étude affleurent entre la rivière Cascapédia et le lac Sainte-Anne, dans les formations siluro-dévonienne du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Ces roches comprennent une séquence volcanique et deux suites d'intrusions. Les volcanites sont des basaltes, des rhyolites et des volcanoclastites felsiques et mafiques interstratifiés avec les sédiments de la Formation de York River (Dévonien précoce). Les suites intrusives dévoniennes comprennent les stocks de granitoïdes des monts Hog's Back, Chauve et Vallières-de-Saint-Réal ainsi que les dykes et filons-couches de roches mafiques et felsiques qui recourent les roches sédimentaires de la partie nord de la région et le dôme de Lemieux.

La composition des roches volcaniques est bimodale, soit basaltique et rhyolitique. Les basaltes affleurent sur l'ensemble du territoire étudié alors que les rhyolites sont restreintes aux monts Tuzo et Squaw Cap, à l'ouest du dôme de Lemieux, et au mont Lyall, à l'est. Des tranchées creusées aux flancs de ces monts ont permis d'établir que la séquence stratigraphique de l'empilement volcanique se résume à quatre unités principales, qui sont, de la base au sommet : l'unité mafique inférieure, l'unité felsique inférieure, l'unité mafique supérieure et l'unité felsique supérieure. Ces quatre unités volcaniques sont concentrées dans la partie inférieure de la Formation de York River.

L'unité mafique inférieure, constituée de coulées de basalte aux sommets bréchiques et de volcanoclastites à fragments mafiques vitrophyriques, est interlitée avec des grès. Ce sont des basaltes alcalins caractérisés par la présence d'olivine généralement altérée, d'augite légèrement titanifère et de phénocristaux centimétriques de labrador qui forment jusqu'à 45 % de la roche.

L'unité felsique inférieure est formée de rhyolites blanches généralement laminées et déformées par des plis d'écoulement visqueux. Ces rhyolites présentent des faciès de ponces et des couches de tufs localement soudés; elles sont caractérisées par la présence de sphérolites en forme de balles qui atteignent 30 cm de diamètre.

L'unité mafique supérieure consiste en coulées de basalte semblables à celles de l'unité mafique inférieure.

L'unité felsique supérieure, aux monts Tuzo et Squaw Cap, est une rhyolite brune dont la zone de trempe est constituée de perlite non dévitrifiée. Au mont Lyall, les sommets sont coiffés d'une rhyolite rouge porphyrique, à texture trachytique, dont la composition peralcaline est celle d'une comendite. La composition peralcaline, propre à cette unité, est confirmée par des teneurs en zirconium qui atteignent 1 200 ppm sur le sommet nord-ouest et par le niveau élevé du profil de distribution des terres rares où le lanthane, normalisé pour les chondrites, atteint localement une valeur de 380. Les autres rhyolites, blanches ou brunes, ainsi que les perlites sont subalcalines.

Les granitoïdes des monts Hog's Back et Chauve chevauchent les champs de composition des granodiorites et des granites à albite et correspondent au type I de Chappel & White. Au nord de la région, à proximité de la faille des Chic-Chocs sud, ils sont rubéfiés et albitisés. Plusieurs des dykes et filons-couches de felsite situés au nord et au nord-ouest du mont Hog's Back sont des satellites de ces plutons. Par ailleurs, certaines felsites du même secteur sont d'origine encore indéterminée. Quelques-unes sont aphanitiques et à structure colonnaire, d'autres ont des structures de remplissage de chenaux d'érosion et une variation interne texturale et chimique qui semble indiquer qu'il s'agit de volcanoclastites. Ces volcanoclastites seraient siluriennes (Silurien moyen), ce qui ne correspond à aucun volcanisme connu dans cette région.

La distribution bimodale des roches volcaniques et la position des basaltes dans les diagrammes de discrimination laissent supposer que le volcanisme du centre-nord de la Gaspésie s'est manifesté dans un environnement intraplaque.

Table des matières

	Page
GÉNÉRALITÉS	1
Travaux effectués	1
Situation géographique et accès	1
Méthode de travail	3
Travaux antérieurs	3
Remerciements	4
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	5
Environnement tectonostratigraphique	5
Domaines lithologiques et structuraux	6
Stratigraphie des roches siluro-dévonienne	6
STRATIGRAPHIE DES ROCHES MAGMATIQUES	9
Lithostratigraphie des roches volcaniques	9
Coupe de la rivière Cascapédia	9
Coupes des monts Tuzo et Squaw Cap	11
Coupes du mont Lyall	11
Tranchées du flanc nord du mont Lyall	12
Coupes des ruisseaux des flancs est et nord-est du mont Lyall	12
Conclusion	12
Géochronologie des roches volcaniques	12
Radiochronologie	14
Biostratigraphie	15
Relations stratigraphiques et données radiochronologiques des roches intrusives	16
Âges relatifs des roches intrusives	16
Radiochronologie	16
Conclusion	17
PÉTROGRAPHIE DES ROCHES MAGMATIQUES	19
Roches volcaniques mafiques	19
Basaltes	19
Volcanoclastites mafiques	20
Roches volcaniques felsiques	21
Unité felsique inférieure	21
Rhyolites blanches	21
Tranchée du flanc nord du mont Lyall	21
Flanc nord-est du mont Lyall	21
Coupes du flanc est du mont Lyall	21
Mont Tuzo	21

Genèse des divers faciès des rhyolites	23
Tuf à lapilli	24
Tufs felsiques du mont Lyall	25
Unité felsique supérieure	25
Rhyolite brune et perlite	25
Rhyolite rouge des sommets du mont Lyall	27
Roches plutoniques felsiques	27
Stocks de granitoïdes	28
Dykes et filons-couches de felsites	28
Roches plutoniques mafiques	30
Dykes et filons-couches de diabase	30
Dykes mafiques amygdalaires	30
GÉOCHIMIE	31
Évaluation des données géochimiques	31
Altération des basaltes	31
Altération des rhyolites	31
Classification chimique des roches magmatiques	34
Diagramme alcalis en fonction de la silice	34
Diagramme R_2 en fonction de R_1	35
Diagramme SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2	36
Caractères géochimiques des volcanites	37
Basaltes	37
Rhyolites	38
Relation entre les basaltes et les rhyolites	41
Environnement tectonique des roches volcaniques	41
Géochimie des granitoïdes et des felsites	42
CONCLUSION	45
RÉFÉRENCES	47
ANNEXES	
Annexe I — Résultats des analyses chimiques	51
Annexe II — Analyses normalisées et normes CIPW	61

Travaux effectués

Les travaux qui font l'objet de la présente étude ont été effectués entre 1983 et 1987. Les travaux de 1983 consistaient à évaluer le potentiel minéral des roches magmatiques du secteur situé entre la rivière Cascapédia et Murdochville. Cependant, les principaux secteurs porteurs d'indices minéralisés connus étaient alors exclus du projet puisqu'ils étaient le sujet d'études métallogéniques indépendantes. Ce fut le cas des secteurs du dôme de Lemieux, au centre de la région étudiée, et d'un secteur au nord-ouest du lac Madeleine, lesquels firent l'objet, d'une part, d'un mémoire de maîtrise de K. Stevens (1985) et, d'autre part, d'une étude de doctorat de R. Wares (non déposée). Ces premiers travaux, bien que peu révélateurs (Valiquette, 1985), démontrèrent l'importance de tenir compte des événements plutoniques et volcaniques régionaux lors de la définition des principaux métallogènes et de la réalisation d'une synthèse métallogénique régionale.

Les missions de terrain ultérieures furent consacrées à l'inventaire d'un secteur prometteur situé entre la rivière Cascapédia et la route transgaspésienne (route 299). Ainsi, en 1984, C. Belleumeur et M. Doyon firent des levés préliminaires sur les felsites du ruisseau Isabelle et les volcanites du mont Lyall. Ensuite, au cours des étés 1985 et 1986, les travaux furent orientés vers une meilleure connaissance des volcanites mafiques et felsiques des monts Lyall, Tuzo et Squaw Cap situés de part et d'autre du dôme de Lemieux. Quelques venues felsiques,

à l'ouest du mont de la Brèche et au sud du dôme, furent étudiées pour tenter de corréliser les manifestations magmatiques du dôme de Lemieux et les roches volcaniques environnantes. Ces travaux de corrélation furent très sommaires puisque le territoire compris entre le mont Tuzo et le dôme de Lemieux est peu accessible et pauvre en affleurements.

La présente étude fait une synthèse de tous les travaux portant sur les roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie. Certains résultats ont déjà été publiés (Valiquette, 1984 et 1986; Doyon & Valiquette, 1986). Doyon (1988) a rédigé un mémoire de maîtrise sur les roches volcaniques, mémoire dont les principales données sont reprises dans la présente étude.

Situation géographique et accès

La région étudiée (figure 1) est située en majeure partie dans le canton de Lemieux et à la bordure est du canton de Richard, ainsi qu'à la bordure ouest du canton de Lesseps, entre les latitudes $48^{\circ}45'00''$ et $48^{\circ}52'30''$ N et les longitudes $66^{\circ}00'$ et $66^{\circ}20'$. Elle est limitée au nord par le ruisseau Isabelle (qui constitue aussi la frontière sud du Parc de la Gaspésie), à l'est par la route 299 et la route de Murdochville (qui donne accès au lac Sainte-Anne), et à l'ouest par la rivière Cascapédia et le ruisseau du Dix-Septième Mille. Elle est couverte par les feuilles 22B16-200-0102 (Lac Sainte-Anne) et 22B16-200-0101 (Rivière Cascapédia) du MER à l'échelle de 1 : 20 000.

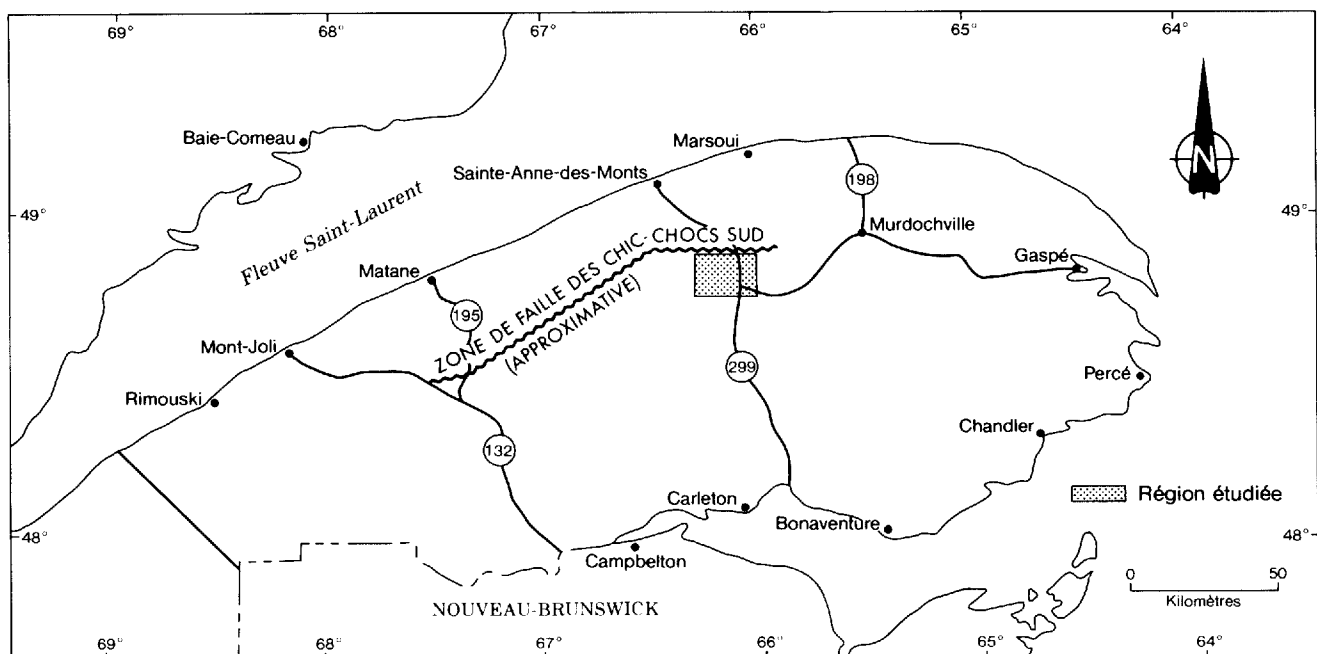


FIGURE 1 — Situation géographique de la région étudiée.

L'accès à la partie est de la région est facile par la route 299 qui relie Sainte-Anne-des-Monts à New Richmond et par la route de Murdochville qui longe le lac Sainte-Anne (figure 2). Les routes secondaires et les chemins forestiers sont praticables en véhicule à quatre roues motrices ou en véhicule tout terrain. La partie nord de la région est accessible par le chemin Simard qui, de la route 299 au sud du ruisseau Isabelle, pénètre vers l'ouest jusqu'à la rivière Cascapédia. Deux embranchements du chemin Simard, les chemins du ruisseau de l'Indien et du ruisseau Brandy, permettent d'atteindre soit le

dôme de Lemieux, soit le secteur entre le dôme et le mont Tuzo. On accède au secteur du mont Tuzo par un chemin forestier qui longe la rivière Cascapédia et le ruisseau du Neuvième Mille. À partir de ce chemin, des tranchées aboutissent au flanc ouest du mont Tuzo et au mont Squaw Cap. Le dôme de Lemieux est accessible par de nombreux chemins forestiers.

Les collines les plus élevées de la région (figures 3 et 4) sont formées de roches magmatiques : le mont Hog's Back (830 m), le mont Chauve (920 m), le mont Lyall (942 m), le mont Tuzo (860 m), le mont Squaw Cap (840 m)

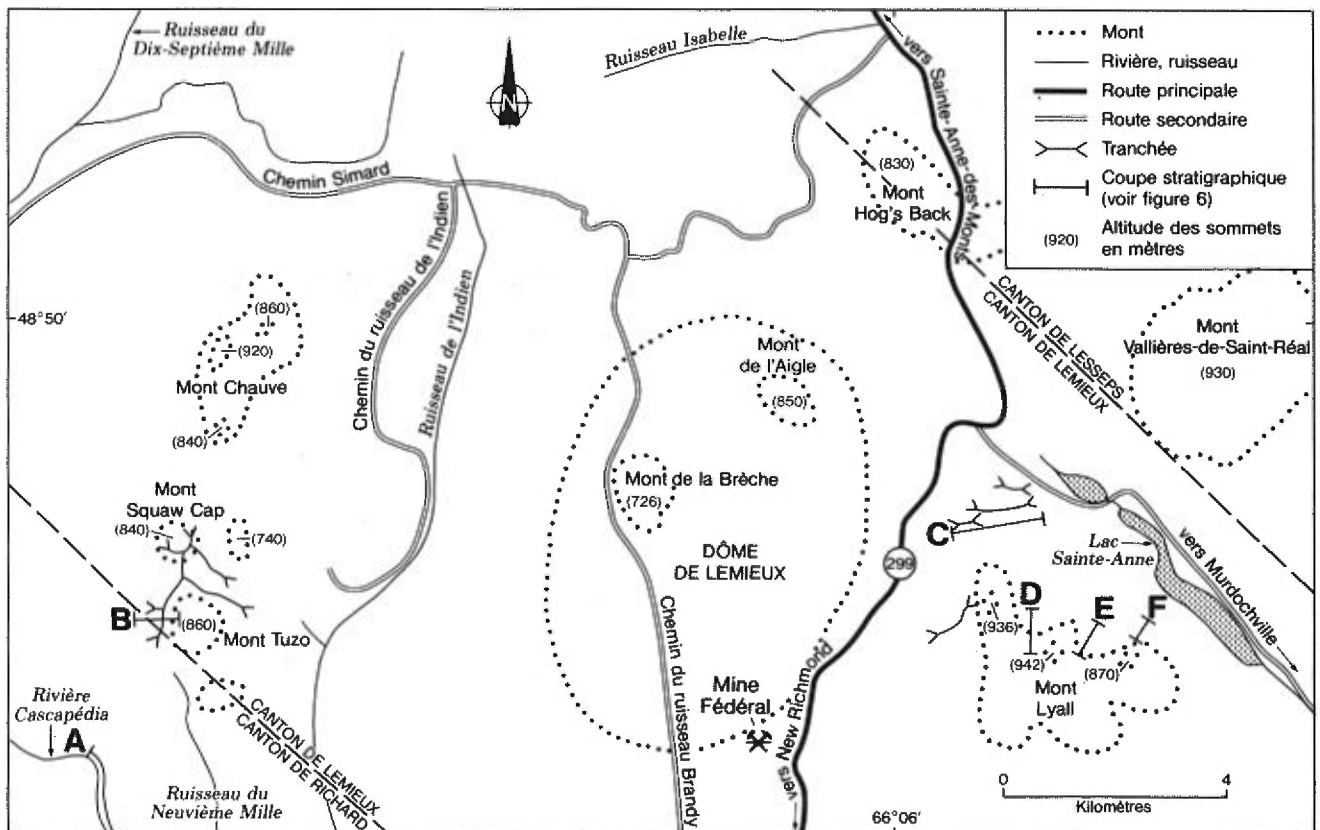


FIGURE 2 — Localisation des sites étudiés.



FIGURE 3 — De gauche à droite, les monts Tuzo, Squaw Cap et Chauve, avec le dôme Lemieux au premier plan.



FIGURE 4 — Le flanc nord du mont Lyall.

et le mont Vallières-de-Saint-Réal (930 m). Le dôme de Lemieux (850 m), sans doute le site le plus étudié en raison de ses indices minéralisés, occupe le centre de la région.

Méthode de travail

Dans les secteurs récemment cartographiés, où la plupart des éléments structuraux et la localisation des affleurements accessibles étaient déjà portés sur les cartes, notre travail a consisté à décaper, échantillonner et redécrire les roches plutoniques et volcaniques, et à rechercher les indices minéralisés.

Dans le secteur du mont Lyall, nous avons recartographié en détail trois vallées situées sur le flanc est de la montagne et, pour pallier à la pauvreté des affleurements du versant nord, nous y avons fait creuser une tranchée d'une longueur de 1 175 m orientée est-ouest.

Dans le secteur des monts Tuzo et Squaw Cap, nous avons poussé des cheminements à la recherche de nouveaux affleurements et nous avons fait creuser des tranchées, du sud du mont Tuzo jusqu'au nord du mont Squaw Cap, avec deux ramifications vers la vallée à l'est du mont Tuzo. Nous avons exécuté au total environ 14 km de tranchées qui se sont révélées de précieuses sources de renseignements sur le volcanisme de la région.

Nous avons visité un certain nombre d'intrusions du dôme de Lemieux et analysé en particulier les roches magmatiques retrouvées dans les forages et les tranchées exécutés par la Soquem en 1985-86, au sud-ouest du mont de la Brèche. Les volcanites et les intrusions de la bordure sud du dôme ont également été revues pour tenter de découvrir un lien entre, d'une part, les venues magmatiques et les minéralisations du dôme de Lemieux et, d'autre part, la présence des centres volcaniques des monts Tuzo et Squaw Cap, à l'ouest du dôme, et du mont Lyall, à l'est. Dans la partie nord de la région, les plutons de granitoïdes du mont Chauve et du mont Hog's Back furent recartographiés et tous les filons magmatiques entre ces monts et le ruisseau Isabelle ont été revus et échantillonnés.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques exécutés dans le centre-nord de la Gaspésie, entre la rivière Cascapédia et le lac Sainte-Anne, ont été les études de Logan (1863) et de Richardson (1859). Ces travaux étaient axés sur la prospection de gisements de charbon. Ellis (1885), pour sa part, a décrit la géologie de terrains situés le long de plusieurs cours d'eau du centre de la Gaspésie, entre autre le ruisseau aux Saumons, un affluent de la rivière Cascapédia qui coule à l'ouest du dôme de Lemieux. Low (1885), quant à lui, a publié un compte rendu de la géologie des abords de la rivière Sainte-Anne, jusqu'au lac Sainte-Anne.

L'intérêt pour le centre-nord de la Gaspésie s'est accru en 1909 lorsque des prospecteurs découvrirent des blocs

minéralisés en galène près du ruisseau Berry Nord, à l'endroit où fut implantée par la suite la mine Fédéral. Mailhot (1919) dressa une carte géologique des environs de la mine Fédéral, mais ce sont surtout les rapports d'Alcock (1926 et 1927) qui firent le point sur les connaissances géologiques de la région. Alcock (1921) a dressé une carte à l'échelle de 4 000 pieds au pouce (carte n° 1935) couvrant 180 km² du secteur de la mine Fédéral. En 1923 et 1924, il poursuivit ses travaux pour inclure le mont Albert (carte n° 2060). Les principales masses de granite et de rhyolite y ont été décrites sommairement. Jones (1930) cartographia une région de 130 km² au nord et à l'ouest des monts Berry.

McGerrigle (1954), pour sa part, cartographia les cantons de Lemieux et de Richard. Ces travaux furent prolongés vers le sud par Carbonneau (1959) dont le rapport couvre des parties des cantons de Dunière, de Gravier, de Richard et de Clarke. Ces deux auteurs ont décrit sommairement les roches volcaniques dévoniennes des monts Tuzo et Lyall.

Auger (1955) publia une synthèse des connaissances sur les gisements de zinc et de plomb dans le canton de Lemieux, couvrant principalement les travaux exécutés entre 1942 et 1944.

Robert (1966) effectua la première étude géologique détaillée couvrant la partie nord du dôme de Lemieux, le mont de l'Aigle et le mont Hog's Back. Sikander (1975), quant à lui, a revu le territoire du synclinal des monts Berry pour en évaluer le potentiel en hydrocarbures.

Tremblay *et al.* (1975) ont publié des cartes géochimiques des sédiments de ruisseau couvrant la région du mont Albert. Les éléments étudiés étaient : Cu, Zn, Pb, Ni, Co et U.

Duquette (1981) a publié une compilation géoscientifique qui fait le point sur tous les travaux exécutés à cette date dans la région. Cette compilation comprend des cartes diverses : magnétométrie, EM au sol et polarisation spontanée, polarisation provoquée, cuivre dans le sol, forages et géologie.

Duquette *et al.* (1984) ont produit un important document de synthèse intitulé : *Géologie et forages stratigraphiques — Région du mont Vallières-de-Saint-Réal, cantons de Lesseps et de Lemieux*. Nous avons revu dans nos travaux la partie de leur carte portant sur les environs du lac Sainte-Anne. Girard (1984) a fait une étude sommaire des felsites du centre-nord de la Gaspésie. Ces felsites ont été réétudiées dans notre travail. Stevens (1985b) a rédigé un mémoire de maîtrise sur la géologie et les inclusions fluides des veines de Zn-Pb-Cu du dôme de Lemieux.

La stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal de la région étudiée a fait l'objet d'une remise à jour par Lachambre (1987) et les Calcaires supérieurs de Gaspé ont été revus par Rouillard (1984). Au MER, on prépare actuellement des cartes de compilation géologique des feuilles SNRC 22A/13 et 22B/16 (Lachambre & Brisebois, en préparation).

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Gilles Duquette, géologue résident du MER à Sainte-Anne-des-Monts, qui n'a pas ménagé son temps et ses précieux conseils et ce, depuis le début des travaux en 1983. Nous avons aussi beaucoup apprécié l'assistance et les conseils des géologues régionaux pour la Gaspésie, Brian Skidmore et Daniel Brisebois. Denis Simoneau, géologue régional de la Gaspésie pour la Soquem, jusqu'en 1987, et son assistant, Denis Landry, nous ont aimablement permis de consulter les cartes, carottes de forage et journaux de sondage de leurs travaux sur le dôme de Lemieux. Louis Caron, alors de Noranda Exploration Ltée, a mis à notre disposition une carte du dôme de Lemieux et Kirk Stevens nous a fourni de nombreuses informations sur la géologie du dôme. Gaétan Lachambre a localisé avec précision toutes les informations géologiques disponibles sur des cartes de compilation qu'il a mises à notre disposition. Sylvain Desbiens nous a fourni des indications précieuses sur la biostratigraphie de la Formation de York River. Toutes ces personnes méritent notre gratitude.

De nombreux étudiants ont collaboré à ce travail, tant sur le terrain qu'en laboratoire. Nous tenons à remercier

tout particulièrement Claude Bellehumeur qui a oeuvré à ce projet et à des projets connexes depuis 1983. En 1983, les chefs d'équipes étaient L. Bernier et D. Kelly, et les assistants, B. Durand, J.F. Marier, A. Tison, T. Spiegle, J. Thevenin, A. Roy, C. Bellehumeur et M. Doyon. En 1984, les étudiants C. Bellehumeur et M. Doyon ont pris en charge le projet. En 1985, le chef d'équipe était M. Doyon et les assistants A. Roy, J.P. Behaxeteguy, S. Desautels et A. Cormier. En 1986, le chef d'équipe était M. Doyon et les assistants étaient J.P. Behaxeteguy, C. Dalpé, P. Laurin et A. Pesant. Nous avons aussi reçu l'aide de A. Roy et P. Richard, qui travaillaient à un autre projet, ainsi que celle de I. Thivierge qui s'occupait de la préparation des échantillons en laboratoire. Pour les travaux d'analyse, nous avons reçu l'assistance de Victor Kubat, Christian Dallaire et Jean-Luc Bastien du laboratoire de géochimie analytique de l'École Polytechnique, et de Gilles Gauthier du laboratoire de géochimie de l'Université de Montréal. Les lames minces ont été préparées par Gaston Gélinas et Louis Évrard des *Ateliers pétrographiques* de l'École Polytechnique. Nous remercions également le personnel de l'IREM, en particulier Valérie Virard, Guylaine Turgeon, Chantal Desjardins et Sylvia Morneau, pour leur assistance dans la gestion financière de ce projet depuis 1983, et Sabine Plusquellec pour son travail de dactylographie.

Géologie générale

Les roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie affleurent entre le ruisseau aux Saumons (un affluent de la rivière Cascapédia), la route transgaspésienne (route 299) et le lac Sainte-Anne. Elles sont logées dans les formations siluro-dévonienne du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé. Ces roches siluro-dévonienne reposent en discordance angulaire sur les roches cambro-ordoviciennes du Supergroupe de Québec qui forment, avec la faille des Chic-Chocs sud, la limite nord de notre région.

Environnement tectonostratigraphique

La Gaspésie fait partie de l'orogène appalachien-calédonien. Les théories récentes sur la formation de l'orogène appalachien ont été très influencées par le modèle de la tectonique des plaques. Wilson (1966) fut le premier à utiliser ce modèle pour expliquer l'évolution des Appalaches. Il émit l'hypothèse que l'orogène résulterait de l'ouverture d'un océan proto-Atlantique, au Protérozoïque, et de sa fermeture au Paléozoïque. Dewey (1969) et Bird & Dewey (1970) ont raffiné ce modèle d'expansion et de contraction de l'océan proto-Atlantique pour expliquer les différentes phases de l'évolution de l'orogène appalachien.

Williams (1978a et 1978b) a subdivisé les Appalaches de Terre-Neuve en cinq zones principales sur la base des contrastes stratigraphiques et structuraux entre des assemblages de roches dont les âges s'étendent du Précambrien à l'Ordovicien moyen. Ces zones sont appelées, du nord-ouest au sud-est : Humber, Dunnage, Gander, Avalon et Méguma. Par la suite, elles ont été étendues à l'ensemble des Appalaches. Le centre-nord de la Gaspésie chevauche la zone de Humber, qui correspond à l'ancienne marge continentale de l'Amérique du Nord, et la zone de Dunnage qui représente les vestiges du domaine océanique de l'Iapétus (proto-Atlantique) avec ses séquences de volcanites, d'arcs insulaires et de mélanges. Ces deux zones sont séparées par une suture, la ligne Baie Verte-Brompton (Williams & St-Julien, 1978), le long de laquelle apparaissent des complexes d'ophiolites, lambeaux de l'ancienne croûte océanique transportés sur la marge continentale au cours de la fermeture de l'Océan Iapétus.

À quelle époque eut lieu la fermeture définitive de l'Iapétus? Pour Williams (1979), l'orogénèse taconique (Ordovicien moyen à tardif) correspondrait à la fermeture de l'océan, à la destruction de la marge continentale américaine (zone de Humber) et à l'obduction sur cette marge des complexes ophiolitiques et des mélanges. Béland (1982) endosse cette hypothèse et, constatant l'absence d'ophiolites post-taconiques, prétend que la

sédimentation siluro-dévonienne serait due à la persistance d'un bras de mer sur une croûte continentale. Par contre, Bird & Dewey (1970), McKerrow & Ziegler (1971), Rust (1981), Hatch (1982) et Bradley (1983) reportent la fermeture finale de l'Océan Iapétus à l'époque siluro-dévonienne. Van Staal (1987) applique au nord du Nouveau-Brunswick un modèle dont la caractéristique principale est la formation, à l'Ordovicien précoce à moyen, d'un bassin d'arrière-arc, à l'est d'un arc magmatique. Ce bassin se serait fermé à la fin du Caradoc (Ordovicien tardif) à la suite de la collision entre l'arc magmatique et le craton nord-américain:

Van der Pluijm (1987) suggère pour sa part que la convergence des plaques a persisté de l'Ordovicien moyen jusqu'au Dévonien, bien que la déformation ne soit pas partout du même âge et de la même intensité. Il prétend, en ce qui concerne les Appalaches de Terre-Neuve, que la fermeture de l'Iapétus se serait effectuée en trois stades de collision entre le craton nord-américain et un arc volcanique situé au sud-est du craton. Cet arc et un bassin d'arrière-arc se seraient formés au début de l'Ordovicien, lorsque la croûte océanique de l'Iapétus subissait une subduction vers l'est. La première collision serait survenue à l'Ordovicien moyen lorsque l'arc volcanique buta contre le craton nord-américain, arrêtant l'expansion du bassin d'arrière-arc. Le second stade de cette collision serait survenu au Silurien et correspondrait à la fermeture du bassin marginal accompagné d'un chevauchement des couches volcanosédimentaires ainsi que d'un télescopage du prisme d'accrétion. Le troisième stade serait survenu au Dévonien et aurait consisté en mouvements de décrochements attribuables soit au rétrécissement continu de la croûte, soit à un cisaillement majeur causé par le mouvement entre la plaque nord-américaine et la plaque africaine.

Béland (1982) invoque également l'hypothèse des décrochements dextres pour expliquer la déformation acadienne, au Dévonien. Bradley (1983), s'appuyant sur le modèle de McKerrow & Ziegler (1971), endosse l'hypothèse de Rodgers (1981) et de Hon & Roy (1981), laquelle laisse supposer que le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé constitue un bassin d'arrière-arc. Cependant, la nature des roches volcaniques répertoriées jusqu'ici dans le Siluro-Dévonien de la Gaspésie nous permet de mettre en doute cette hypothèse. Le chimisme des volcanites confirme plutôt l'hypothèse de Bédard (1986) selon laquelle le synclinorium serait un environnement intraplaque anorogénique, peut-être un bassin d'arrière-arc modifié par une zone de rift fortement influencée par le coulissage latéral le long de failles de décrochement. Cette interprétation est aussi en accord avec celle de Dostal *et al.* (1989) qui situent la ceinture volcanique de Tobique dans l'environnement tectonique en transpression d'un rift continental.

Domaines lithologiques et structuraux

Béland (1982) a divisé le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé de l'est de la Gaspésie en deux domaines lithologiques et structuraux différents qui correspondent à deux environnements tectoniques, séparés approximativement par l'anticlinal de la rivière Saint-Jean. Le domaine sud, comportant des séquences de turbidites (Groupe de Fortin), des siliciclastites et des empilements volcaniques (Groupe de Chaleurs), se serait déposé dans un environnement de plate-forme profonde et dans un milieu tectonique actif (Rust, 1981). Le domaine nord, qui concerne plus spécifiquement la région étudiée, consiste en un milieu de plate-forme allant de peu profond à profond, en milieu tectonique relativement stable, caractérisé par des boues calcareuses, des calcaires, des siltstones, des grès, et des volcanites. Les unités lithostratigraphiques du domaine nord sont le Groupe de Chaleurs, les Calcaires supérieurs de Gaspé et les Grès de Gaspé dont la succession suggère un cycle de transgression-régression, accompagné d'une recrudescence du volcanisme contemporaine de la sédimentation des Grès de Gaspé.

Stratigraphie des roches siluro-dévonniennes

Les roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie se sont mises en place entre la fin du Silurien et la fin du Dévonien précoce. Elles sont intercalées dans un empilement de roches sédimentaires dont la base est constituée par la Formation d'Awantjish du Groupe de Chaleurs et le sommet par la Formation de York River des Grès de Gaspé. Dans le secteur qui concerne notre étude, les unités du Groupe de Chaleurs et des Calcaires supérieurs de Gaspé ont été délimitées respectivement par Lachambre (1987) et Rouillard (1984), en regard de la stratigraphie établie à l'est de la péninsule. Les Grès de Gaspé pour leur part furent peu étudiés. Leur cartographie remonte à la période de 1947 à 1951. McGerrigle (1954) en fit une description sommaire pour la région de Courcelette alors que Carbonneau (1959) fit une analyse plus poussée de la région de Richard-Gravier dont la partie nord correspond à la limite sud de notre région.

Le tableau 1 résume la stratigraphie et les principaux caractères lithologiques des formations de la région étudiée. Le Groupe de Chaleurs, qui affleure à la limite nord de la région et au dôme de Lemieux, est d'âge Silurien précoce à Dévonien précoce et s'est formé au cours de la transgression marine pré-acadienne. Il est représenté par les shales de la Formation d'Awantjish, les orthoquartzites de la Formation de Val-Brillant, les calcaires dolomitiques localement récifaux de la Formation de Sayabec et les grès fins de la Formation de Saint-Léon. La Formation d'Awantjish est peu représentée; un des rares affleurements se situe le long du ruisseau Isabelle, à environ 150 m à l'ouest de la route transgaspésienne. La Formation de Val-Brillant surmonte les shales de l'Awantjish et forme des falaises escarpées d'orthoquartzites blancs. Cette formation qui fait de 40 à 80 m

d'épaisseur (Lachambre, 1987) est recouverte par les calcaires dolomitiques et par les calcaires nodulaires de la Formation de Sayabec d'une épaisseur de 70 à 140 m. Ces deux formations sont injectées de filons plus ou moins concordants de felsite blanche, dont certains affleurements présentent des structures colonnaires. À un endroit, à environ 140 m à l'ouest de la route transgaspésienne, le long du chemin Simard, la felsite est chenalisée, ce qui laisse supposer que cette roche serait formée de cendres volcaniques remobilisées le long de dépressions topographiques. C'est, dans ce secteur, le seul indice d'une manifestation volcanique au Silurien. Sur le Sayabec reposent les grès fins de la Formation de Saint-Léon qui font plus de 1 000 m d'épaisseur (Lachambre, 1987). Ces grès sont à leur tour injectés de filons de felsites de plus en plus nombreux à mesure qu'on se rapproche de l'intrusion du mont Hog's Back.

Les Calcaires supérieurs de Gaspé se sont déposés au Dévonien précoce au cours de l'extension maximale du bassin siluro-dévonien. Ils sont subdivisés en trois formations : Forillon, Shiphead et Indian Cove. Ces formations affleurent très bien sur le dôme de Lemieux et au nord-est de cette structure (Rouillard, 1984). Sur le dôme, leur distribution et leur épaisseur sont mal définies en raison des nombreuses failles qui déplacent les strates.

La Formation de Forillon consiste généralement en mudstone calcareux et en calcaire siliceux. Dans la région étudiée, la meilleure coupe de la Formation de Forillon est celle du forage 308-05 de la Soquem, sur le dôme de Lemieux, où l'on observe 176,6 m de mudstone et de calcaire argileux (Simoneau, 1985; Bellehumeur & Valiquette, 1986) comprenant trois lits de tuf et de bentonite.

La Formation de Shiphead est composée surtout de calcaire argileux et de mudstone calcareux. Son intérêt réside dans le fait qu'elle constitue l'unité stratigraphique hôte des zones minéralisées B et C du gisement de cuivre de Murdochville. Dans une section incomplète du forage 308-05 de la Soquem, une épaisseur de 127 m de cette unité a été observée. Le niveau de mudstone situé entre 20,7 et 29,2 m de la base contient trois lits de bentonite de 2 à 8 cm d'épaisseur chacun. Dans les 78 mètres suivants, on observe 25 lits de tuf et de bentonite de 5 à 60 cm d'épaisseur (Bellehumeur & Valiquette 1986). Par ailleurs, une coupe de terrain, à l'est du dôme de Lemieux (même référence), montre six lits de bentonite de 2 à 8 cm d'épaisseur. Ces tufs et bentonites témoignent de l'activité volcanique acide au Dévonien précoce.

La Formation d'Indian Cove est constituée en majeure partie de calcaire siliceux plus ou moins laminé. Elle est bien représentée autour du dôme de Lemieux et dans le synclinal entre le dôme et le mont Hog's Back. On y observe aussi des volcanoclastites mafiques.

La partie supérieure de l'empilement sédimentaire de la région, les Grès de Gaspé, s'est déposée au cours de la régression marine au Dévonien précoce. Dans le centre-nord de la Gaspésie, les Grès de Gaspé sont représentés par les deux unités inférieures du groupe : la Formation de York Lake, une alternance de lits de grès gris-vert et de

TABLEAU 1 — Sommaire de la stratigraphie et principaux caractères lithologiques des formations de la région étudiée

Âge	Groupes	Formations	Lithologies	
DÉVONIEN	Roches intrusives		Dykes et filons mafiques Dykes et filons felsiques Granites	
DÉVONIEN PRÉCOCE	GRÈS DE GASPÉ	York River	Grès verdâtres, mudstones gris ou verts, laves et pyroclastites mafiques et felsiques	
		York Lake	Grès et mudstones de type York River, calcaires siliceux et silteux de type Indian Cove, laves et pyroclastites mafiques et felsiques	
	CALCAIRES SUPÉRIEURS DE GASPÉ	Indian Cove	Calcaires siliceux, calcaires silteux, laves et pyroclastites mafiques et felsiques	
		Shiphead	Calcaires argileux et mudstones calcaireux, calcaires peu argileux, shales, bentonites, laves et pyroclastites mafiques et felsiques	
		Forillon	Mudstones calcaireux, calcaires siliceux, tufs et bentonites	
SILURIEN ET DÉVONIEN BASAL	CHALEURS	Indian Point	S a i n t L é o n	Grès très fins, calcaires rubanés, mudstones rouges
		West Point		Calcaires récifaux, calcirudites
		Gascons		Grès très fins gris verdâtres
		Sayabec	Calcaires dolomitiques, calcaires nodulaires	
		Val-Brillant	Orthoquartzites blancs	
		Awantjish	Shales calcaireux à non calcaireux, gris ou verts	

calcaire de type Indian Cove (Rouillard, 1984) et la Formation de York River composée de grès et mudstones gris-vert. Dans la région étudiée, la Formation de York River comprend en plus un empilement important de roches volcaniques bimodales composées de basaltes, de rhyolites et de volcanoclastites basaltiques et rhyolitiques interstratifiées avec les grès. Ce sont ces roches volcaniques qui font l'objet d'une partie importante de la présente étude.

Au Dévonien tardif, ces formations siluro-dévonniennes, soumises aux contraintes de l'orogénèse acadienne, se sont déformées et servent d'encaissant aux plutons de granitoïde du mont Chauve et du mont Hog's Back (figure 5). Le mont Chauve est situé à 4,5 km au nord du mont Tuzo, alors que le mont Hog's Back est situé au nord-est de la région étudiée, en bordure de la route transgaspésienne. De nombreux dykes et filons-couches de felsites subvolcaniques injectent les roches sédimentaires de la partie nord de la région et du dôme de

Lemieux. Enfin des dykes de diabase recoupent toute la séquence stratigraphique.



FIGURE 5 — Le mont Hog's Back et son sommet dénudé. Photographie prise de la route 299, au sud.

Stratigraphie des roches magmatiques

Lithostratigraphie des roches volcaniques

Les roches volcaniques présentes dans les quatre groupes sédimentaires de la région étudiée sont : les tufs de la Formation de Sayabec, les tufs et les bentonites des formations de Shiphead et de Forillon, les volcanoclastites mafiques de la Formation d'Indian Cove et, les plus abondantes, les volcanites de la Formation de York River. Les volcanoclastites des Calcaires supérieurs de Gaspé sont des faciès distaux d'un empilement important affleurant plus à l'est, dans la région du ruisseau Lesseps; cet empilement fait l'objet d'une étude à part.

Les volcanites de la Formation de York River s'étendent sur une cinquantaine de kilomètres, du mont Conique, à l'ouest, au mont Brown, à l'est. À l'est du mont Lyall, elles sont en transition avec les volcanites des Calcaires supérieurs de Gaspé. Dans le secteur étudié, les volcanites se retrouvent au-dessus d'une certaine épaisseur de grès de la Formation de York River (environ 500 m à la rivière Cascapédia et une centaine de mètres au mont Lyall). Les volcanites de la Formation de York River ont une épaisseur moyenne d'environ 700 m à la rivière Cascapédia et au mont Lyall. Elles sont bimodales, composées surtout de basaltes et de rhyolites. Les basaltes sont les mieux représentés puisqu'ils affleurent sur l'ensemble du territoire étudié. Les rhyolites, pour leur part, sont concentrées en majeure partie aux monts Tuzo, Squaw Cap et Lyall. Certaines manifestations du volcanisme acide apparaissent également au sud et au nord-est du dôme de Lemieux. Cependant, il est difficile dans ce secteur de départager les rhyolites volcaniques des rhyolites hypabyssales en raison de la rareté des affleurements.

Les roches volcaniques de la Formation de York River comprennent deux séquences mafiques alternant et deux séquences felsiques. Ces quatre séquences superposées sont, dans l'ordre stratigraphique : l'unité mafique inférieure, l'unité felsique inférieure, l'unité mafique supérieure et l'unité felsique supérieure. Les volcanites des trois unités basales sont interstratifiées avec des roches sédimentaires typiques de la Formation de York River.

Cette division lithostratigraphique des volcanites de la Formation de York River a été établie à partir des coupes des alentours des monts Tuzo et Lyall (figure 6). Les faciès rhyolitiques ayant une forte tendance à être lenticulaires, cette division ne s'applique intégralement qu'aux centres volcaniques. Dans les coupes éloignées de ces centres, l'unité felsique supérieure n'est pas représentée. De plus, la division entre les deux unités mafiques tient à l'observation de l'unité felsique inférieure qui les sépare. Dans les secteurs qui présentent peu d'affleurements, il devient difficile de reconnaître

la stratigraphie des volcanites de la Formation de York River.

Dans les sections suivantes, nous décrivons les principales coupes de roches volcaniques de la Formation de York River en procédant d'ouest en est : coupes de la rivière Cascapédia, des monts Tuzo et Squaw Cap et du mont Lyall.

COUPE DE LA RIVIÈRE CASCAPÉDIA

Sur les rives de la rivière Cascapédia, au sud-ouest du mont Tuzo, affleurent les trois unités volcaniques inférieures de la Formation de York River. Les strates inclinées en position normale d'environ 25° vers le sud-est sont, sur une distance d'un peu plus de deux kilomètres, les volcanoclastites mafiques et une coulée de basalte de l'unité mafique inférieure, les tufs à lapilli de l'unité felsique inférieure et les basaltes de l'unité mafique supérieure (figure 6, coupe A).

La base de l'empilement volcanique est constituée de pyroclastites mafiques localement remaniées (épiciastites), en bancs de granulométrie variable. On les observe sur deux affleurements d'environ 100 et 200 m de longueur de part et d'autre de la rivière. L'affleurement le plus au nord, sur la rive ouest, présente un chenal d'érosion d'une vingtaine de mètres de largeur à faible plongement vers l'ouest. On observe dans le deuxième affleurement un autre chenal d'érosion de même direction que le précédent, mais d'environ un mètre de largeur (figure 7).

Sur la rive est, au sud des affleurements précédents, sont exposés des grès, des siltstones et des mudstones composés en grande partie de matériaux volcaniques. Ces épiciastites mafiques sont recouvertes par une coulée de basalte de 7 m d'épaisseur, bréchique sur 2 m à son sommet (figure 8). Ce basalte, exposé dans une falaise, est recouvert par des grès et des mudstones typiques de la Formation de York River.

À quelque 400 m au sud de cette falaise, deux bancs de tufs à lapilli de l'unité felsique inférieure affleurent sur environ 60 m, de la rive est jusqu'au milieu de la rivière. Le banc inférieur, dont la base n'est que partiellement exposée, fait 25 m d'épaisseur. La base riche en blocs d'un autre banc émerge lorsque le niveau de la rivière est très bas. Ces tufs contiennent des lapilli et blocs de rhyolite, ponce, basalte, perlite ainsi que de rares fragments de roches sédimentaires.

En aval des tufs à lapilli, la rive est de la rivière expose de façon discontinue, sur une distance de 900 m, une alternance de coulées de basaltes bréchiques et de grès généralement rougeâtres de l'unité mafique supérieure.

L'ensemble des unités volcaniques de la rivière Cascapédia constitue un empilement d'environ 700 m d'épaisseur. Cette mesure est en accord avec les observations de McGerrigle (1954).

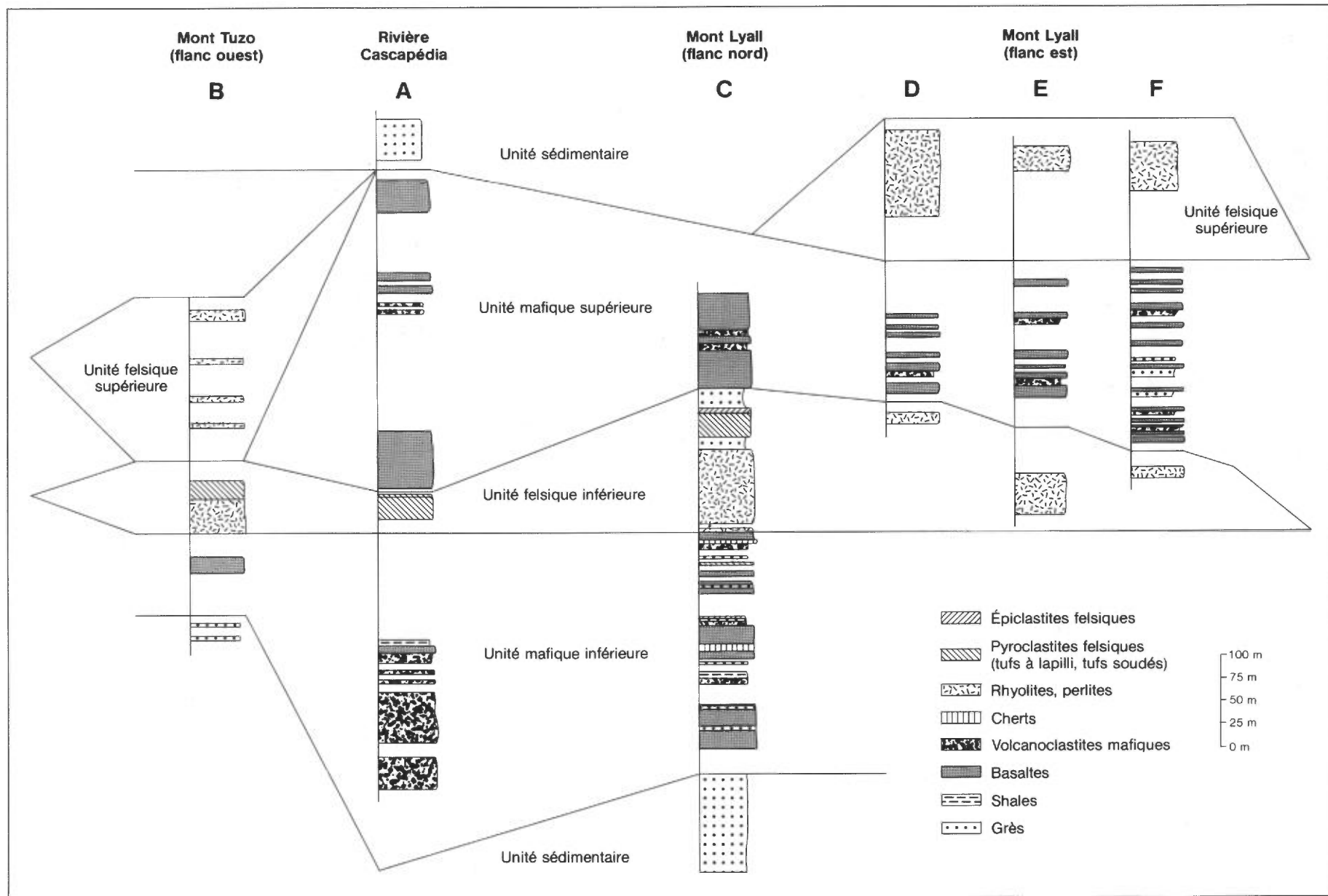


FIGURE 6 — Lithostratigraphie des volcanites de la Formation de York River (coupes localisées à la figure 2).

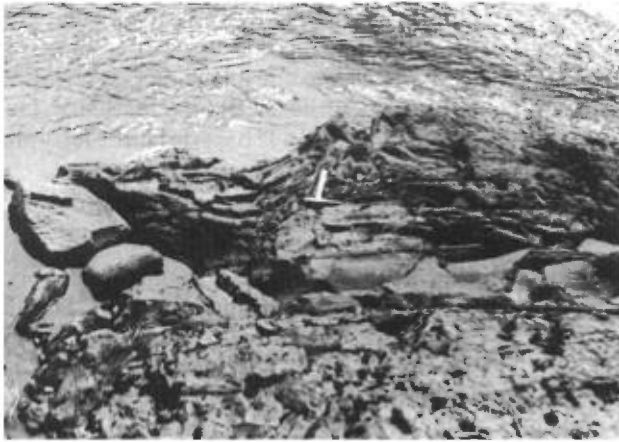


FIGURE 7 — Chenal d'érosion dans les épicastites mafiques de l'unité mafique inférieure à la rivière Cascapédia.

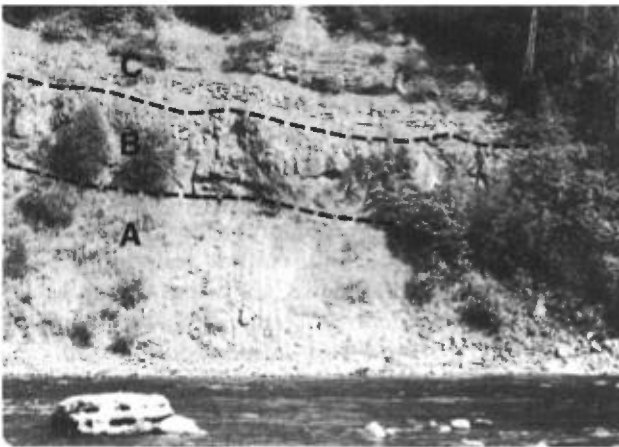


FIGURE 8 — Coulée de basalte de l'unité mafique inférieure, à la rivière Cascapédia. Le basalte (B) à sommet bréchié repose sur des volcanoclastites mafiques (A) et est recouvert de grès et de siltstones (C).

COUPES DES MONTS TUZO ET SQUAW CAP

Les monts Tuzo et Squaw Cap sont le siège d'un centre volcanique comme en témoignent les coulées de rhyolites qu'on y retrouve. Quatorze kilomètres de tranchées creusées au cours des étés de 1985 et 1986 y ont dégagé des volcanoclastites mafiques et des basaltes de l'unité mafique inférieure, des tufs à lapilli et des rhyolites de l'unité felsique inférieure ainsi que des rhyolites et des perlites de l'unité felsique supérieure. Les unités sont difficiles à suivre en raison des variations d'épaisseur et de la nature probablement intrusive de certaines rhyolites; des failles viennent aussi compliquer les relations stratigraphiques.

L'unité mafique inférieure est représentée par des basaltes et des volcanoclastites mafiques à grain fin (figure 6, coupe B). Les basaltes affleurent dans les vallées à l'est et à l'ouest du mont Tuzo, alors que les pyroclastites mafiques furent dégagées le long de la tranchée sur le flanc est du mont Squaw Cap.

L'unité felsique inférieure comprend des tufs à lapilli ressemblant à ceux de la rivière Cascapédia et des rhyo-

lites blanches et beiges. Les tufs à lapilli de la région du mont Tuzo contiennent les mêmes fragments que ceux de la rivière Cascapédia, mais sont plus grossiers. Ils sont aussi plus épais, ayant une puissance d'environ 100 m. Les rhyolites forment des dômes de 50 à 300 m de largeur apparente, au sein des tufs à lapilli. Les contacts exposés dans la tranchée sur le flanc ouest du mont Tuzo sont de nature variable : généralement concordants, mais localement discordants et verticaux. Dans ce dernier cas, la rhyolite peut s'être mise en place de façon intrusive ou avoir été déplacée par une faille.

L'unité mafique supérieure n'affleure pas aux monts Tuzo et Squaw Cap; on la retrouve au sud du lac du Neuvième Mille.

L'unité felsique supérieure consiste en rhyolites brunes présentant localement des bordures de trempe vitreuses, les perlites. Le contact inférieur de la rhyolite est exposé dans les tranchées des flancs sud et est du mont Squaw Cap. Ce contact est discordant, la rhyolite reposant subhorizontalement sur des couches inclinées d'une vingtaine de degrés vers le sud (figure 9). Ces couches inclinées appartiennent, du nord au sud, à l'unité de grès prévolcaniques, à l'unité mafique inférieure et à l'unité felsique inférieure. Cette relation discordante peut s'expliquer en considérant les rhyolites comme des cryptodômes, c'est-à-dire des intrusions de faible profondeur. Les autres rhyolites de l'unité felsique supérieure reposent sur les tufs à lapilli de l'unité felsique inférieure; leurs contacts n'ont cependant pas été observés.

La relation stratigraphique entre l'unité felsique supérieure et l'unité mafique supérieure est incertaine étant donné que la zone de contact n'a pas été observée.

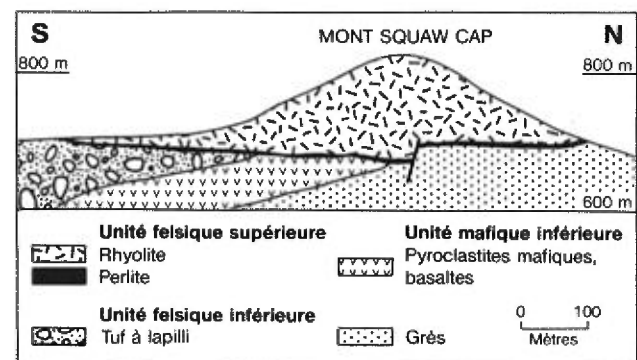


FIGURE 9 — Coupe géologique nord-sud du mont Squaw Cap.

COUPES DU MONT LYALL

Les unités volcaniques sont mieux exposées au mont Lyall qu'au mont Tuzo. La base de l'empilement est assez bien représentée dans la tranchée est-ouest au nord du mont Lyall (figure 6, coupe C), alors que les unités felsique inférieure, mafique supérieure et les rhyolites rouges de l'unité felsique supérieure sont mieux exposées le long des ruisseaux qui dévalent les flancs est et nord-est de la montagne (figure 6, coupes D, E, F).

Tranchées du flanc nord du mont Lyall

Au cours de l'été 1986, une tranchée est-ouest de 1 175 m de longueur, creusée au nord du mont Lyall (figure 6, coupe C), exposait une coupe presque continue des trois unités à la base de l'empilement volcanique : l'unité mafique inférieure, l'unité felsique inférieure et une partie de l'unité mafique supérieure. La direction des couches est plus ou moins nord-sud et le pendage d'environ 45° vers l'est. Une deuxième tranchée au sud-ouest de la précédente expose les grès et les mudstones sous-jacents aux basaltes de l'unité mafique inférieure. Le contact entre les sédiments et les volcanites passe entre les deux tranchées.

Le tableau 2 décrit les unités lithologiques observées le long de la tranchée. La séquence volcanique débute par les basaltes de l'unité mafique inférieure alternant avec des grès verts. Ce sont des basaltes porphyriques en coulées d'environ 5 m d'épaisseur, vacuolaires et bréchiques au sommet. Les roches sédimentaires y sont localement fossilifères; un banc de schiste argileux (sous-unité 11) contient des brachiopodes et des fragments de poissons (Desbiens, 1989; communication personnelle). Il importe de signaler la présence dans l'unité mafique inférieure de deux bancs de chert localement pyriteux (sous-unités 16 et 33), faisant respectivement 6 et 2 m d'épaisseur, et d'un horizon de tuf à lapilli (sous-unité 28). L'épaisseur totale de l'unité mafique inférieure est de 200 m.

La première sous-unité de l'unité felsique inférieure est une coulée de rhyolite (sous-unité 37) qui présente une grande variété de faciès allant des pierres ponces aux rhyolites à balles de sphérolites et aux felsites finement laminées. Elle est suivie d'un banc de grès rouge et vert (sous-unité 38) et d'un tuf soudé, vert et riche en cristaux (sous-unité 39), qui passe graduellement à un tuf remanié noir (sous-unité 40). L'épaisseur de l'unité felsique inférieure est de 150 m.

L'unité mafique supérieure repose sur un banc de grès volcanique vert, brun ou rouge (sous-unité 41). Elle est constituée de basaltes porphyriques massifs, localement amygdalaires ou bréchiques. L'unité mafique supérieure a, à cet endroit, une épaisseur minimale de 105 m, le sommet n'étant pas exposé. À la différence de l'unité mafique inférieure, l'unité mafique supérieure de cette coupe n'est pas interstratifiée avec des roches sédimentaires.

Coupes des ruisseaux des flancs est et nord-est du mont Lyall

Les ruisseaux qui dévalent les flancs est et nord-est du mont Lyall ont dégagé les couches subhorizontales de l'unité felsique inférieure, de l'unité mafique supérieure et de l'unité felsique supérieure (tableau 3). Trois colonnes stratigraphiques furent dressées (figure 6, coupes D, E, F) à l'aide des informations recueillies le long de ces ruisseaux. Les corrélations, dans le détail, d'une colonne à l'autre sont difficiles à faire en raison de la discontinuité des affleurements, bien que les ruisseaux ne soient éloignés les uns des autres que d'un kilomètre. Les con-

tacts entre les unités ne sont pas exposés, mais semblent concordants en raison de la continuité des épaisseurs. Dans ces coupes, on observe une alternance de basaltes et de sédiments dans l'unité mafique supérieure. On observe aussi des tufs à lapilli à la base de l'unité felsique supérieure de la coupe D (non montrés).

CONCLUSION

La séquence volcanique de la Formation de York River peut donc être divisée en quatre unités : l'unité mafique inférieure, l'unité felsique inférieure, l'unité mafique supérieure et l'unité felsique supérieure. Ces quatre unités se retrouvent de part et d'autre du dôme de Lemieux, dans les secteurs de la rivière Cascapédia et du mont Lyall.

L'unité mafique inférieure consiste en coulées de basalte plus ou moins porphyrique, aux sommets bréchiques, et en volcanoclastites de granulométrie grossière à fine. L'unité felsique inférieure comprend des rhyolites aux monts Lyall et Tuzo et à la bordure sud du dôme de Lemieux, des tufs à lapilli au mont Tuzo et à la rivière Cascapédia, ainsi que des tufs soudés et des tufs remaniés sur le flanc nord du mont Lyall. L'unité mafique supérieure consiste en une alternance de coulées de basalte et de lits de grès et de mudstones. Finalement, l'unité felsique supérieure comprend les rhyolites rouges et brunes et les perlites qui coiffent les sommets des monts Lyall, Tuzo et Squaw Cap. Elles forment également les sommets de deux collines à 1 km au sud du mont Tuzo et à 1 km à l'est du mont Squaw Cap.

Les rhyolites des deux unités felsiques ne sont pas partout concordantes sur les unités inférieures, comme le montrent les dômes et coulées du flanc ouest du mont Tuzo et du flanc est du mont Squaw Cap. Ces rhyolites discordantes ont probablement été mises en place de façon intrusive, sous forme de cryptodômes.

Géochronologie des roches volcaniques

Dans cette section, nous nous pencherons sur les données disponibles concernant l'âge des volcanites de la Formation de York River. Ces données proviennent de deux sources : les datations radiométriques des volcanites et les données paléontologiques disponibles pour les sédiments.

L'âge Dévonien inférieur de la Formation de York River, généralement admis pour les volcanites, a été remis en question par la découverte de verre volcanique frais au mont Squaw Cap. En effet, il n'existe que très peu d'occurrences de verre volcanique frais plus vieux que le Tertiaire (Marshall, 1961), bien que Palmer *et al.* (1988) aient décrit récemment des verres volcaniques précambriens sur l'île Michipicoten du lac Supérieur. Il semblait donc possible qu'une partie des volcanites, l'unité felsique supérieure, fût plus jeune, d'autant plus que les perlites exposées au mont Squaw Cap sont discordantes. Plusieurs datations par différentes méthodes ont donc été entreprises dans le but de lever l'ambiguïté qui pèse sur l'âge des volcanites.

TABLEAU 2 — Coupe de la tranchée du flanc nord du mont Lyall*

Sous-unité	Description	Épaisseur (m)
Unité mafique supérieure		
47	Couvert	
46	Basalte porphyrique massif	42
45	Brèche basaltique	5
44	Basalte	10
43	Brèche basaltique	6
42	Basalte	43
Unité felsique inférieure		
41	Grès volcanique vert, brun ou rouge avec cristaux de quartz idiomorphes à la base; l'altération superficielle donne des structures arrondies	22
40	Tuf remanié noir contenant des ponces et des cristaux	4
39	Tuf soudé vert contenant jusqu'à 30 % de cristaux de quartz et de feldspath rose; le contact supérieur est transitionnel avec la sous-unité 40	24
38	Grès rouge et vert; l'altération superficielle donne des structures arrondies	14
37	Rhyolite blanche, faiblement porphyrique	80
37E	Rhyolite laminée et plissotée; bandes massives centimétriques alternant avec des bandes argileuses	14
37D	Rhyolite poncée; vacuoles remplies de calcédoine laminée et sphérolitique à la base	9
37C	Rhyolite sphérolitique (sphérolites et bandes dévitrifiées massives dans une matrice d'argile verte); partie supérieure foliée	26
37B	Rhyolite faiblement laminée	17
37A	Rhyolite massive avec cavités miarolitiques abondantes de 5 à 10 mm, tapissées de quartz et remplies d'argile ou de calcédoine	14
36	Couvert	5
35	Rhyolite argilisée	4
Unité mafique inférieure		
34	Basalte vacuolaire, altéré au sommet, plus frais à la base; grain moyen, porphyrique; vacuoles de calcite	10
33	Chert gris bleuté stratifié à la base, probablement exhalatif; carbonates et niveaux ferrifères altérés vers le sommet	2
32	Brèche basaltique	5
31	Couvert	8
30	Grès gris-vert, à grain moyen	2
29	Couvert	3
28	Tuf à lapilli felsique à cristaux de quartz; feldspath et minéraux ferromagnésiens altérés dans une matrice fine gris-vert; vers la base, lapilli de 0,5 à 5 cm, fortement aplatis parallèlement à un plan de fissilité	4
27	Couvert	5
26	Basalte fortement porphyrique	7
25	Couvert	4
24	Basalte porphyrique, vacuolaire, à grain moyen	5
23	Grès gris-vert, à grain moyen et présentant des fragments noirs, probablement de plantes	1
22	Basalte; le tiers supérieur est vacuolaire et altéré	8
21	Couvert	25
20	Felsite altérée en argile verte, contenant des sphérolites	2
19	Grès rouge et vert	2
18	Brèche basaltique	4
17	Basalte à grain moyen, contenant des vacuoles de chlorite et calcite	2
16	Chert gris bleuté, probablement exhalatif, avec lits carbonatés ou ferrugineux; bancs de bentonite	6
15	Basalte massif légèrement vacuolaire (calcite) et porphyrique	9
14	Couvert	3
13	Grès vert, brun et rouge en bancs centimétriques	1
12	Couvert	8
11	Grès, schiste argileux et tuf très fossilifères	7
10	Brèche basaltique porphyrique, vacuolaire; traces de pyrite et de chalcopryrite	8
9	Couvert	20
8	Basalte massif vacuolaire à la base	4
7	Grès vert	1
6	Basalte vacuolaire altéré	21
5	Grès	1
4	Basalte vacuolaire altéré	6
3	Basalte porphyrique, massif, à grain moyen	15
2	Couvert	27
1	Grès vert	100

* Cette coupe se situe dans une tranchée creusée dans un ancien chantier de coupe de bois, sur le flanc nord du mont Lyall. On y accède par le chemin forestier qui débouche sur la route allant du lac Sainte-Anne à Murdochville, à la hauteur du petit lac Sainte-Anne.

TABLEAU 3 — Coupe F (ruisseau situé sur le flanc est du mont Lyall)*

Sous-unité	Description	Épaisseur (m)
Unité felsique supérieure		
39	Rhyolite porphyrique rouge, à texture trachytique parallèle à un plan de fissilité	10
Unité mafique supérieure		
38	Couvert	80
37	Basalte massif	6
36	Couvert	7
35	Basalte porphyrique massif; l'altération superficielle produit des structures arrondies de 30 cm de diamètre	6
34	Couvert	2
33	Basalte faiblement porphyrique, à grain fin; il est décoloré et enrichi en amygdales vers le haut	8
32	Couvert	9
31	Basalte porphyrique; il semble y avoir un empilement de petites coulées de granulométrie légèrement différente	7
30	Basalte scoriacé	1
29	Brèche basaltique	7
28	Couvert	6
27	Basalte porphyrique à amygdales aplaties	7
26	Couvert	13
25	Basalte massif	7
24	Couvert	12
23	Siltstone	5
22	Couvert	2
21	Basalte à base altérée	6
20	Grès et schiste argileux	10
19	Couvert	10
18	Basalte massif	6
17	Grès rouge et vert	
16	Conglomérat à cailloux de felsite, de plus en plus grossiers vers le sommet	
15	Couvert	11
14	Basalte massif légèrement porphyrique	5
13	Brèche basaltique	6
12	Couvert	2
11	Basalte massif à enclaves de cornéenne	1
10	Basalte riche en amygdales de chlorite, calcédoine, quartz, carbonates et pyrite; le contact avec l'unité supérieure est irrégulier	5
9	Couvert	2
8	Basalte massif à rares amygdales	4
7	Brèche de coulée	3
6	Basalte riche en phénocristaux; le contact avec l'unité supérieure est irrégulier	3
5	Couvert	3
4	Basalte massif	2
3	Basalte porphyrique	5
2	Couvert	25
Unité felsique inférieure		
1	Rhyolite blanche variant de massive à laminée, contenant des sphérolites et des cavités miarolitiques	2

* La coupe F se situe dans le ruisseau dévalant le flanc est du mont Lyall (figure 2). L'attitude des couches est subhorizontale. Les épaisseurs indiquées sont approximatives.

RADIOCHRONOLOGIE

Les roches volcaniques de la région du mont Lyall ont été datées par La Rocque (1986), qui a obtenu un âge de $380 \pm$ Ma par la méthode Rb-Sr sur les roches totales. Ce résultat indique un âge Dévonien inférieur à moyen.

Les premières datations effectuées dans le cadre de la présente étude ont porté sur les perlites, par les méthodes traces de fission dans le verre, et K-Ar dans la roche totale. Ces deux méthodes ont donné des résultats remarquablement concordants, soit un âge de 40 Ma (tableau 4). Des datations subséquentes sur les rhyolites de l'unité felsique supérieure ont par contre indiqué des

âges Paléozoïque venant infirmer les résultats précédents. C'est donc pour lever l'ambiguïté sur l'âge de l'unité felsique supérieure que nous avons entrepris des datations par la méthode Rb-Sr sur roches totales. Nous avons ainsi analysé une série de 11 échantillons de perlite et de rhyolite provenant du flanc est du mont Squaw Cap et des flancs ouest et sud du mont Tuzo. Nous avons obtenu un âge de $402 \pm$ Ma; ce chiffre est légèrement élevé, mais quand même à l'intérieur du Dévonien inférieur. Les échantillons analysés montrent toutefois trop de variation pour former un isochrone, de toute évidence à cause de la mobilité du strontium lors de la dévitrification (voir plus loin le chapitre intitulé *Géochimie*).

TABLEAU 4 — Âges radiométriques des roches magmatiques de la région étudiée*

Matériel analysé	Méthode	Âge (Ma)	1 σ	Intervalle de confiance à 95 %	Analyste et source	Numéro d'échantillon
Roches volcaniques						
Perlite, sud-ouest du mont Tuzo	Traces de fission	42,3	7,8		N. Eby, Univ. Lowell, Mass.	85OBS
Perlite, flanc est du mont Squaw Cap	Traces de fission	42,8	7,8		Idem	85P1
Perlite, sud-ouest du mont Tuzo	K-Ar	39,6	3,8		T. Bill, Krueger Ent. Itée, Univ. Cambridge, Mass.	85OBS
Rhyolite brune, flanc ouest du mont Tuzo	K-Ar	346	12		Idem	86MT76B
Rhyolite brune, flanc est du mont Squaw Cap	K-Ar	367	13		Idem	86MT75B
Rhyolite rouge, sommet nord du mont Lyall	K-Ar	371	13		Idem	86MD25, correspond à 86ML10
Basaltes et rhyolites blanches de la région du mont Lyall	Rb-Sr	380	3	373-387	La Rocque, 1986	
Perlites et rhyolites de la région du mont Tuzo	Rb-Sr	401	6	384-415	M. Doyon & G. Gauthier, Univ. de Montréal	86MT61D, 87MDSC, 86P1, 86P2, 86MT55, 87OBSWT, 85OBS, 86MT76B, 85RT01E, 86MT63A, 86MT75B
Roches intrusives						
Granite du mont Hog's Back	K-Ar	338**	10		de Römer, 1974	
Granite du mont Vallières-de-Saint-Réal	K-Ar	367**	11		de Römer, 1974	
Granite et felsite du mont Vallières-de-Saint-Réal	Rb-Sr	338	6	324-351	La Rocque, 1986	
Felsites du dôme de Lemieux	Rb-Sr	381	4	370-392	Idem	
Roches intrusives des monts McGerrigle	K-Ar dans la biotite et la hornblende	370-390			Whalen & Roddick, 1987	

* Dans tous les cas, la roche totale a été analysée; les traces de fission ont été effectuées sur le verre.

** Recalculé pour les nouvelles constantes de Steiger & Jaeger (1977).

La contradiction apparente entre, d'une part, les résultats des méthodes traces de fission et K-Ar et, d'autre part, les résultats obtenus par la méthode Rb-Sr, peut être résolue par l'examen des limites de ces systèmes isotopiques. Ainsi, les âges Tertiaire pour les perlites s'expliquent par la forte teneur en eau (7 % de pertes au feu) de ces roches. Les traces de fission sont très sensibles à l'hydratation du verre, leur résorption ayant été observée à la température de la pièce dans des verres contenant 2,2 % d'eau (Lakatos & Miller, 1972a, et 1972b). Ces mesures indiquent donc des âges plus récents. Le cas du système K-Ar est analogue, les verres contenant plus de 1 % d'eau ne retiennent qu'incomplètement l'argon (Kaneoka, 1972). En conséquence, les âges Tertiaire des perlites de la région du mont Tuzo sont erronés.

Les âges valables disponibles pour les volcanites de la Formation de York River proviennent donc de trois sources : les analyses par la méthode de Rb-Sr de La Rocque (1986), ainsi que les analyses par la méthode K-Ar et les analyses par la méthode Rb-Sr effectuées dans le cadre de la présente étude. Pour comparer ces résultats,

nous avons utilisé des intervalles de confiance à 95 % sur les âges (tableau 4). Ainsi, il y a recouvrement des intervalles de confiance des âges déterminés par La Rocque (1986) et par nos travaux. La différence entre les deux âges (380 par rapport à 401 Ma) n'est donc pas significative. Deux des trois âges obtenus par la méthode K-Ar pour les rhyolites sont en accord avec les âges obtenus par la méthode Rb-Sr, ce qui n'est pas une mauvaise moyenne en regard des incertitudes importantes de ces âges (± 13 Ma pour la méthode K-Ar) et des risques d'erreur liés à l'analyse d'un seul échantillon (Roth & Poty, 1985). Les données radiométriques actuellement disponibles pour les volcanites situent donc leur âge dans l'intervalle de 380 à 400 Ma, soit Dévonien inférieur ou moyen.

BIOSTRATIGRAPHIE

L'assignation des Grès de Gaspé au Dévonien inférieur repose essentiellement sur l'identification d'une succession de brachiopodes comparable à celle de l'État de New York où ont été définies les principales zones.

Ainsi, la Formation de York River chevauche les zones à *Etymothyris* et à *Amphigenia* (Boucot *et al.*, 1969). Ces zones appartiendraient respectivement aux étages Emsien (*Etymothyris*) et Emsien-Eifélien (*Amphigenia*), d'après Dutro (1981). Ces données laissent supposer que la base du York River date de l'Emsien (Dévonien inférieur) et que son sommet puisse s'étendre jusqu'à l'Eifélien (Dévonien moyen).

D'autre part, une étude palynologique des grès du synclinal des monts Berry (INRS-Pétrole, 1975) montre que la Formation de York River contient un assemblage d'âge Emsien.

Il semble donc que les volcanites, qui occupent la partie inférieure de la Formation de York River, appartiennent à l'étage Emsien. La calibration numérique des limites de cet étage, en millions d'années, est encore imprécise. La plupart des auteurs (voir Odin, 1982) admettent les valeurs de 385 et 400 Ma comme limites supérieure et inférieure, avec des écarts de 5 à 10 Ma. Les données paléontologiques sont donc en accord avec les âges radiométriques obtenus.

Relations stratigraphiques et données radiochronologiques des roches intrusives

Dans cette section, nous passerons en revue les relations stratigraphiques et les données radiochronologiques des roches intrusives affleurant dans la région étudiée. Ces roches intrusives forment trois groupes : l'intrusion du mont Vallières-de-Saint-Réal, les dykes felsiques et mafiques du dôme de Lemieux et, finalement, la suite intrusive felsique du nord du dôme comprenant des dykes et filons-couches ainsi que les intrusions des monts Chauve et Hog's Back. Ces intrusions font partie d'une suite dévonienne comprenant en plus le complexe des monts McGerrigle et les intrusions des monts Brown, Copper et Porphyre.

ÂGES RELATIFS DES ROCHES INTRUSIVES

Les âges maximums des intrusions peuvent être déduits de leurs relations avec les roches encaissantes. Les formations les plus jeunes recoupées par les intrusions de la région sont (voir aussi La Rocque, 1986) : le York Lake pour le mont Vallières-de-Saint-Réal, le York River pour les dykes du dôme de Lemieux et le York River pour la suite mont Hog's Back - mont Chauve - dykes. Les strates les plus jeunes recoupées par les intrusions sont les grès sous-jacents aux volcanites de la Formation de York River. Quelques petits dykes recoupant les volcanites sont observés au nord du dôme de Lemieux, mais il pourrait s'agir d'intrusions synvolcaniques ou de volcanites mal identifiées.

Les intrusions du centre-nord de la Gaspésie, comme beaucoup d'autres dans les Appalaches, ont généralement été interprétées comme postérieures à la déformation acadienne. Des datations plus précises de certains de ces plutons ont montré qu'ils sont souvent plus anciens qu'on ne le croyait. Par exemple, on reconnaît maintenant que la suite intrusive de Topsails, à Terre-Neuve, est d'âge Silurien (Whalen, 1989). La faible inten-

sité de la déformation acadienne dans la région étudiée et l'imprécision des critères de recoupement (Paterson *et al.*, 1989) permettent de douter que les intrusions de la région soient postérieures à la déformation acadienne.

Les relations de recoupement avec les unités sédimentaires indiquent donc un âge maximal pour les intrusions de la région, soit celui du York River pour la suite des monts Chauve et Hog's Back, celui du York Lake pour l'intrusion du mont Vallières-de-Saint-Réal et celui de l'Indian Cove à York River pour les dykes du dôme de Lemieux.

RADIOCHRONOLOGIE

Les roches intrusives de la région étudiée ont fait l'objet de datations radiométriques par les méthodes K-Ar (de Römer, 1974 et 1977) et Rb-Sr (La Rocque, 1986) sur roches totales. Ces résultats sont présentés au tableau 4, où l'on retrouve aussi, pour fins de comparaison, les résultats des datations par la méthode K-Ar de la biotite et de la hornblende du complexe des monts McGerrigle (Whalen & Roddick, 1987). Les âges obtenus varient de 338 à 390 Ma; cependant, avant d'en tirer des conclusions sur l'histoire intrusive de la région, il convient de s'interroger sur la validité de ces résultats.

Les datations par la méthode K-Ar des granitoïdes des monts Hog's Back et Vallières-de-Saint-Réal (de Römer, 1974 et 1977) ont été effectuées sur un seul échantillon de chaque pluton. Une telle procédure ne permet pas d'évaluer la cohérence des résultats et les erreurs possibles peuvent être importantes (Roth & Poty, 1985). D'autre part, ces granitoïdes contiennent des feldspaths potassiques de basse température. La température de fermeture de ces feldspaths est peu élevée ($132 \pm 13^\circ$, Harrison & MacDougall, 1982). Le système K-Ar dans ces roches est donc facilement sujet à rééquilibration. Ces datations sont donc douteuses.

La Rocque (1986) a effectué des analyses par la méthode Rb-Sr sur roches totales pour une série de 11 échantillons du mont Vallières-de-Saint-Réal. Les résultats d'ensemble de ces analyses sont trop dispersés pour donner un âge valide, mais un sous-ensemble de cinq échantillons de la bordure sud du pluton et des dykes forme un errochrone à 338 ± 6 Ma. Ces échantillons ont toutefois subi une altération à basse température (La Rocque, 1986), ce qui résulte fréquemment en des âges apparents trop récents (Parrish & Roddick, 1987). Il n'est donc pas certain que l'âge obtenu soit celui de la cristallisation (La Rocque, 1986, page 115).

Les dykes felsiques du dôme de Lemieux, analysés par La Rocque (1986), forment un isochrone à 380 ± 4 Ma. La bonne corrélation des analyses indique que l'altération hydrothermale a affecté les échantillons de façon homogène et que l'âge obtenu est proche de celui de la cristallisation (La Rocque, 1986). Le bon étalement des ratios Rb/Sr observé rend cet âge d'autant plus vraisemblable.

Pour le complexe des monts McGerrigle, mentionnons seulement que les résultats de Whalen & Roddick (1987) semblent particulièrement fiables en regard du

grand nombre d'échantillons et de la concordance des analyses (méthode K-Ar) observée entre la biotite et la hornblende. Leurs résultats indiquent que le refroidissement du pluton s'est effectué dans l'intervalle s'étendant de 370 à 390 Ma. Ces valeurs concordent avec les âges (méthode Rb-Sr) obtenus par La Rocque (1986) pour la suite hybride.

La datation la plus fiable pour les roches intrusives de la région étudiée est celle des dykes felsiques du dôme de Lemieux (380 ± 4 Ma). Leur âge correspond aux plus récentes données pour le complexe des monts McGerriple et aussi à celui des volcanites de la Formation de York River. Les données présentement disponibles pour les autres intrusions de la région (monts Chauve, Hog's Back et Vallières-de-Saint-Réal) ne satisfont pas. Il n'y a

pas de raisons de supposer que ces intrusions représentent un événement intrusif distinct.

CONCLUSION

Les unités les plus jeunes qui sont recoupées par les intrusions de la région appartiennent à la base de la Formation de York River. Les datations radiométriques les plus fiables obtenues pour ces intrusions se rapprochent de celles des volcanites du York River. Les données actuellement disponibles sur les âges des roches magmatiques de la région ne permettent pas d'attribuer un âge différent au volcanisme et au plutonisme. Des données radiométriques fiables font défaut, surtout pour ce qui est du complexe Chauve - Hog's Back et du pluton du mont Vallières-de-Saint-Réal.

Pétrographie des roches magmatiques

Les roches magmatiques de la région étudiée peuvent être groupées en quatre classes pétrographiques : les roches volcaniques mafiques et les roches volcaniques felsiques de la Formation de York River, les roches intrusives felsiques et les roches plutoniques mafiques. La description pétrographique est divisée suivant les types lithologiques traitant successivement de ces groupes, plutôt que par unité stratigraphique. Nous traiterons donc ensemble des basaltes des unités mafiques supérieure et inférieure puisqu'il n'y a que peu de différences entre ces unités.

Roches volcaniques mafiques

Les volcanites mafiques comprennent des basaltes et des volcanoclastites. Elles forment les dépôts volcaniques les plus étendus de la Formation de York River.

BASALTES

Les basaltes sont le mieux exposés dans les coupes du mont Lyall et de la rivière Cascapédia (figure 6, coupes C, D, E, F et A). D'autres affleurements bien exposés sont facilement accessibles le long de la route transgaspésienne (route 299) et de la route de Murdochville.

Les basaltes de la tranchée du flanc nord du mont Lyall sont en coulées aux sommets bréchiques, séparées par des bancs de grès et autres roches sédimentaires (tableau 2 et coupe C de la figure 6). L'épaisseur des coulées varie en général de 5 à 10 m. Cette alternance de basaltes et de roches sédimentaires est aussi observée, mais moins bien exposée, le long des ruisseaux du flanc est de la montagne (figure 6, coupes D, E, F).

Les basaltes observés le long de la route transgaspésienne (route 299) sont représentatifs des deux unités mafiques. À environ 500 m au nord de l'intersection de la route 299 et de la route de Murdochville, le basalte repose sur une couche de volcanoclastite. Le contact entre les deux couches est irrégulier et, vers le nord de l'affleurement, le basalte est séparé des volcanoclastites par un lit de matériaux argileux contenant des fragments de basalte. À l'extrémité sud de l'affleurement, la volcanoclastite est minéralisée en pyrite et en chalcopyrite associées à une gangue de quartz injectée entre les fragments polygéniques. Le basalte au-dessus de la volcanoclastite minéralisée est généralement massif, à grain fin, et veiné de calcite. Certaines coulées de basalte sont riches en phénocristaux de plagioclase, d'autres sont amygdalaires vers le sommet des coulées. À l'est de la route, subsiste une butte de la volcanoclastite mentionnée plus haut, constituée de fragments de basalte amygdalaire dans une matrice clastique très friable. La couleur blanchâtre des fragments est attribuable à une carbonatation prononcée.

Toujours sur la route transgaspésienne, à 8,7 km au sud de l'intersection avec la route de Murdochville, on observe plusieurs coulées de quelques mètres d'épaisseur, délimitées par des horizons amygdalaires. Les coulées semblent reposer sur un banc de mudstone rouge et vert passant par endroits à une brèche à fragments de basalte et de mudstone. Le basalte est généralement massif, homogène et à grain fin. Il est fracturé et recoupé par des zones de brèches à ciment de calcite.

Le long de la route de Murdochville, à environ 10 km de l'intersection avec la route 299, les roches mafiques sont plus alcalines. Cette alcalinité se traduit par la couleur foncée du pyroxène et l'abondance des cristaux d'olivine. Cependant, il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit à cet endroit d'une coulée ou d'un filon. Le long de la même route, à la hauteur des chalets érigés sur la rive du lac Sainte-Anne, le basalte est exceptionnellement riche en phénocristaux de plagioclase. Il peut en effet contenir de 30 à 40 % de cristaux centimétriques (figures 10 et 11).

Enfin, à l'ouest de la région, le basalte est bien exposé le long d'un escarpement sur la rive ouest du ruisseau de l'Indien et le long d'une petite falaise sur la rive est de la rivière Cascapédia, au sud-ouest du mont Tuzo. Là, une coulée d'une épaisseur de 7 m repose sur des volcanoclastites mafiques (figure 8). Elle est couverte d'une brèche autoclastique d'un mètre d'épaisseur, surmontée de grès et de mudstone. Le basalte est massif et de couleur brune en surface altérée. La brèche est constituée de fragments plus ou moins arrondis de basalte amygdalaire, dont le diamètre peut atteindre 30 cm.

Dans toutes ces coulées basaltiques, nous n'avons observé nulle part d'évidence d'écoulement sous-marin comme des structures en tubes ou en coussins, bien que la présence de fossiles dans les sédiments interlités indique que ces roches se sont déposées en milieu marin. Quels que soient l'emplacement ou le niveau stratigraphique du basalte, ses caractéristiques mégascopiques et microscopiques varient peu. En général, ce sont des roches massives, de couleur noire en cassure fraîche et gris bleuâtre ou verdâtre aux endroits où elles sont affectées par la carbonatation, comme au-dessus des volcanoclastites, le long de la courbe de la route 299. Les surfaces altérées ont généralement une teinte brun-rouille. La quantité de phénocristaux de plagioclase varie d'une coulée à l'autre, passant de quelques phénocristaux épars à près de 40 % de la roche, comme le long de la route de Murdochville, près du lac Sainte-Anne. D'autres échantillons remarquables par leur contenu en phénocristaux gisent au bas des pentes du mont Lyall où le feldspath blanchi par les intempéries contraste avec la matrice noire du basalte, un bel exemple du type «demi-deuil» des pétrologues français. Vers le sommet des coulées, le basalte devient amygdalaire. Les vacuoles plus ou

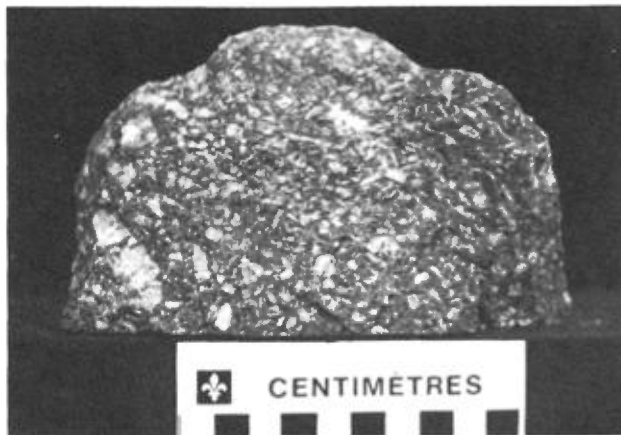


FIGURE 10 — Basalte riche en phénocristaux de plagioclase, provenant de la route qui va du lac Sainte-Anne à Murdochville, près du lac Sainte-Anne.

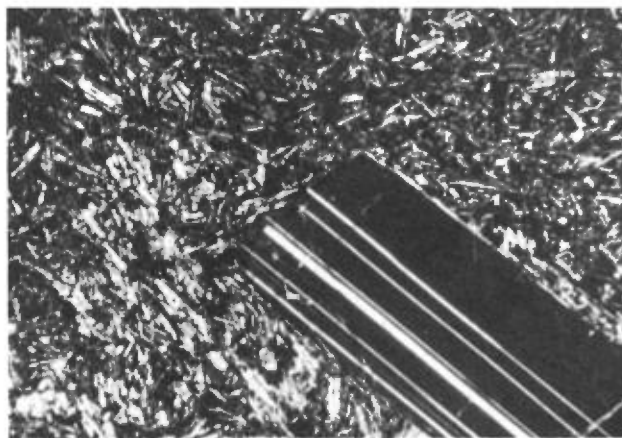


FIGURE 11 — Photomicrographie (X 24) du basalte porphyrique.

moins sphériques sont tapissées de délessite (chlorite ferrifère) et remplies de calcite.

Au microscope, les basaltes sont généralement porphyriques. Les phénocristaux de plagioclase, dont les dimensions vont du millimètre à cinq centimètres, baignent dans une matrice à grain fin de plagioclase, d'augite titanifère brun rosé à forte dispersion ($r > v$) et d'ilménite-magnétite. Les phénocristaux de plagioclase verdâtre, comme ceux que l'on retrouve à proximité du lac Sainte-Anne, sont envahis par la calcite et présentent une déformation sigmoïdale. De façon générale, le feldspath est frais alors que le clinopyroxène est à plusieurs endroits chloritisé et l'olivine généralement transformée en smectite (les cristaux d'olivine fraîche étant exceptionnels). Les phénocristaux de plagioclase analysés à la microsonde et par immersion dans l'huile ont révélé une composition moyenne de 65 % d'anorthite. Les pyroxènes les plus titanifères sont ceux de la route de Murdochville. Ils comprennent en moyenne 4,75 % de TiO_2 et 7,2 % de Al_2O_3 . Ailleurs le TiO_2 se situe autour de 2 % et Al_2O_3 autour de 3 %.

Le basalte le plus frais provient de la coupe F (figure 6), sur le flanc est du mont Lyall. Les phénocristaux de pla-

gioclase (An_{65}), de 2,5 sur 5 mm en moyenne, sont dispersés dans une pâte ophitique où les lattes de plagioclase (de 0,3 à 0,05 mm de diamètre) baignent dans des cristaux d'environ 1,5 mm d'augite titanifère à pléochroïsme rosé. Cette augite, qui forme près du tiers de la matrice, est localement chloritisée. L'olivine compte pour environ 10 % de la roche, mais elle est généralement remplacée par de la smectite brunâtre. Les minéraux accessoires sont des oxydes de la famille de l'ilménite-magnétite en cristaux de l'ordre de 0,1 mm et des cristaux idiomorphes d'apatite d'environ 0,05 mm. Quelques amygdales de chlorite complètent la minéralogie.

Les faciès à grain fin sont généralement plus frais que les faciès à grain grossier. L'altération se loge le long des réseaux de microfissures, là où les minéraux ferromagnésiens sont chloritisés et les plagioclases séricitisés ou carbonatés par endroits. Dans les horizons amygdalaires, les parois des amygdales sont tapissées de délessite, de carbonate et de calcédoine. Alcock (1927, page 48) rapporte une amygdale de 5 cm tapissée d'agate et remplie de cristaux de quartz dont la croissance s'est effectuée à partir des épontes. Nous n'avons trouvé aucune minéralisation d'intérêt économique dans ces amygdales ou dans les fissures altérées de ces roches volcaniques mafiques.

Bien que McGerrigle (1954) mentionne la présence d'andésites dans la Formation de York River, les roches volcaniques mafiques que nous avons analysées (analyses nos 1 à 27, annexe I) se classent toutes parmi les basaltes à olivine légèrement alcalins.

VOLCANOCLASTITES MAFIQUES

Les volcanoclastites mafiques se situent en majeure partie dans le secteur ouest de la région étudiée, le long de la rivière Cascapédia et autour des monts Tuzo et Squaw Cap. Les coupes les mieux exposées sont celle de la rivière Cascapédia (figure 6, coupe A) et celle de la tranchée sur le flanc est du mont Squaw Cap.

La base de l'empilement volcanique de la rivière Cascapédia est constituée de lapillistones à grain fin (nomenclature de Fisher, 1966) qui montrent quelques critères de remaniement sédimentaire, tels des remplissages de chenaux d'érosion (figure 7).

Les lapillistones se débitent en lits de 1 à 10 cm d'épaisseur. Ce litage est diffus dans les sédiments grossiers mais net dans les sédiments fins. La taille moyenne des fragments tend à diminuer vers le sommet de la séquence et le tri varie d'un banc à l'autre. Ces roches, brunes en surface altérée, sont d'un gris bleuâtre en cassure fraîche. La couche d'altération superficielle peut atteindre 5 cm. Les fragments sont des basaltes à amygdales bitumineuses par endroits (albertite), particularité signalée par Alcock (1945). Certains bancs sont formés de pyroclastites soudées. Au microscope, la roche est constituée entièrement de basalte vitrophyrique porteur de rares amygdales de carbonates. Ces fragments sont équidimensionnels, aux contours irréguliers; ils font de 1 à 5 mm de diamètre et sont jointifs. De plus, ils présentent une déformation plastique et leur texture trachytique suit la courbure de cette déformation et enrobe les phénocristaux.

D'autres échantillons sont des tufs à lapilli remaniés; ils sont constitués de fragments de vitrophyre vacuolaire dans une pâte clastique de sidéromélane, de cristaux brisés et de palagonite. Les cristaux brisés sont surtout du quartz et du plagioclase séricitisé. Ces tufs sont à plusieurs endroits très carbonatisés.

Les volcanoclastites mafiques de la tranchée du mont Squaw Cap sont des tufs et des tufs à lapilli profondément altérés, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur. Les lits à grain grossier sont identiques à ceux de la rivière Casca-pédia. Les couches finement litées ont une granulométrie fine et sont composées de fragments de cristaux, de cendres de sidéromélane et de palagonite allant du vert olive au brun pâle.

Roches volcaniques felsiques

UNITÉ FELSIQUE INFÉRIEURE

L'unité felsique inférieure comprend deux lithologies prédominantes : les rhyolites blanches et les tufs à lapilli. Elle contient aussi des tufs exposés dans la tranchée du flanc nord du mont Lyall. Les rhyolites blanches affleurent autour des monts Lyall et Tuzo ainsi qu'à la bordure sud du dôme de Lemieux. Les tufs à lapilli, pour leur part, sont concentrés surtout au mont Tuzo.

Rhyolites blanches

Les rhyolites de l'unité felsique inférieure, appelées rhyolites blanches en raison de leur couleur d'altération, comprennent de nombreux faciès qui passent de l'un à l'autre graduellement, mais sur de courtes distances. Ainsi, elles sont finement laminées, massives, sphérolitiques, ponceuses ou autoclastiques.

Tranchée du flanc nord du mont Lyall

La tranchée principale du flanc nord du mont Lyall recoupe une coulée de rhyolite (sous-unité 37, tableau 2) qui constitue le meilleur exemple de la diversité des faciès de cette lithologie. D'une épaisseur de 80 m, cette coulée présente à sa base un banc d'argile verte, probablement les restes d'une bordure de trempe vitreuse. Elle se poursuit par une rhyolite massive à nombreuses cavités miarolitiques, une rhyolite laminée, une rhyolite sphérolitique à matrice argilisée, une pierre ponce aux vacuoles remplies de calcédoine et, finalement, par une rhyolite laminée. Cette variété de faciès est attribuable aux processus de dégazage, de cristallisation primaire et de dévitrification secondaire (Lipman, 1965) dont nous reparlerons plus loin. Les divers faciès de la rhyolite ont une étendue limitée. Ainsi, on ne retrouve que de la rhyolite laminée et des perlites sphérolitiques dévitrifiées dans une tranchée située à 300 m au nord de la coulée principale (voir figure 2).

Flanc nord-est du mont Lyall

Le chemin forestier, qui monte le long du talus à l'est du pic nord-ouest du mont Lyall, expose une rhyolite aux lamines millimétriques intensément déformées par

des plis d'écoulement. Ces rhyolites sont rattachées à l'unité felsique inférieure parce qu'elles se retrouvent sous les basaltes de l'unité mafique supérieure du mont Lyall. La lamination est aussi un plan de fissilité facile de sorte que la rhyolite est partout disloquée en bardeaux ondulés. Les lamines beiges et rosées sont localement tachetées de lithophyses millimétriques remplies de calcédoine verte ou d'argile jaunâtre. Dans les chemins, sur le haut de la colline, le faciès à sphérolite prédomine et certains sphérolites remplis de calcédoine atteignent jusqu'à 30 cm de diamètre. Au mont Lyall, cet endroit est l'un de ceux que fréquentent les chercheurs d'agates.

Coupes du flanc est du mont Lyall

Les coupes du flanc est du mont Lyall (figure 6, coupes D, E, F) exposent le sommet de l'unité felsique inférieure. Dans la coupe D, à une altitude d'environ 630 m, on observe un banc de rhyolite sphérolitique à matrice de perlite dévitrifiée. Cette rhyolite est séparée de la brèche basaltique sous-jacente par un niveau de sédiments d'une trentaine de centimètres d'épaisseur composé, à la base, d'un conglomérat à cailloux de chert, de felsite et de microgrès de 1 à 2 cm de diamètre et, au sommet, d'une couche d'argile verte et rouge. Les sphérolites, de 2 à 5 cm de diamètre, de couleur rouge brique, sont jointifs et forment des bancs d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Ces bancs sont intercalés avec des couches en retrait de perlite argilisée friable où les sphérolites sont moins abondants.

Mont Tuzo

La rhyolite blanche est très bien exposée le long du chemin d'accès au mont Tuzo, en particulier près du lac du Neuvième Mille, et le long des tranchées des monts Tuzo et Squaw Cap. Près du lac du Neuvième Mille, la rhyolite affleure sur une longueur de près de 300 m. Elle est limitée, au sud, par les basaltes de l'unité mafique supérieure et, au nord, par les tufs à lapilli appartenant, comme la rhyolite, à l'unité felsique inférieure. La rhyolite est caractérisée par une foliation variant de millimétrique à centimétrique, formée d'une alternance de lamines blanches et beige rosé (figures 12 et 13). Dans le segment sud de la coupe, la foliation est subverticale et déformée par des plis d'écoulement, alors que, vers le nord, elle devient planaire et subhorizontale. Vers le centre de la coupe, les sphérolites de 10 à 30 cm de diamètre, au coeur tapissé de calcédoine, sont très communs. On en trouve en abondance dans le remblai de la route.

Les plis d'écoulement sont de deux types, dépendant de la viscosité de la lave : a) des plis d'écoulement visqueux, généralement serrés, d'amplitude variable et épaissis à la charnière vers le centre de la coulée; b) des plis plus réguliers, plus ouverts et d'une amplitude d'environ un centimètre en bordure de la coulée. Loney (1968) a décrit des structures semblables dans les rhyolites de Mono Craters en Californie. Il a montré que les plis fermés à charnière épaissis caractérisent les zones chaudes, alors que les plis ouverts résultent d'un glisse-

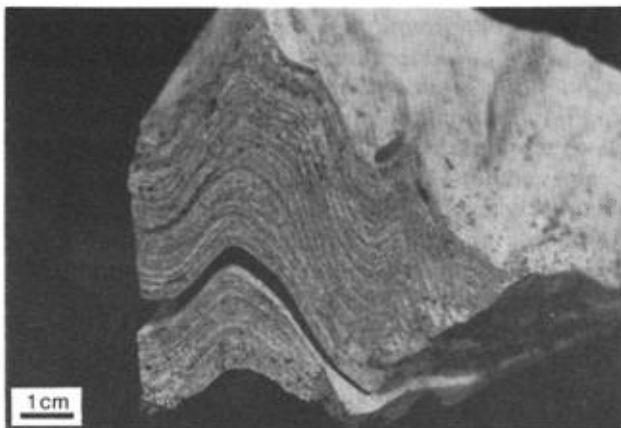


FIGURE 12 — Plis d'écoulement visqueux (X 0,71) dans la rhyolite laminée de l'unité felsique inférieure du flanc ouest du mont Tuzo.



FIGURE 13 — Photomicrographie (X 24) d'une rhyolite laminée de l'unité felsique inférieure.

ment des couches les unes sur les autres dans les zones plus froides, donc plus visqueuses.

L'extrémité nord de l'affleurement de rhyolite consiste en brèches autoclastiques, composées de fragments anguleux de rhyolite laminée dans une pâte felsique massive. À la limite sud de l'affleurement, on retrouve une volcanoclastite crème, tachetée chamois, massive, sans texture et sans minéraux visibles à l'oeil nu. Au microscope, elle est aphanitique, composée d'esquilles de verre agglomérées, mais sans indices de soudure (figure 14). Les taches chamois correspondent à des plages de smectite.

Les rhyolites exposées dans la tranchée qui longe le flanc ouest du mont Tuzo ressemblent à celles du lac du Neuvième Mille, présentant également des foliations d'écoulement et des brèches autoclastiques. De plus, on peut observer une zone de trempe à la base d'une des coulées, dans la tranchée secondaire. Cette zone de trempe se présente sous la forme d'une couche de sable jaune composée de billes de perlite fraîche dans une matrice argileuse. Le passage de la rhyolite blanche au sable perlitique est graduel. Ce sable de verre est similaire, à la perlite désagrégée observée à la base de la cou-



FIGURE 14 — Photomicrographie (X 24) d'un tuf massif à proximité de la coulée de rhyolite de l'unité felsique inférieure du lac du Neuvième Mille, au sud du mont Tuzo.

lée de rhyolite brune dans la tranchée au sud du mont Squaw Cap.

Quel que soit l'endroit où on les observe, les rhyolites blanches comprennent divers faciès : laminé, massif, sphérolitique, ponceux et autoclastique. Le faciès sphérolitique est cependant le plus spectaculaire. Les sphérolites sont des balles vitreuses de grosseur variable, en moyenne de 5 à 10 cm, de couleur beige pâle en surface. Certains sphérolites sont pleins. Ils sont alors vitreux en bordure et microgrenus vers le centre, et ils présentent une structure concentrique. Il s'agit dans ce cas de véritables sphérolites, qui se sont développés à partir d'un noyau central. Les balles de plus de 10 cm, certaines atteignant 30 cm, ont généralement des cavités miarolitiques tapissées de calcédoine bleu pâle, rarement rouille, de cristaux idiomorphes de quartz et localement de carbonates beiges. Il s'agit dans ce cas de lithophyses, pour lesquelles la bordure d'une vacuole, plutôt qu'un cristal, a servi de point de nucléation (Cas & Wright, 1987). La calcédoine qui emplit ces lithophyses et forme des agates représente un apport secondaire amené par le biais de nombreuses veinules. Ces agates sont recherchées par les collectionneurs, mais elles sont généralement brisées ou irrégulières.

L'examen microscopique révèle que les sphérolites et les axiolites sont communs dans les felsites blanches, laminées ou massives. Ils résultent d'un processus de dévitrification qui sera analysé plus loin. Les sphérolites s'alignent localement en lamines intercalées de veinules de quartz et de calcédoine, ce qui donne à la roche sa fine lamination blanche et beige rosé. Les sphérolites sont généralement enrobés d'une pâte cryptocristalline à fins microlites et, à l'occasion, à phénocristaux de feldspath alcalin, d'albite et de quartz corrodé qui peuvent atteindre de 2 à 3 mm (figure 15). Certains échantillons ont environ 1 % de biotite généralement lessivée, des traces de muscovite et des traces de zircon. Un sphérolite plein de 4 cm de rayon montre de la périphérie vers le centre : une bordure de 1 cm à texture fine radiale suivie sur 1,8 cm d'une superposition de textures radiales et con-

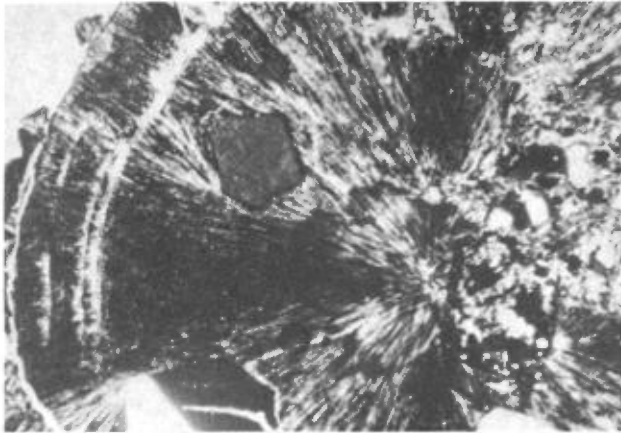


FIGURE 15 — Photomicrographie (X 24) d'un sphérolite à inclusions de feldspath.

centriques, un enchevêtrement de sphérolites en éventail (sur 0,5 cm) et finalement un noyau grenu de plages de quartz équi-granulaire semées de traces de fluorine.

Là où la matrice verdâtre entre les sphérolites est préservée, la texture perlitique est évidente au microscope. Les perlites témoignent de l'hydratation du verre volcanique avant la dévitrification.

La majeure partie de ces rhyolites étant cryptocristalline, nous avons eu recours à des analyses diffractométriques qualitatives pour retracer les phases minéralogiques présentes (figure 16). Les échantillons de rhyolite laminée sphérolitique, 84ML01 et 84ML46, montrent l'omniprésence du quartz. Le feldspath potassique a plus d'importance dans l'échantillon ML01 que dans l'échantillon ML46, alors que le plagioclase, important dans l'échantillon ML01, est absent de l'échantillon ML46.

Génèse des divers faciès des rhyolites

La diversité des faciès des rhyolites blanches est due à des processus affectant le magma pendant ou après son éruption, soit le dégazage, la cristallisation primaire, l'hydratation et la dévitrification secondaire. Certains de ces processus ont aussi été actifs lors de la formation des rhyolites de l'unité felsique supérieure.

Le dégazage correspond à l'exsolution des éléments volatils dissous dans le magma lorsque leur pression partielle est supérieure à la pression totale s'exerçant sur le magma. Ce processus est le moteur des éruptions pyroclastiques qui ont produit les tufs à lapilli de la région du mont Tuzo. Cependant, lorsque la quantité des éléments volatils est réduite, le dégazage se fait en surface, à la partie supérieure des coulées de rhyolites, produisant ainsi les pierres ponce, comme celles de la tranchée du flanc nord du mont Lyall.

La cristallisation primaire débute immédiatement après l'éruption (Lipman, 1965), lorsque le refroidissement n'est pas trop rapide. En contrepartie, les bordures des coulées sont rapidement refroidies et se figent en verre (obsidienne). Les bordures de trempe se retrouvent

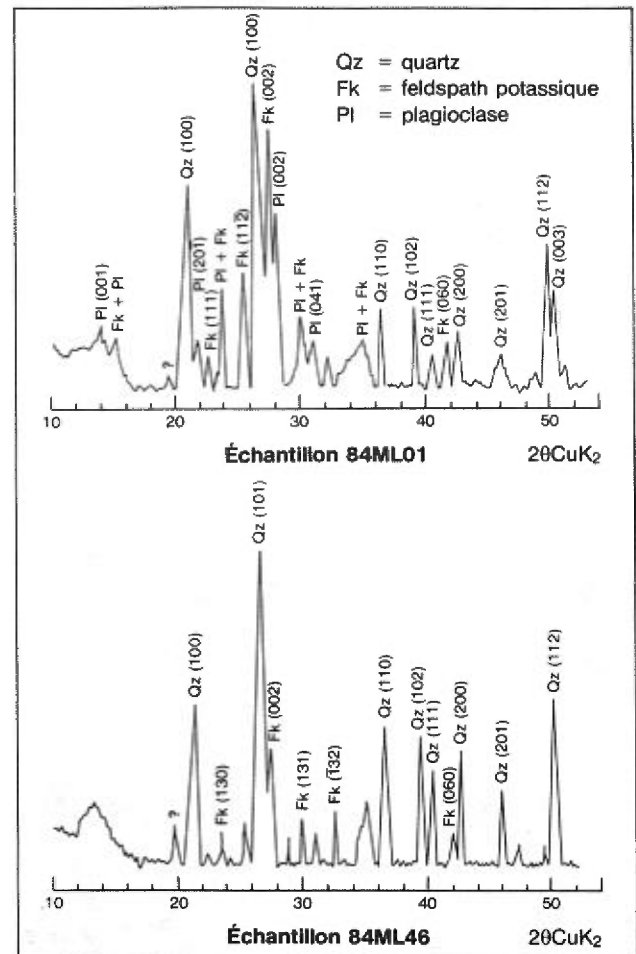


FIGURE 16 — Analyses diffractométriques de deux rhyolites de l'unité felsique inférieure du mont Lyall (échantillons n°s 84ML01 et 84ML46; se reporter plus loin au tableau 5 pour la provenance).

à la base et surtout au sommet des amas de rhyolite; c'est le cas par exemple des rhyolites tertiaires du Nouveau-Mexique (Whitson, 1982). Dans la région couverte par notre étude, on ne retrouve que les zones de trempe à la base des rhyolites des deux unités felsiques. L'hydratation subséquente du verre a produit les perlites.

Les rhyolites blanches laminées sont produites par cristallisation primaire. Les lamines reflètent les plans de cisaillement causés par l'écoulement de la lave (Laubach, 1983). Ces lamines ont des textures alternativement axiolitiques et microgrenues. La foliation d'écoulement se traduit sous d'autres formes dans les rhyolites de l'unité felsique supérieure, soit par des bandes de cristallites dans les perlites, soit par un plan de fissilité et une texture trachytique dans les rhyolites brunes et rouges, soit encore par une alternance de bandes vitreuses (maintenant argilisées) et cristallines dans la zone de transition entre les perlites et les rhyolites brunes sur le flanc est du mont Squaw Cap. Des structures identiques ont été décrites par Christiansen & Lipman (1966) dans une coulée de rhyolite tertiaire du Nevada.

La dévitrification secondaire transforme le verre métastable en produits cristallins. Ce processus, étudié

expérimentalement par Lofgren (1971), produit des cristaux de quartz et de feldspath sous forme de sphérolites, de quartz micropocilitique (cristaux de quartz englobant des lattes de feldspath), d'orbicules, et d'axiolites; les produits dévitrifiés présentent des cavités miarolitiques (figure 17) produites par le changement de volume (théoriquement environ 10%) relié à la dévitrification. Ces cavités sont omniprésentes, en particulier dans les sphérolites des monts Lyall et Tuzo, mais aussi sous des formes irrégulières, en particulier le long de fractures. Elles peuvent être tapissées de calcédoine ou de cristaux idiomorphes de quartz ou de carbonates témoins d'une phase vapeur emprisonnée dans les cavités. Les grands sphérolites et lithophyses semblent produits par la dévitrification, comme l'a montré Simons (1962) pour des rhyolites de l'Arizona.



FIGURE 17 — Rhyolite laminée à cavités miarolitiques de l'unité felsique inférieure du flanc nord du mont Lyall.

Tuf à lapilli

Le tuf à lapilli couvre les pourtours du mont Tuzo jusqu'à la rivière Cascapédia. Au mont Tuzo, le tuf à lapilli affleure dans les tranchées, à proximité de la rhyolite blanche dont il est un équivalent latéral. À la rivière Cascapédia, il constitue toute l'unité felsique inférieure observée.

L'affleurement le plus représentatif du tuf à lapilli est celui de la rivière Cascapédia où deux bancs peuvent être observés : un banc principal d'une épaisseur de 25 m surmonté d'un autre banc riche en blocs. Ce tuf est très résistant à l'érosion. Il présente un plan de fissilité incliné de 25° vers le sud, à peu près parallèle au litage des roches sédimentaires environnantes. Les ponces, abondantes, sont aplaties et ont les extrémités dentelées caractéristiques des *fiammes*; elles sont transformées en argile verte. Les fragments lithiques sont des blocs et lapilli de rhyolite, de basalte, de perlite noire argilisée et de roches sédimentaires. La taille et l'abondance des fragments lithiques atteignent un maximum à la base où certains blocs ont 30 cm de diamètre (figure 18).

Près du sommet du banc principal, le tuf contient environ 15% de fragments d'une taille supérieure à 2 mm

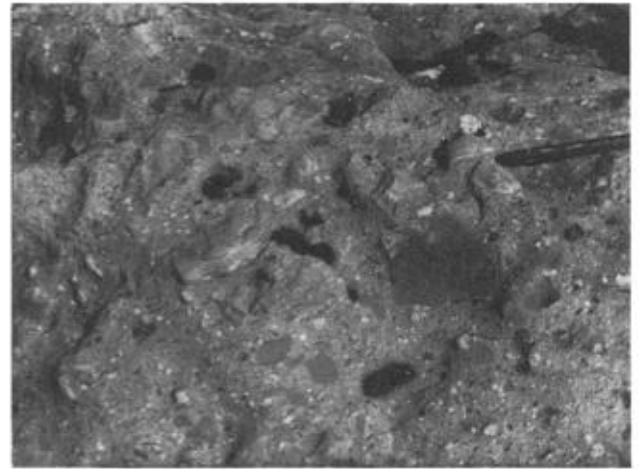


FIGURE 18 — Tuf à lapilli de l'unité felsique inférieure de la rivière Cascapédia.

dans une matrice de la taille des cendres, constituée d'esquilles de verre dévitrifié et de cristaux de quartz et de feldspath brisés (des plagioclases et, localement, des orthoses perthitiques).

Les fragments de ce tuf se classent en deux groupes : a) les fragments juvéniles (Fisher & Schmincke, 1984) dérivés de la fragmentation du magma, c'est-à-dire les esquilles, les ponces et les cristaux; b) les fragments de roches entraînés lors de l'éruption (rhyolites, basaltes et roches sédimentaires). L'écrasement des ponces a produit une structure eutaxitique et une foliation. Ces structures sont généralement associées à la soudure des bancs pyroclastiques, mais peuvent aussi être dues à la compaction. Le granoclassement des fragments lithiques est normal, alors que celui des ponces est inverse. Ce *gravity sorting* décrit par Fisher & Schmincke (1984) indique soit un environnement de dépôt subaqueux, soit un écoulement pyroclastique (*ash-flow*).

Ce tuf à lapilli se prolonge dans un escarpement en bordure de la route longeant la rivière Cascapédia, à 1,8 km au nord de la jonction de cette route et de celle du mont Tuzo, ainsi que dans les tranchées creusées sur ce mont. Dans l'escarpement, le tuf contient entre 15 et 20% de cristaux de quartz, plagioclase, microcline perthitique, biotite lessivée et zircon.

La tranchée sur le flanc ouest du mont Tuzo offre les meilleures coupes de tuf à lapilli, à 45 et 140 m au sud de son intersection avec la tranchée subsidiaire. Le tuf à lapilli y est plus massif et plus grossier qu'à la rivière Cascapédia. À l'affleurement le plus au sud, le tuf à lapilli repose sur la rhyolite et en contient des blocs allant jusqu'à 1 m de longueur. Plus au nord, le tuf à lapilli est en contact vertical avec la rhyolite, probablement par le jeu d'une faille. Les roches sont argilisées de part et d'autre du contact. Les fragments du tuf à lapilli sont les mêmes qu'à la rivière Cascapédia; les amygdales des fragments de basalte sont tapissées de calcite, de calcédoine, de traces de pyrite et, localement, de chalcopryrite. La granulométrie grossière de ce tuf et son association avec la rhyolite laissent supposer qu'il représente un faciès proximal.

Tufs felsiques du mont Lyall

La tranchée du flanc nord du mont Lyall expose deux sous-unités de tuf felsique, le tuf vert (sous-unité 39), en transition avec le tuf noir (sous-unité 40) sus-jacent (tableau 2 et coupe C de la figure 6).

Le tuf vert fait 25 m d'épaisseur et repose sur le grès de la sous-unité 38. L'affleurement se prolonge vers le sud sur la route d'accès à la tranchée. Il s'agit d'un tuf soudé, localement très friable, de couleur vert pâle à jaune verdâtre contenant jusqu'à 30 % de phénocristaux de quartz et de feldspath rose. Au microscope, les cristaux de quartz, qui font entre 0,5 et 1,5 mm de diamètre, apparaissent corrodés (figure 19) et parfois brisés. Le feldspath, généralement une albite, est aussi légèrement résorbé. La biotite, partiellement chloritisée, a une couleur d'absorption brun-vert et elle contient des inclusions de zircon. Près de la base du tuf vert, les esquilles de verre soudées et les ponces vert clair sont aisément identifiables. Elles forment une masse compacte sillonnée de fractures perlitiques. L'argilisation donne au tuf sa couleur verte. Vers le haut de la coulée, les esquilles de verre s'estompent graduellement dans une matrice qui devient homogène et cryptocristalline. À cet endroit, seule la présence de cristaux brisés indique qu'il s'agit d'un tuf. Localement, des sphérolites se greffent aux phénocristaux de quartz (figure 20).

Le tuf vert passe au tuf noir de 4 m d'épaisseur par une zone de transition où ils sont interlités. Cette zone transitionnelle et le tuf noir forment la sous-unité 40. Les lits de tuf noir font environ 3 cm d'épaisseur à la base de l'unité et s'épaississent vers le sommet. Ce tuf noir a une cassure à éclat vitreux et une couleur d'altération brune. On y observe des cristaux de quartz et de feldspath ainsi que des fragments de couleur noire. Au microscope, ces fragments se révèlent être des ponces écrasées entourées de cristaux brisés de quartz, de plagioclase et de biotite, dans une matrice silteuse. Les fragments et les cristaux se concentrent dans certains horizons. Ce tuf noir semble être une épicyclaste dérivée des volcanites felsiques sous-jacentes.

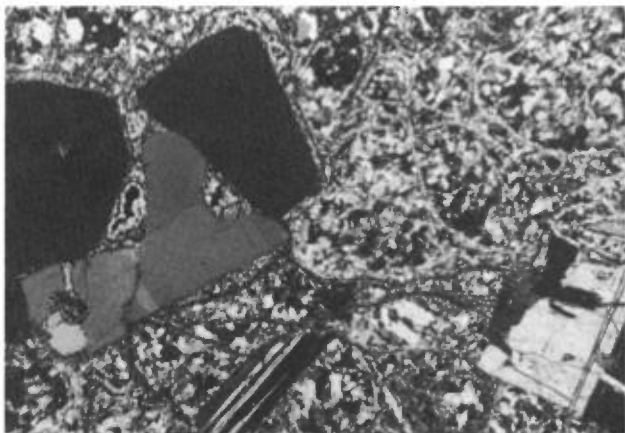


FIGURE 19 — Photomicrographie (X 24) de la base du tuf soudé (sous-unité 39 de la coupe C du flanc nord du mont Lyall) appartenant à l'unité felsique inférieure. On peut y observer des cristaux de quartz résorbé et d'albite dans une pâte perlitique dévitrifiée.



FIGURE 20 — Photomicrographie (X 24) du même tuf que celui de la figure 19 montrant des sphérolites accrochés aux phénocristaux.

UNITÉ FELSIQUE SUPÉRIEURE

L'unité felsique supérieure comprend la rhyolite rouge qui coiffe les sommets des trois pics du mont Lyall ainsi que la rhyolite brune des sommets des monts Tuzo et Squaw Cap et des collines au sud et à l'est du mont Tuzo. Cette unité comprend aussi les perlites fraîches associées aux rhyolites des monts Tuzo et Squaw Cap.

Rhyolite brune et perlite

La rhyolite brune des monts Squaw Cap et Tuzo repose en discordance sur les grès, les volcanoclastites et les tufs à lapilli (se reporter au chapitre intitulé *Stratigraphie des roches magmatiques*). Son contact inférieur est bien exposé dans la tranchée, sur le flanc est du mont (voir figure 2), où l'on peut observer la zone de transition entre la rhyolite et la perlite. Dans la partie nord de l'affleurement, la rhyolite présente une fissilité ondulante, légèrement inclinée vers le nord, qui est un plan d'écoulement. Au centre, la rhyolite brune est interlitée avec une perlite noire en grande partie argilisée dont les lits s'épaississent vers le sud. Ces lits sont en continuité avec la foliation de la rhyolite, quoique plus planaires. La partie sud de l'affleurement expose de la perlite laminée. Plus au sud, on retrouve de la perlite montrant des plans de cisaillement de direction N102°E inclinés de 52° vers le sud (figures 21 et 22). Le cisaillement et les fractures perlitiques rendent la perlite très friable et favorisent son argilisation. Dans la partie sud de l'affleurement, la base de la coulée de rhyolite est représentée par des bancs d'argile sablonneuse jaune, verte ou brune à fragments de perlite qui recouvrent en discordance les tufs mafiques de l'unité mafique inférieure. Ce sable de verre s'étend vers le sud dans la tranchée entre les monts Tuzo et Squaw Cap. La perlite située à la base de la rhyolite brune constitue de toute évidence une zone de trempe basale, cette architecture étant fréquente dans les coulées rhyolitiques tertiaires du Nouveau-Mexique (Whitson, 1982).

Sur le versant ouest du mont Tuzo, la rhyolite brune affleure dans un escarpement près du sommet. Elle présente une lamination centimétrique, orientée N40°E à

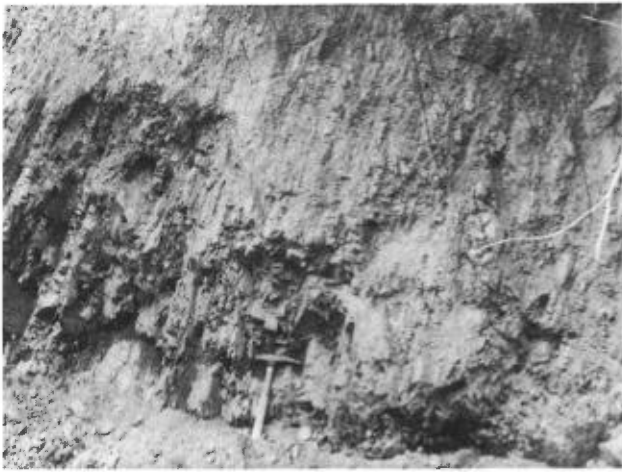


FIGURE 21 — Affleurement de perlite cisailée de l'unité felsique supérieure du flanc est du mont Squaw Cap.



FIGURE 22 — Bloc de perlite fraîche de l'unité felsique supérieure du mont Squaw Cap.

N60°E avec pendage de 65° vers le sud-est. On retrouve des blocs de perlite plus bas, dans la tranchée. Ils pourraient appartenir à un horizon à la base de la rhyolite brune qui n'a pas été observé en affleurement. Ces blocs ont une forme de prisme, due au refroidissement. Ces échantillons de perlite, plus frais qu'au mont Squaw Cap, ont une cassure vitreuse noire. Ils présentent un réseau de fractures centimétriques, une texture perlitique très diffuse et quelques rares cristaux de feldspath blanc. En lame mince, toutes les perlites sont composées de verre optiquement isotrope et possèdent une texture fluidale marquée par de fines laminations d'écoulement constituées de trains de cristallites translucides, plus ou moins sombres, enrobant les phénocristaux de plagioclase (figures 23 et 24). Les phénocristaux, dont le diamètre moyen fait environ 0,5 mm, constituent approximativement 5 % de la roche. Leur analyse à la microsonde montre que ce sont des oligoclases dont la composition en bordure varie entre $An_{19}Ab_{74}Or_7$ et $An_{22}Ab_{72}Or_6$, et au centre, entre $An_{26}Ab_{69}Or_5$ et $An_{24}Ab_{71}Or_5$. Ces analyses montrent l'homogénéité et la faible zonation du plagioclase. La perlite contient en outre de rares cristaux de

clinopyroxène (0,4 mm) altérés en un agrégat cryptocristallin brunâtre. Le zircon et les oxydes de fer en traces complètent la minéralogie. Au contact avec la perlite, la rhyolite brune dévitrifiée conserve la lamination fine, les phénocristaux d'oligoclase et les microlites qui marquent la texture fluidale (figure 25).

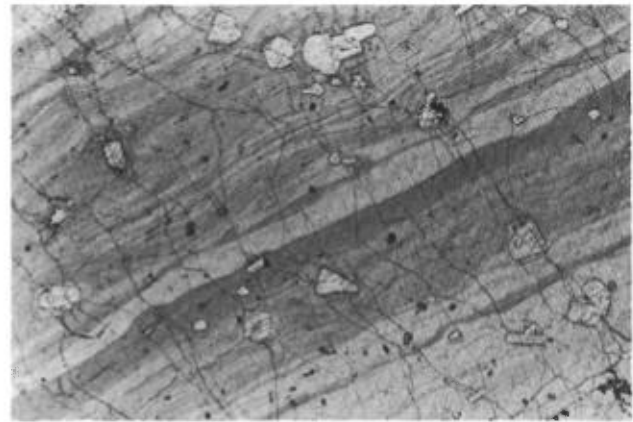


FIGURE 23 — Photomicrographie (X4,7) de la perlite porphyrique à texture fluidale de l'unité felsique supérieure.

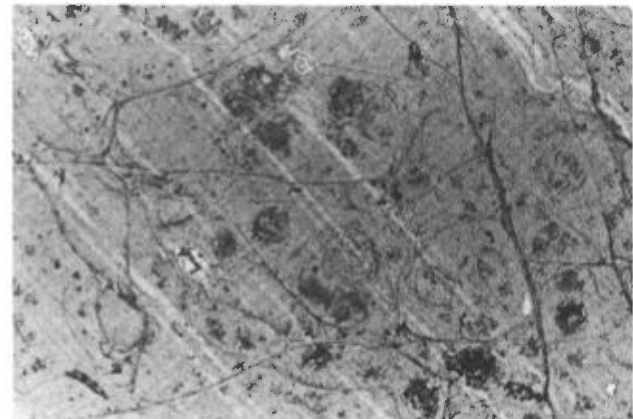


FIGURE 24 — Photomicrographie (X4,7) de la perlite de l'unité felsique supérieure.



FIGURE 25 — Photomicrographie (X4,7) de la rhyolite de l'unité felsique supérieure à proximité de la perlite.

Rhyolite rouge des sommets du mont Lyall

Les sommets des trois pics du mont Lyall sont coiffés d'une rhyolite porphyrique rouge brique (figure 26). Cette rhyolite repose apparemment en concordance sur les strates de l'unité mafique supérieure, dont elle est séparée, à la coupe D (figure 6), par des pyroclastites felsiques. La rhyolite rouge présente une foliation d'écoulement définie par un plan de fissilité centimétrique et une texture fluidale due à l'alignement des phénocristaux de feldspath alcalin. On observe des faciès vacuolaires de cette rhyolite près de son contact sud.

La rhyolite porphyrique des sommets a une couleur caractéristique allant du brun rougeâtre au rouge brique. Elle contient entre 5 et 20 % de phénocristaux de feldspath alcalin légèrement kaolinisés et hématitisés, qui font en moyenne 2 mm de longueur. Plusieurs affleurements, en particulier sur les pics centre et nord, contiennent des xénolites mafiques gris verdâtre de 1 à 10 cm de diamètre. Les affleurements sont aussi sillonnés de microveinules de quartz et on note, au pic central, des cavités miarolitiques tapissées de cristaux de malachite.

Au microscope, les phénocristaux de feldspath alcalin, non mâclés, idiomorphes, sont allongés de façon subparallèle et reposent dans une mésostase trachytique formée de microlites de feldspath alcalin localement sertis dans un fond de quartz micropoecilitique (figure 27). Les feldspaths alcalins sont enduits d'une poussière rougeâtre d'hématite qui donne sa couleur à l'ensemble de la roche. Outre les feldspaths et le quartz, on observe quelques grains idiomorphes de zircon qui peuvent atteindre 0,4 mm de longueur, de la fluorine dans de rares amygdales et, dans un échantillon, des lattes de quartz pseudomorphes de la tridymite. Les phénocristaux de feldspath analysés à la microsonde se sont révélés être de l'albite pure. Étant donné qu'une analyse diffractométrique de la roche totale a indiqué des pics importants du feldspath potassique (figure 28), on peut déduire que les microlites de la mésostase sont sans doute des feldspaths potassiques, probablement de la sanidine. Les opaques forment des traînées ou des grains



FIGURE 26 — Affleurement de rhyolite porphyrique rouge brique de l'unité felsique supérieure (pic nord-ouest du mont Lyall).

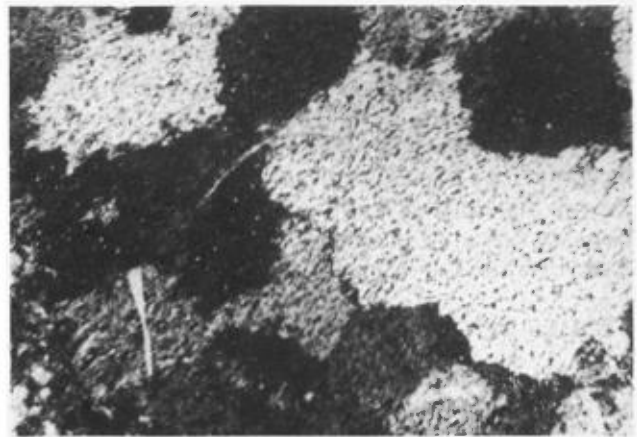


FIGURE 27 — Photomicrographie (X24) de la texture micropoecilitique dans la rhyolite rouge de l'unité felsique supérieure du mont Lyall.

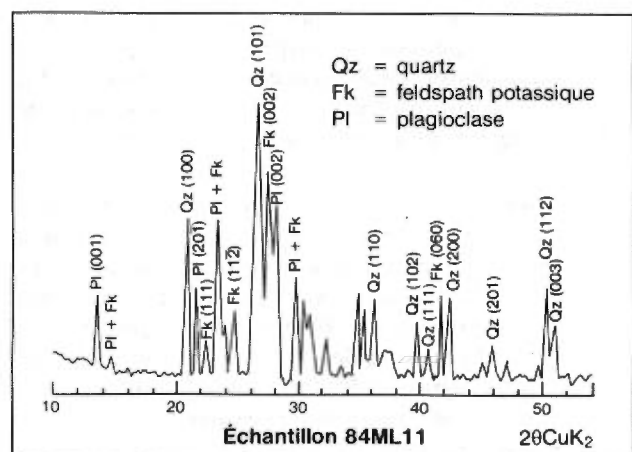


FIGURE 28 — Analyse diffractométrique d'une rhyolite rouge de l'unité felsique supérieure du mont Lyall (échantillon n° 84ML11; se reporter plus loin au tableau 5 pour la provenance).

d'environ 0,2 mm, composés de magnétite porteuse de lamelles d'ilménite, parfois sous forme de cristaux squelettiques. Les xénolites mafiques sont porphyriques et vacuolaires. Ils sont plus ou moins ronds, avec de nombreuses indentations, et leur contour a une zone de réaction avec la rhyolite de 1 à 5 mm d'épaisseur. La matrice de ces xénolites est d'un grain plus fin que celle des basaltes de la région. Ces textures donnent à penser qu'il s'agit d'enclaves magmatiques (Bacon & Metz, 1984; Bacon, 1986) provenant du mélange des magmas felsiques et mafiques dans la chambre magmatique plutôt que de fragments des épontes entraînés lors de l'éruption.

Roches plutoniques felsiques

Les roches plutoniques felsiques sont représentées en majeure partie par des stocks de granitoïdes et des dykes et filons-couches de felsites aphyriques et porphyriques. Les stocks de granitoïdes sont le mont Hog's Back, le mont Chauve (Barren) et le mont Vallières-de-Saint-Réal.

Les dykes et les filons-couches de felsites affleurent surtout dans le secteur nord de la région. Les encaissements sont surtout les formations de Val-Brillant, de Sayabec et de Saint-Léon. Le nombre et la puissance des filons tendent à s'accroître à l'approche du pluton de granitoïde du mont Hog's Back. Ils sont accessibles à proximité du chemin Simard et en bordure de la route 299. Les intrusions du dôme de Lemieux ne font pas l'objet d'une étude détaillée dans le présent rapport.

STOCKS DE GRANITOÏDES

Le pluton du mont Hog's Back et celui du mont Chauve ont des superficies respectives de 7 et 16 km². Dans la coupe du pluton du mont Hog's Back située en bordure de la route 299, une foliation subhorizontale est mise en évidence par l'alignement de la biotite et l'orientation subparallèle des phénocristaux de feldspath. Cependant, cette structure est rarement observée ailleurs.

Le contact entre le granitoïde du mont Hog's Back et les Calcaires supérieurs de Gaspé est nettement intrusif au sud, mais semble localement concordant au nord. En effet, le contact nord est net et semble parallèle au litage (Lachambre, 1987). Ce pluton pourrait donc être un épais laccolite.

La couleur de ces granitoïdes varie de rouge brique à gris sans patron systématique. La couleur rouge brique est attribuable à une hématitisation prononcée. Des affleurements de ce faciès sont particulièrement bien exposés dans la pente du chemin Simard, qui descend vers la vallée du ruisseau de l'Indien, à environ 13 km de la route 299. Ce granitoïde a partout la même texture à granulométrie bimodale formée de phénocristaux dans une pâte aphanitique.

La texture porphyrique est évidente au microscope et ne varie que faiblement d'un échantillon à l'autre. Au mont Chauve, les phénocristaux de feldspath ont une longueur de 1,5 à 4 mm et ils baignent dans une pâte aphanitique d'une granulométrie de l'ordre de 0,1 mm. Par ailleurs, la mise en place du pluton du mont Hog's Back a dû être plus rapide ou a dû s'effectuer plus près de la surface, car les phénocristaux excèdent rarement 2 mm dans une pâte de grains d'environ 0,05 mm. La granulométrie du granite du mont Hog's Back varie peu sur une distance nord-sud d'environ 2 km et sa composition modale fait approximativement 35 % de plagioclase, 4 % de quartz, 1 % de biotite chloritisée et 60 % de mésostase. De la même façon, le plagioclase compte pour 30 à 45 % du granitoïde du mont Chauve, les phénocristaux de quartz, pour environ 5 %, la biotite pour 1 % et la mésostase pour 49 à 64 %. Le plagioclase des granitoïdes est généralement idiomorphe et zoné. Sa composition (déterminée à la microsonde sur huit échantillons du mont Hog's Back et dix du mont Chauve) varie pour le mont Hog's Back de An₃₄Ab₆₅Or₀₁ au centre à An₁₈Ab₇₈Or₀₄ en bordure et, pour le mont Chauve, de An₃₅Ab₆₃Or₀₂ au centre à An₂₄Ab₇₃Or₀₃ en bordure. Ces analyses ne représentent pas une moyenne statistique de l'ensemble, mais le peu de variation enregistrée aux endroits échantillonnés leur donne une représentativité plausible.

Là où le granitoïde est hématitisé, les phénocristaux de feldspath sont transformés en une albite relativement homogène empoussiérée d'hématite et séricitisée préférentiellement au centre des grains. Cette hématitisation est attribuée par Boone (1969) au processus de chloritisation des minéraux ferromagnésiens en présence d'une phase vapeur qui a favorisé la migration du fer vers les feldspaths. Le même processus a contribué à l'expulsion du calcium du plagioclase, ce qui a entraîné la formation d'un gradient d'aluminium. Ce gradient d'aluminium se traduit par des traces de séricite au centre des cristaux, restes de la zonation primaire des phénocristaux.

Les phénocristaux de quartz sont généralement corrodés et localement environnés de fibres radiales de feldspath jusque dans les baies de corrosion. Cette texture témoigne d'une chute de la pression d'eau au cours de la mise en place.

Le fait que les zones hématitisées ne soient reliées à aucun élément structural particulier connu du granitoïde, ajouté aux observations microscopiques décrites ci-dessus, donnent à penser que l'hématitisation aurait suivi de près la mise en place rapide du pluton.

La composition sodique des phénocristaux n'est pas exclusive au granitoïde très hématitisé, comme le mentionne l'étude de Boone (1969). Les phénocristaux d'albite sont aussi présents dans le granitoïde gris, à l'extrémité sud du pluton du mont Hog's Back, le long de la rivière Sainte-Anne, vraisemblablement à quelques mètres du contact avec les calcaires de la Formation d'Indian Cove. Le plagioclase y est homogène et sa composition varie de An_{3,5}Ab_{6,5} au centre à An_{1,3}Ab_{8,7} en bordure. Il présente une légère kaolinisation. Par ailleurs, la roche est localement bréchique et légèrement carbonatée.

Le feldspath potassique n'est jamais présent sous forme de phénocristaux. Cependant, les analyses chimiques révèlent une composition normative d'environ 15 % d'orthose, et Boone (1969) en a détectée près de 10 % sur une fraction du granitoïde expurgée de ses constituants mafiques. Cette composante d'orthose se situe donc dans la mésostase aphanitique des granitoïdes et doit figurer dans le bilan chimique lors de la classification des granitoïdes.

DYKES ET FILONS-COUCHES DE FELSITES

Comme nous l'avons mentionné précédemment, de nombreux dykes et filons-couches de felsites affleurent au nord et à l'ouest du mont Hog's Back. Le couvert végétal permet rarement d'observer les contacts de ces filons, mais leur présence est facilement décelable le long du chemin Simard. Certains de ces dykes et filons-couches sont nettement porphyriques et doivent être reliés au magmatisme des plutons environnants. C'est le cas, entre autres, de deux affleurements situés en bordure du chemin Simard : l'affleurement plat, très désagrégé, à 4,15 km de la route 299, et le granitoïde à phénocristaux de feldspath rouge situé à 5,9 km de la route 299. Deux prélèvements des granitoïdes, situés respectivement à environ 400 m au nord-ouest et 800 m au nord de la limite présumée du mont Hog's Back, possèdent une texture

nettement porphyrique. Cette roche ne diffère des grani-toïdes du mont Hog's Back que par une altération plus poussée et la présence de textures sphérolitiques occasionnelles dans la mésostase aphanitique. D'autres felsites sont affectées par un cisaillement intense au point d'atteindre par endroits des textures mylonitiques et même pseudotachylitiques. C'est le cas de la felsite verte, le long de la route 299, à environ 900 m au sud du ruisseau Isabelle. Le sommet de cette felsite est légèrement discordant avec les laminations fines des siltstones de la Formation de Saint-Léon qui la recouvre. Cette felsite verte, constituée de deux filons de 3 et de 4,2 m séparés par 3 m de siltstone, présente une évolution texturale à l'approche de la zone de cisaillement. Ainsi, le filon supérieur est constitué de 2,2 m de felsite verte suivie de 2 m de felsite blanche et noire (pseudotachylite) à proximité des miroirs de cisaillement à tectoglyphes. Au microscope, on peut observer dans la felsite verte des phénocristaux de plagioclase zoné à coeur d'andésine, enveloppés dans une mésostase trachytique fine à microlites plus sodiques. Les microlites et la texture fluidale disparaissent vers le sommet du filon au profit d'une texture désordonnée dans laquelle le quartz recristallisé baigne dans une plage de feldspath turbide. Quelques rares phénocristaux ont des compositions qui vont de l'orthose presque pure à l'albite presque pure, alors que le fond turbide présente des teneurs très variables de la solution solide albite-orthose.

Les affleurements de felsite situés à proximité du ruisseau Isabelle, dans les quartzites de la Formation de Val-Brillant et les dolomies de la Formation de Sayabec, méritent une attention particulière. Certaines de ces felsites affleurent également le long de la route 299 au nord du pluton du mont Hog's Back. On observe dans l'une d'entre elles des structures colonnaires (figure 29).

Un de ces affleurements, le long du chemin Simard, sous la ligne de transport électrique, a été décapé. Il mesure 8,5 m de longueur sur environ 2 m de largeur. Il est constitué d'une alternance de bancs de felsites massives et de minces couches (8 cm) de felsites laminées intercalées dans les dolomies de la Formation de Say-

bec. Certains bancs sont riches en sphérolites millimétriques, d'autres, très poreux, présentent un horizon de «lapilli d'accrétion» de 1 cm de diamètre, d'autres encore sont finement laminés et finalement un banc massif blanc termine cette séquence. La structure qui attire davantage l'attention se situe le long d'un horizon, à quelque 20 cm du contact avec la dolomie sous-jacente. Il s'agit de deux chenaux remplis de minces couches de felsite finement laminées, épaissies à la base et pincées en bordure (figure 30). La position d'un de ces chenaux correspond à une dépression au sommet de la dolomie.

Au microscope, ces felsites passent, selon les coupes, de massives, microgrenues et aphyriques, localement sphérolitiques, à fragmentaires vers le sommet avec des phénocristaux de quartz corrodé et de plagioclase partiellement résorbé. Les cristaux de plagioclase sont brisés ou agglomérés. Les «lapilli», confinés à un horizon particulier, sont des billes de verre dévitrifié en plages de quartz micropoecilitique. Nous n'avons pu observer d'esquilles de verre dans les lames minces analysées, mais la zone massive contient des taches foncées qui pourraient être des ponces. La présence d'un chenal d'érosion de l'horizon à «lapilli» et de l'horizon à cristaux brisés et à plagioclases agglomérés partiellement résorbés, ainsi que les variations structurales et texturales d'un lit à l'autre sont des critères qui suggèrent fortement pour ces matériaux une origine volcanoclastique. Cette interprétation, si elle est juste, démontre qu'il existait au Wenlock (Silurien) une activité volcanique felsique. Cette observation n'a pu être confirmée par d'autres dans la région. On connaît cependant des épanchements basaltiques dans la Formation de La Vieille de la baie des Chaleurs, un équivalent latéral de la Formation de Sayabec.

À environ 80 m au nord de l'affleurement précédent, sous la ligne de transport électrique, le prolongement de cette séquence, déplacé par des failles, est affecté de plissements serrés. L'alternance de couches fragiles et de couches à microsphérolites résistantes accentue la lamination de la felsite. D'autres affleurements de felsite dans les escarpements qui dominent le ruisseau Isabelle,



FIGURE 29 — Structures colonnaires dans la felsite à l'intérieur des quartzites de la Formation de Val-Brillant (1,8 km de la route 299, près du ruisseau Isabelle).



FIGURE 30 — Structure en chenaux dans la felsite au sud du ruisseau Isabelle, sous la ligne de transport électrique.

à environ 1,8 km à l'ouest de la route 299, possèdent des structures colonnaires d'environ 40 cm de diamètre sur toute l'épaisseur de l'affleurement avec un palier vers le centre (figure 29). Ces felsites sont situées dans la Formation de Val-Brillant. Elles sont finement laminées à la base et au sommet (figure 31), mais sont massives dans l'ensemble. Vers le centre du banc, certaines laminations peu définies sont affectées de plis d'écoulement visqueux semblables à ceux décrits dans les rhyolites blanches du mont Tuzo. Au microscope, les phénocristaux d'albite de l'ordre du millimètre, localement arrondis par la résorption, forment environ 10 % de la roche, et le quartz corrodé, rare, présente une surcroissance fibreuse de feldspath dans une mésostase turbide.



FIGURE 31 — Bordure laminée à la base de l'affleurement de felsite colonnaire de la figure 29.

Roches plutoniques mafiques

DYKES ET FILONS-COUCHES DE DIABASE

La diabase forme un filon-couche très important au sud-ouest du confluent du ruisseau du Dix-Septième Mille et de la rivière Cascapédia. McGerrigle (1954) estimait l'épaisseur de ce filon-couche entre 300 et 450 m, et sa plus grande longueur est-ouest à environ 1,2 km. La diabase forme aussi des dykes qui traversent toutes les formations sédimentaires de la région. Les dykes les plus frais sont à grain fin et affleurent le long de la route qui conduit du camp Faribault, à l'ouest du territoire, à la rivière Cascapédia et au ruisseau du Quatorzième Mille.

La diabase fraîche est noire, massive et très magnétique. Elle se compose à près de 50 % de labrador (An_{62}) zoné, en intercroissance ophitique avec un clinopyroxène titanifère brun rosé. L'olivine, présente dans les roches fraîches, est remplacée dans les faciès altérés par

un agrégat argileux vert olive foncé. La magnétite est omniprésente et apparaît localement sous la forme de cristaux squelettiques. À certains endroits, la diabase est porphyrique et les phénocristaux de plagioclase fortement zonés s'ajoutent aux bâtonnets de la pâte.

Les faciès altérés prennent généralement une couleur grise en cassure fraîche et brun pâle en surface altérée. Les plagioclases sont couverts de séricite et d'un nuage argileux brun pâle (kaolinisation). L'olivine disparaît, mais les pyroxènes résistent sous forme de reliques dans des plages chloriteuses verdâtres.

Dans la partie sud du gros filon-couche du ruisseau du Dix-Septième Mille, la diabase contient une zone de feldspathisation dont la bordure franche ressemble à un contact intrusif. Cependant, la texture subophitique est préservée, et la couleur rose est attribuable à l'albitisation du plagioclase et au remplacement de la zone extérieure des cristaux par un anneau de feldspath potassique. Le plagioclase y est sodique et légèrement kaolinisé. Le clinopyroxène a subi une carbonatation le long des fractures qui le traversent. Certaines cavités entre les plagioclases recèlent des cristaux de datolite.

L'altération ou la cuisson des roches sédimentaires au contact de ces intrusions mafiques est peu importante à l'exception du filon-couche du ruisseau du Dix-Septième Mille autour duquel les calcaires sont recristallisés. À 400 m environ en aval des chutes de la rivière Cascapédia, au sud de ce filon-couche, les calcaires, au contact d'un dyke de diabase, sont coupés de veinules de calcite porteuses de grains de sphalérite.

DYKES MAFIQUES AMYGDALAIRES

Dans la partie nord-est du territoire étudié, les dykes mafiques qui recoupent les roches sédimentaires sont généralement amygdalaires. À certains endroits, en particulier le long du chemin de l'Indien, à 1 150 m au sud de la croisée du chemin Simard, ces amygdales tapissées de délessite, et remplies de carbonate et plus rarement de silice, atteignent 1 cm de diamètre.

Au microscope, ces dykes de faible puissance révèlent une altération profonde qui a entraîné la chloritisation complète des minéraux ferromagnésiens. Cependant, les plagioclases, généralement frais, ont conservé l'arrangement triangulaire de la texture subophitique et la composition du labrador (An_{60-65}). La pâte entre les lattes de plagioclase est envahie par la chlorite, les carbonates et des grains de pyrite. La magnétite y est omniprésente.

Ces dykes, en raison de leur texture, de leur minéralogie et de la calcicité de leur plagioclase, sont sans doute des équivalents des dykes de diabase, altérés au moment de leur intrusion dans un milieu particulièrement hydrophile.

Évaluation des données géochimiques

L'étude pétrographique des roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie a démontré que celles-ci appartiennent à une grande variété de types lithologiques que nous avons regroupés en quatre classes : a) les basaltes; b) les rhyolites; c) les roches plutoniques felsiques (granitoïdes et felsites); d) les roches plutoniques mafiques. Toutes ces roches ont été échantillonnées en détail, et l'examen de quelque 500 lames minces et lames minces polies a permis de sélectionner, aux fins d'analyses chimiques, les roches les plus fraîches et les plus représentatives des divers types lithologiques.

Nous avons préparé pour analyse 64 échantillons de roches volcaniques diverses, 7 roches intrusives felsiques du dôme de Lemieux, 6 granitoïdes et 10 felsites diverses. Le tableau 5 présente la liste des échantillons analysés, classés par unité stratigraphique et selon leur provenance. Les échantillons analysés y sont localisés par leurs coordonnées. Un certain nombre d'analyses des monts Hog's Back et Vallières-de-Saint-Réal, tirées de La Rocque (1987), ont été ajoutées aux figures 45 et 46 (voir plus loin) pour fins de comparaison.

Tous les échantillons ont été analysés au *Laboratoire de Géochimie analytique* de l'École Polytechnique de Montréal. Les éléments majeurs ont été analysés par la méthode de fluorescence-X. Une série d'éléments mineurs (Ba, Be, Co, Cr, Cu, Li, Pb, Ni, Rb, Sr, Sn, V, Zn) ont été mesurés par la méthode d'absorption atomique. Les terres rares et d'autres éléments en traces (Sc, Cr, As, Sb, Cs, Ba, Th, U, Au) ont été dosés par la méthode d'activation neutronique. Tous les échantillons ont été repris pour analyse par la méthode de fluorescence-X du Rb, Sr, Y, Zr et, dans plusieurs cas, du Ga et du Nb. Ces dernières analyses ont été effectuées au *Laboratoire de Géochimie* de l'Université de Montréal.

ALTÉRATION DES BASALTES

Afin que toutes les unités lithologiques soient représentées par l'échantillonnage, nous avons dû inclure quelques échantillons affectés jusqu'à un certain degré par l'altération deutérique ou hydrothermale. Les unités les plus touchées sont les basaltes et les rhyolites blanches.

Nous suggérons au tableau 5 un indice de quantification de l'altération des basaltes basé sur l'état de préservation de leurs minéraux primaires (olivine, augite et plagioclase). Le minéral le plus frais est le plagioclase, suivi du pyroxène et enfin de l'olivine qui est transformée en smectite dans la majorité des échantillons. L'olivine étant le minéral le plus sensible à l'altération, sa fraîcheur garantit celle des autres minéraux. Le pyroxène est chloritisé dans certains échantillons, alors que

le plagioclase, généralement frais, peut avoir subi localement une séricitisation ou une carbonatation. Pour quantifier le degré d'altération, nous utilisons un indice dans lequel le nombre entier caractérise le minéral préservé et la décimale, le pourcentage d'altération

Indice 0 : olivine préservée;

Indice 1 : pyroxène préservé, olivine altérée;

Indice 2 : plagioclase préservé, pyroxène et olivine altérés.

Par exemple, un indice de 0.8 indique que l'olivine est altérée à 80%; un indice de 2,5 indique que le plagioclase est altéré à 50% et que l'olivine ainsi que le pyroxène sont alors complètement altérés.

ALTÉRATION DES RHYOLITES

L'altération des rhyolites n'est quantifiable par aucun indice minéralogique puisque le seul minéral altérable dans cette roche est le feldspath. Nous nous restreignons donc ici à décrire trois phases d'évolution au cours desquelles l'altération a pu marquer les rhyolites de façon particulière : a) la cristallisation primaire; b) l'hydratation du verre; c) la dévitrification secondaire. Chacune de ces phases est bien identifiée par des textures caractéristiques dans les rhyolites analysées. L'altération, en particulier par les fluides hydrothermaux, a modifié le chimisme des rhyolites par des voies spécifiques à leurs différents stades d'évolution. Ainsi, les teneurs en alcalis et en silice varient beaucoup entre les rhyolites blanches, les perlites et les rhyolites brunes du mont Squaw Cap, bien que ces dernières unités lithologiques soient interlitées.

Plusieurs auteurs traitent de l'influence de la cristallisation primaire, de l'hydratation du verre et de la dévitrification sur la composition chimique des rhyolites. Ainsi, pour Lipman *et al.* (1969), dont l'étude a porté sur des paires felsites-obsidiennes, la cristallisation primaire n'entraîne pas de variations chimiques sensibles d'une phase à l'autre. Lipman (1965) avait auparavant constaté, pour des paires semblables, des variations allant jusqu'à une augmentation de 2% du Na₂O et une diminution de 1% du K₂O dans les felsites par rapport aux obsidiennes hydratées. Noble (1965) a montré que les rhyolites peralcalines subissent des pertes en sodium lors de la cristallisation primaire. Zielinsky *et al.* (1977) ont observé de légères différences des éléments en traces (F, Cs et Li) et des terres rares dans les paires felsites-obsidiennes que Lipman *et al.* (1969) avaient analysées pour les éléments majeurs. Suneson & Lucchitta (1983) expliquent les teneurs élevées en potassium des rhyolites par un échange d'ions lors de la cristallisation primaire en présence d'un fluide. Ils admettent ce phénomène plutôt que la dévitrification, car tous les échantillons riches en potassium sont cristallins et proviennent d'intrusions de

TABLEAU 5 — Échantillons analysés en annexes (début)

Numéro d'analyse	Numéro d'échantillon	Indice d'altération, ou lithologie	Coordonnées UTM (fuseau 6) estant nordant		Provenance
Basaltes					
<i>Unité mafique inférieure</i>					
1	86MD13	2,5	408060	5408260	Flanc N du mont Lyall
2	86T2 1+72W	1,5	408280	5408200	Tranchée du flanc N du mont Lyall
3	86T2 1+60W	1,9	408300	5408200	Idem
4	86T2 1+35W	2,1	408320	5408200	Idem
5	84ML64	2,1	408560	5408620	Flanc N du mont Lyall
6	85DT38	1,5	344020	5406540	Flanc W du mont Tuzo
<i>Unité mafique supérieure</i>					
7	86T2 3+80E	1,1	408720	5408300	Tranchée du flanc N du mont Lyall
8	84ML09	1,6	408680	5407300	Flanc E du pic NW du mont Lyall
9	84ML15B	0,2	408780	5406500	Idem
10	84ML50	1,7	409960	5406000	Ruisseau B du flanc N du mont Lyall
11	84ML53	1,1	409920	5405920	Idem
12	84ML30F	2,8	408980	5406140	Ruisseau A du flanc N du mont Lyall
13	84ML30I1	1,4	408980	5406040	Idem
14	85DL18	1,5	411060	5406300	Ruisseau C du flanc N du mont Lyall
15	85DL30B	1,4	411080	5406160	Idem
16	85DL32	1,6	411100	5406140	Idem
17	86MD16	1,5	404080	5402640	Route 299 sud
18	86MD17	2,3	404700	5401800	Idem
19	85RL07A	1,3	408620	5409880	Route 299 nord
20	86MD18	1,2	408620	5409880	Idem
21	86MT07	0,5	393400	5402200	Rivière Cascapédia
22	86MT47	1,0	392600	5402700	Rive W de la rivière Cascapédia
<i>Basaltes indifférenciés</i>					
23	86BT39		395080	5407030	Vallée E du mont Squaw Cap
24	84ML45	1,9	408240	5409360	Route de Murdochville
25	86MD05	0,5	414600	5405840	Idem
26	86MD06	2,0	414200	5405840	Route de Murdochville
27	86JP153		203540	5348700	Chemin Burma
Rhyolites					
<i>Unité felsique inférieure</i>					
28	86MD50	Rhyolite	408660	5408560	Tranchée n° 1 N, mont Lyall
29	85DL05B	Rhyolite	408260	5408660	NW du mont Lyall
30	84ML01	Rhyolite	409360	5407250	Flanc E du pic NW du mont Lyall
31	84ML07	Rhyolite	409380	5407400	Idem
32	84ML18	Rhyolite	409380	5407510	Idem
33	84ML29	Rhyolite	409540	5406950	Flanc N du pic central du mont Lyall
34	85DL13	Rhyolite	409020	5406370	Ruisseau A, mont Lyall
35	85DL25A	Rhyolite	408960	5406520	Embranchement du ruisseau A du mont Lyall
36	84ML49	Rhyolite	410120	5406260	Ruisseau B, mont Lyall
37	84ML59	Rhyolite	410320	5407180	Nord du ruisseau B, mont Lyall
38	84ML46	Rhyolite	408500	5408100	Route de Murdochville
39	84ML84	Tuf à cristaux	408640	5408260	S de la tranchée n° 2 du mont Lyall
40	84ML115B	Rhyolite	403860	5403800	S du dôme de Lemieux
41	85RL109A	Rhyolite	407100	5410360	Entre le ruisseau Hog's Back et la route 299
42	85DT30	Rhyolite	394120	5406580	Flanc W du mont Tuzo
43	86MT55	Rhyolite	394120	5406600	Idem
44	86MT30E	Rhyolite	394560	5404540	Lac du Neuvième Mille
45	85DT28B	Tuf à lapilli	394180	5406420	Flanc W du mont Tuzo
<i>Unité felsique supérieure</i>					
46	84ML10	Rhyolite rouge	408360	5407120	Pic NW du mont Lyall
47	84ML11	Rhyolite rouge	408340	5406940	Idem
48	84ML15A	Rhyolite rouge	408680	5406480	Idem
49	84ML32	Rhyolite rouge	409200	5405880	Pic central du mont Lyall
50	84ML36	Rhyolite rouge	408800	5405980	Idem
51	85DL27E	Rhyolite rouge	409540	5406040	Idem
52	85RL74A	Rhyolite rouge	409700	5405800	Idem
53	85OBS	Perlite	394180	5405140	SW du mont Tuzo

TABLEAU 5 — Échantillons analysés en annexes (suite et fin)

Numéro d'analyse	Numéro d'échantillon	Indice d'altération, ou lithologie	Coordonnées UTM (fuseau 6) estant nordant		Provenance
Rhyolites (suite)					
Unité felsique supérieure (suite)					
54	86OBSWT	Perlite	394090	5406380	Flanc W du mont Tuzo
55	85P1	Perlite	394560	5407680	Flanc E du mont Squaw Cap
56	85P2	Perlite	394560	5407680	Idem
57	86MT75B	Rhyolite brune	394560	5407680	Flanc E du mont Squaw Cap
58	86MT61A	Rhyolite brune	394560	5407680	Idem
59	86MT63A	Rhyolite brune	394600	5407500	Flanc SE du mont Squaw Cap
60	86BT18	Rhyolite brune	395200	5407360	Vallée à l'E du mont Squaw Cap
61	86BT49	Rhyolite brune	394120	5407800	Sommet du mont Squaw Cap
62	86CT09	Rhyolite brune	395360	5407660	Butte à l'E du mont Squaw Cap
63	85RT01E	Rhyolite brune	394760	5405020	SE du mont Tuzo
64	86MT76B	Rhyolite brune	394320	5406300	Flanc W du mont Tuzo
Intrusions du dôme de Lemieux					
65	85-4-81	Diabase	401840	5408600	Mont de la Brèche
66	85-4-283	Diabase	401840	5408600	Idem
67	85-1-144	Diabase	402520	5408160	Idem
68	85-4-72	Diabase	401840	5408600	Idem
69	85CL-28A	Felsite	401800	5408550	Idem
70	85CL-33A	Felsite	401750	5408350	Idem
71	85CL-38A	Felsite	401800	5408100	Idem
Intrusions felsiques					
72	83BD150	Granitoïde	395110	5410980	Mont Chauve
73	83BD157	Granitoïde	394950	5410600	Idem
74	833V22	Granitoïde	406510	5414440	Mont Hog's Back
75	833V24	Granitoïde	406980	5413410	Idem
76	833V25	Granitoïde	407750	5413410	Idem
77	84V5	Granitoïde	407750	5413410	Idem
78	83DK8	Felsite	406900	5415980	Route 299, au N du mont Hog's Back
79	83DK23	Felsite	407785	5413780	Route 299, à l'E du mont Hog's Back
80	83DK47	Felsite	405030	5414960	NW du mont Hog's Back
81	83BD65A	Felsite	399670	5414800	NE du mont Chauve
82	83BD187	Felsite	405930	5416280	Ruisseau Isabelle
83	84IL35	Felsite	405930	5415960	Indice Lepage
84	84IL30	Felsite	406320	5416175	Idem
85	84RI51C	Felsite	406520	5416320	Idem
86	85V1	Felsite	406520	5416320	Idem
87	85V5	Felsite	406520	5416320	Idem
Intrusions mafiques					
88	83L88A	Diabase	381020	5406230	

faible profondeur dont plusieurs ont une bordure de trempe vitreuse hydratée. Si une dévitrification secondaire s'était produite, la bordure vitreuse ne serait pas préservée. De plus, il n'y a pas d'évidence pétrographique d'un remplacement du Na par le K. Pour appuyer leur hypothèse d'un échange d'ions lors de la cristallisation primaire, ils citent les résultats expérimentaux d'Orville (1963) qui démontrent que la structure du feldspath alcalin admet le K de préférence au Na à des températures situées entre 250 et 700 °C.

L'hydratation du verre volcanique ne semble amener qu'une faible mobilité des alcalis, de l'ordre de 0,3 % d'après les travaux de Noble (1967) ou inférieur à 1 % selon Lipman *et al.* (1969), ce qui favorise une augmenta-

tion du rapport K_2O/Na_2O . Le fer est généralement oxydé (Noble, 1967) et certains éléments en traces (Li, Sr, Ba et F) sont alors mobilisés (Zielinsky *et al.*, 1977).

La dévitrification secondaire amène des variations importantes des teneurs en alcalis. Simons (1962) rapporte des gains en K_2O atteignant 3 % (pourcentage du poids) et des pertes en Na_2O jusqu'à 2 % dues à une dévitrification secondaire en présence d'un fluide hydrothermal. De même, Lipman (1965) rapporte des pertes maximales en Na de 1,4 % et des gains en K de 4,3 %.

En résumé, la cristallisation primaire et la dévitrification en présence de fluide peuvent augmenter le bilan du potassium et diminuer celui du sodium de quelques points.

Classification chimique des roches magmatiques

La géochimie de l'ensemble des roches volcaniques est mise en lumière par les diagrammes alcalis en fonction de la silice subdivisés par Le Bas *et al.* (1986), par le diagramme R_2 en fonction de R_1 proposé par La Roche *et al.* (1980) et le diagramme SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 de Winchester & Floyd (1977) qui fait intervenir des éléments résistants à l'altération. La caractérisation géochimique spécifique des basaltes et des rhyolites, leurs interrelations, ainsi que l'environnement tectonostratigraphique déduit de cette caractérisation font appel aux résultats des analyses des terres rares et des éléments les plus résistants aux processus d'altération.

DIAGRAMME ALCALIS EN FONCTION DE LA SILICE

Le diagramme alcalis en fonction de la silice (figure 32) illustre bien le caractère bimodal des volcanites de la Formation de York River. Les limites entre les champs proposés par Le Bas *et al.* (1986) fixent toutes les roches felsiques dans le domaine des rhyolites. Il est toutefois évident que ce diagramme ne permet pas un classement précis de ces roches étant donnée la mobilité des alcalis et de la silice. Par exemple, les rhyolites qui contiennent plus de 80 % de silice sont évidemment altérées. Les roches mafiques pour leur part logent en majeure partie dans le champ des basaltes à l'exception de quelques filons de diabase du dôme de Lemieux qui contiennent jusqu'à 5 % de K_2O (analyse n° 65, tableau 5), alors

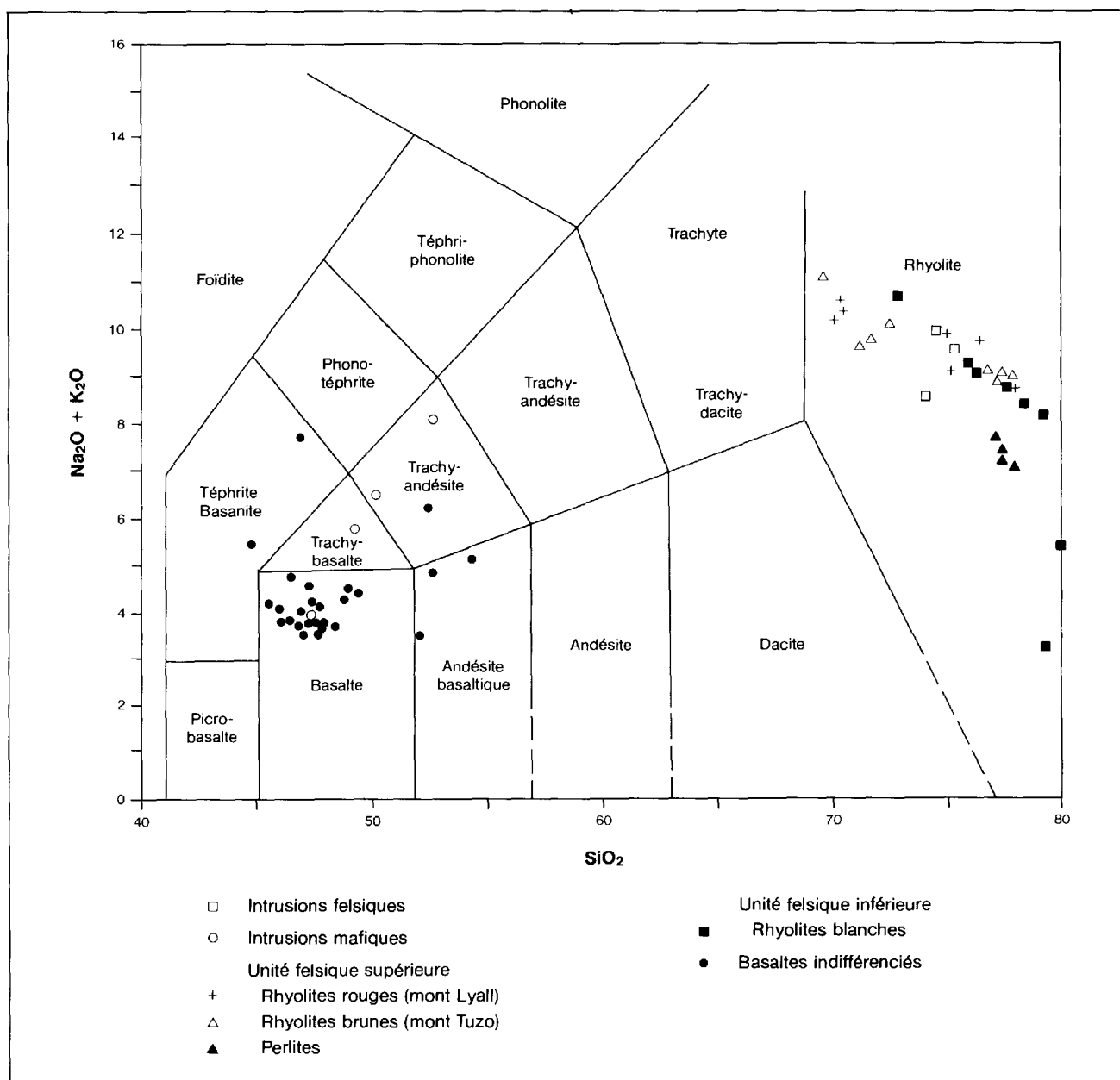


FIGURE 32 — Position des roches volcaniques dans le diagramme de classification alcalis en fonction de la silice (Le Bas *et al.*, 1986).

que les basaltes ne dépassent qu'exceptionnellement le niveau de 1 %. Quelques rares échantillons dont les teneurs en silice excèdent 50 % sortent aussi légèrement du champ des basaltes.

DIAGRAMME R_2 EN FONCTION DE R_1

Le diagramme R_2 en fonction de R_1 (La Roche *et al.*, 1980) met sur un même plan les principaux éléments majeurs des roches (figure 33), ce qui permet d'observer les tendances évolutives des séries magmatiques le long de fuseaux juxtaposés et déployés en éventail. Les roches évoluent du domaine des basaltes (sommet des fuseaux) vers le domaine des rhyolites en recoupant les « ceintures transverses » qui correspondent aux stades successifs de

la différenciation. Ce diagramme est cependant très sensible aux processus d'altération puisque les paramètres en sont les éléments majeurs.

Cette distribution (figure 33) étale davantage la position des échantillons et illustre le caractère bimodal des volcanites. Les roches mafiques logent en majeure partie dans les domaines des basaltes à olivine et des basaltes alcalins. Certains échantillons de filons de gabbro du dôme de Lemieux sont situés dans des champs plus évolués. Ils doivent leur position en majeure partie à des teneurs élevées en potassium et faibles en calcium. D'autres échantillons (analyses nos 23 et 25 du tableau 5) se situent dans un domaine nettement alcalin en raison de leurs teneurs élevées en alcalis, titane et alumine, teneurs

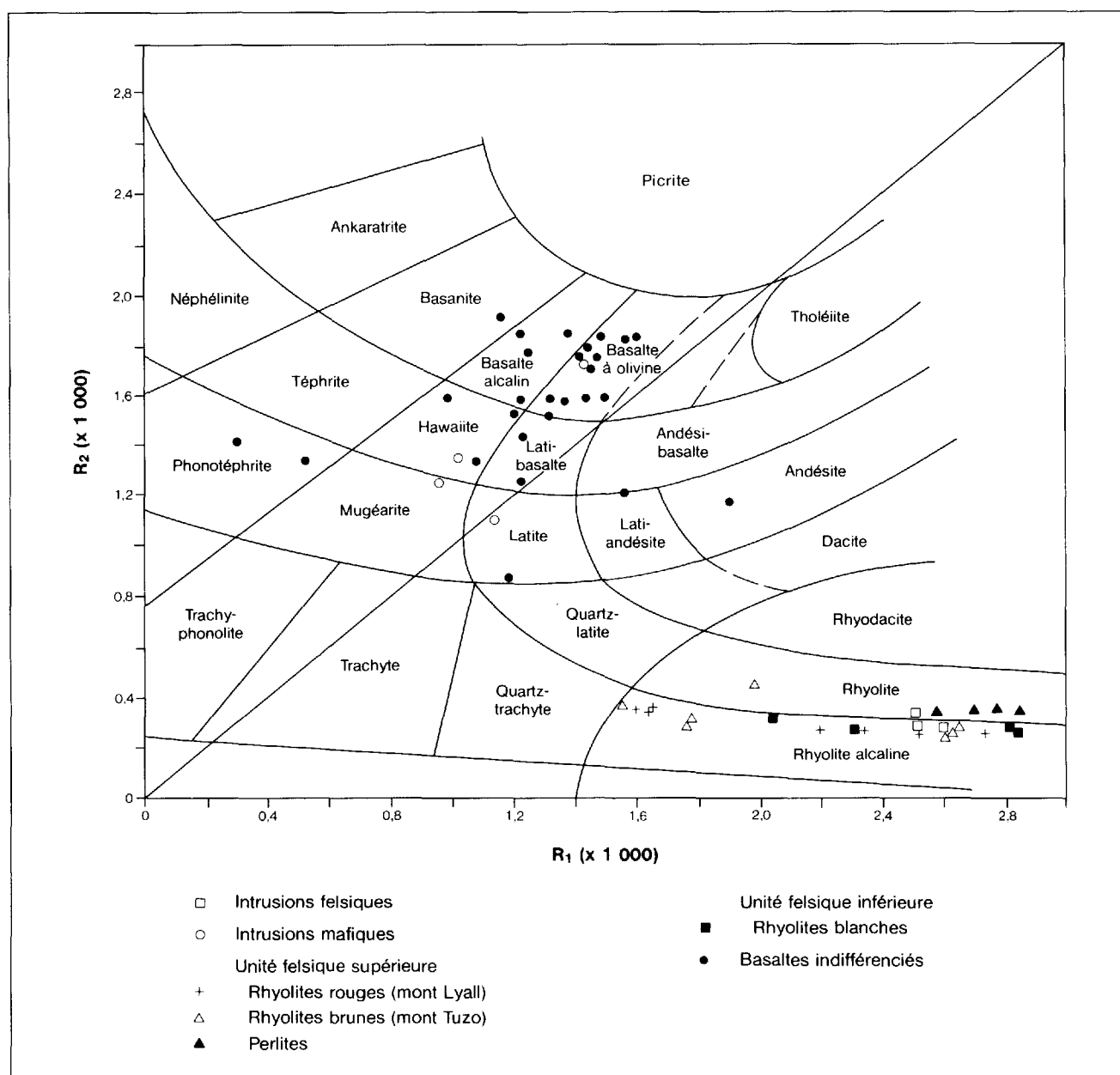


FIGURE 33 — Position des roches volcaniques dans le diagramme de classification R_2 en fonction de R_1 (de La Roche *et al.*, 1980). $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$. $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

également confirmées par la composition titanifère du pyroxène.

Les volcanites felsiques, pour leur part, chevauchent les champs des rhyolites et des rhyolites alcalines, le long du même fuseau de différenciation que celui des basaltes. Les rhyolites situées le plus près du champ quartz-trachyte sont une rhyolite brune du mont Tuzo et trois rhyolites rouges des sommets du mont Lyall. Les autres rhyolites sont situées dans des domaines «plus évolués» : trois rhyolites brunes du mont Squaw Cap voisin, du côté alcalin, les perlites logées dans le champ des rhyolites subalcalines. Un certain nombre de rhyolites blanches sortent du champ en raison de teneurs élevées en silice qui s'expliquent en partie par la silicification sous forme de veinules de calcédoine.

DIAGRAMME SiO_2 EN FONCTION DE Zr/TiO_2

Les éléments Zr et TiO_2 sont relativement stables et résistent aux processus d'altération hydrothermale et au métamorphisme dans la plupart des roches magmatiques. Le rapport Zr/TiO_2 a un comportement semblable à celui des alcalis, mais il y a avantage à l'utiliser en raison de la stabilité de ces éléments. Sur le diagramme (figure 34) de Winchester & Floyd (1977), la distribution des volcanites est toujours bimodale et les basaltes se situent en bonne partie dans le domaine alcalin. Certains échantillons s'éloignent cependant du champ, surtout en raison de leur teneur en silice.

La distribution des roches felsiques dans le diagramme SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 est plus étalée. Les rhyolites brunes se partagent entre le champ des rhyoda-

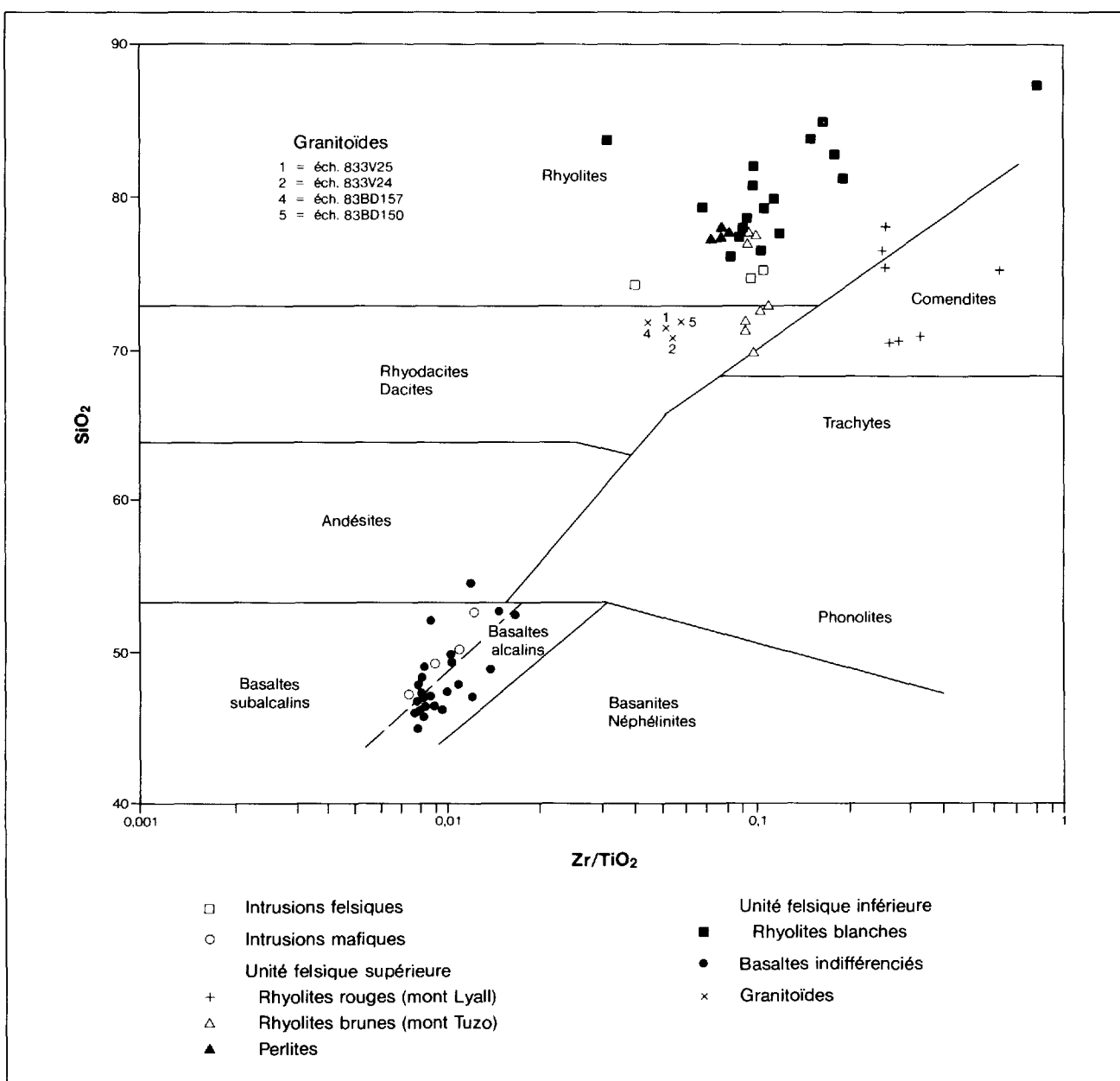


FIGURE 34 — Position des roches magmatiques dans le diagramme de classification SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).

cites et le champ des rhyolites, mais sur la seule base du contenu en silice. En ce qui concerne le rapport Zr/TiO_2 , il est le même, à peu de chose près, pour les rhyolites brunes, les perlites et la plupart des rhyolites blanches. Cependant, l'étalement des rhyolites blanches est prévisible en raison de l'importance de la silicification reliée à la dévitrification. Seules les felsites porphyriques des sommets du mont Lyall sont nettement démarquées, en particulier par leur contenu en Zr qui dépasse les 1 000 ppm pour trois échantillons et se situe autour de 500 ppm pour les autres. Ces roches nettement alcalines sont dans le champ des comendites et le zircon y est généralement bien visible en lame mince.

Caractères géochimiques des volcanites

BASALTES

Les diagrammes alcalis en fonction de la silice, R_2 en fonction de R_1 et SiO_2 en fonction de Zr/TiO_2 illustrent la composition alcaline des basaltes de la Formation de York River. Cette alcalinité apparaît aussi clairement sur les diagrammes Al_2O_3 en fonction de $Na_2O + K_2O$ et de SiO_2 de Kuno (1960) (figure 35). Les teneurs en terres rares, en particulier les terres rares légères, dénotent l'alcalinité des basaltes. Sur la figure 36, les teneurs de 11 des 14 basaltes analysés pour les terres rares sont regroupées dans une enveloppe illustrant les teneurs minimale,

moyenne et maximale observées. Les trois échantillons (nos 86MD05, 86MD17 et 86MT47 du tableau 5) portés séparément se démarquent par des teneurs plus fortes en terres rares légères, caractéristiques de roches plus alcalines. Le niveau des terres rares légères normalisées (La_n) se situe entre 50 et 100 pour une moyenne d'environ 70, alors que la pente négative normalisée ($(La/Lu)_n$) moyenne se situe autour de 5. La pente est presque droite, sans anomalie marquée en europium. L'échantillon n° 86MD05 du tableau 5, nettement plus alcalin, a un niveau de La_n au-dessus de 200 et une pente ($(La/Lu)_n$) autour de 15.

Le diagramme La/Sm en fonction de La (non normalisés) (figure 37) de Treuil & Joron (1975) permet de départager, dans une suite d'échantillons, l'influence de la cristallisation fractionnée de celle de la fusion partielle du manteau, processus reconnu de formation des basaltes. Ce diagramme met en corrélation le rapport élément hygromagmatophile/élément magmatophile en fonction d'un élément hygromagmatophile. Les produits de fusion partielle se situent sur une diagonale tendant vers l'origine pour les taux les plus élevés. La cristallisation fractionnée, pour sa part, ne modifie pas le rapport La/Sm avec l'évolution du magma et trace une courbe horizontale avec l'augmentation des teneurs en La. L'échantillon le plus alcalin (analyse n° 25 du tableau 5) est plus éloigné de l'origine avec les teneurs en La les plus élevées et, par conséquent, le plus faible taux de fusion partielle.

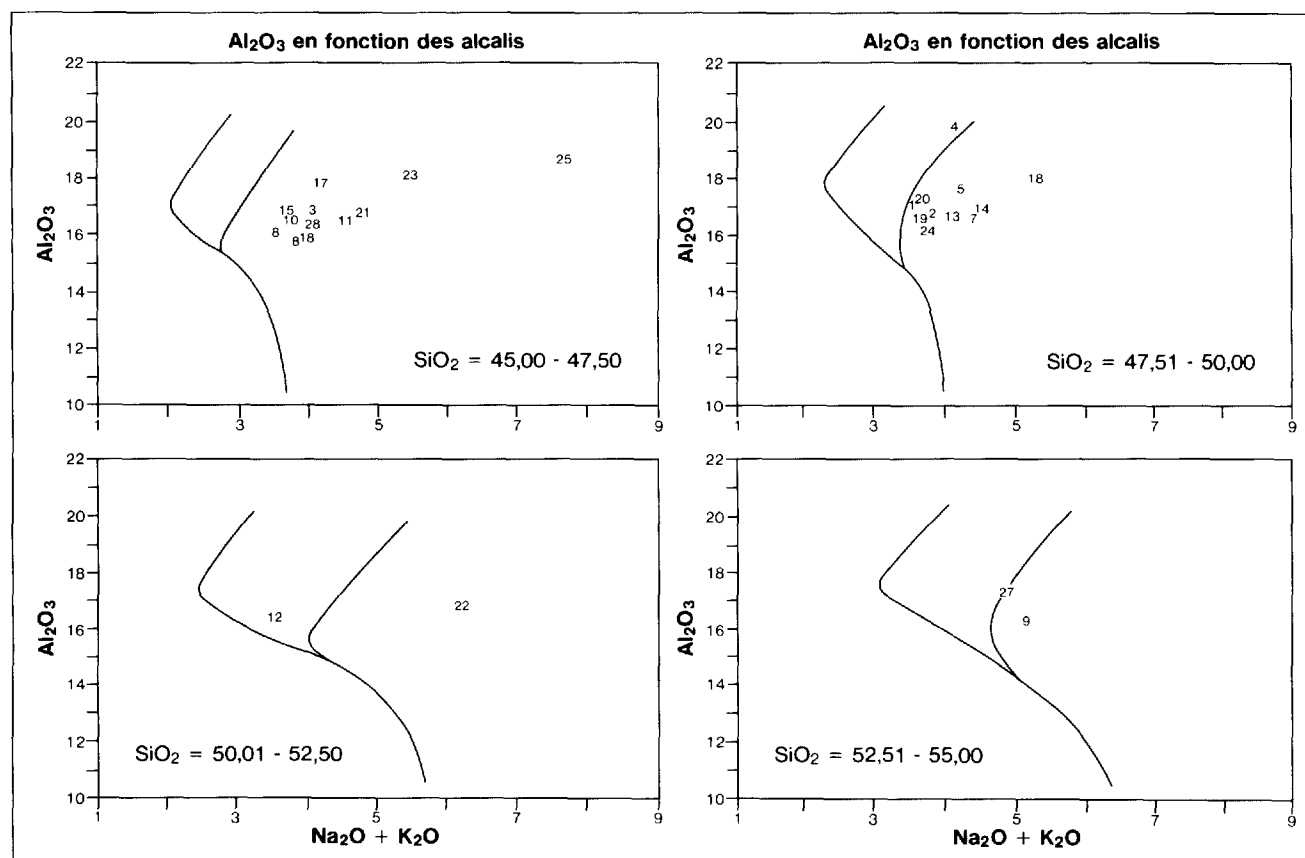


FIGURE 35 — Distribution des basaltes sur le diagramme Al_2O_3 en fonction de $Na_2O + K_2O$ et de SiO_2 (Kuno, 1960). Se reporter au tableau 5 pour les numéros d'analyse.

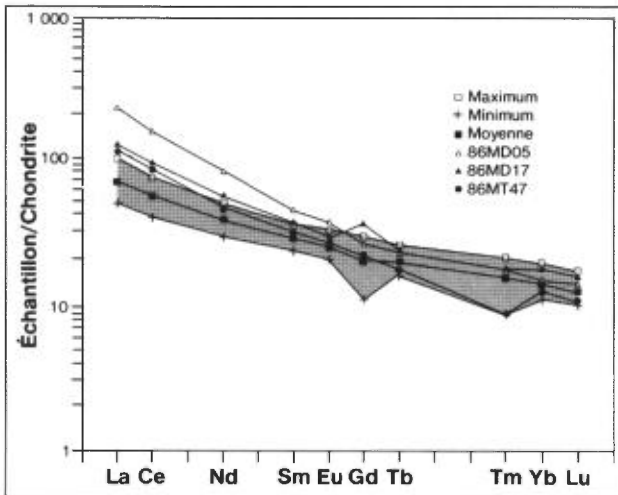


FIGURE 36 — Profils des terres rares pour les basaltes. La zone ombragée regroupe 11 analyses. Se reporter au tableau 5 pour les numéros d'échantillon.

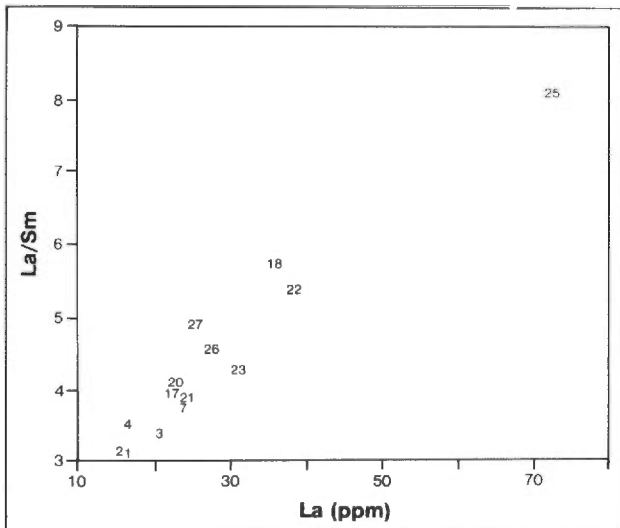


FIGURE 37 — Distribution des basaltes du centre-nord de la Gaspésie sur un diagramme La/Sm en fonction de La (Treuil & Joron, 1975). Se reporter au tableau 5 pour les numéros d'analyse.

Le diagramme ne montre pas de tendance vers une distribution horizontale, ce qui indique le peu d'influence de la cristallisation fractionnée sur l'évolution des basaltes de la Formation de York River. Cette observation corrobore également le caractère bimodal de l'ensemble des roches volcaniques de cette formation.

RHYOLITES

Les volcanites felsiques de la Formation de York River ont été subdivisées en rhyolites blanches de l'unité felsique inférieure des monts Tuzo et Lyall, en rhyolites brunes des monts Tuzo et Squaw Cap et en rhyolites rouges des sommets du mont Lyall, appartenant à l'unité felsique supérieure.

Les rhyolites blanches des monts Tuzo et Lyall ont des configurations semblables de distribution des terres rares

(figures 38 et 39). En général, les teneurs normalisées en La (tableau 6) varient entre 67 et 155 et le rapport $(La/Lu)_n$ entre 3,9 et 9,5. La majorité des échantillons sont marqués d'une anomalie négative en europium, probablement attribuable au fractionnement des feldspaths. Les courbes des figures 38 et 39 sont légèrement concaves, ce qui pourrait être le résultat de la séparation de minéraux comme l'apatite ou la hornblende. Certains échantillons font exception, tels le tuf soudé (échantillon n° 84ML84 du tableau 6, analyse n° 39) de la tranchée nord du mont Lyall et la rhyolite porphyrique très altérée (échantillon n° 84ML46 du tableau 6, analyse n° 38) du flanc nord du même mont. Le tuf soudé présente des teneurs en La_n et $(La/Lu)_n$ semblables à celles des autres rhyolites blanches (107 et 7), mais on n'y décèle aucune anomalie en europium, sans doute en raison de la quantité de phénocristaux de feldspath qu'il contient. L'allure de la courbe est également très accentuée dans les terres

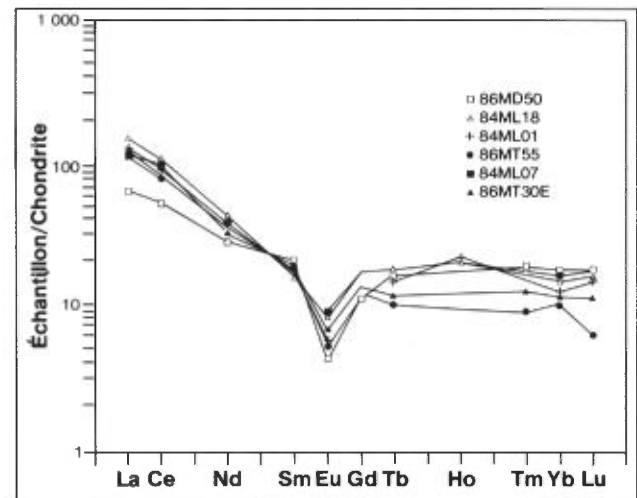


FIGURE 38 — Profils des terres rares pour les rhyolites blanches de l'unité felsique inférieure. Se reporter au tableau 5 pour les numéros d'échantillon.

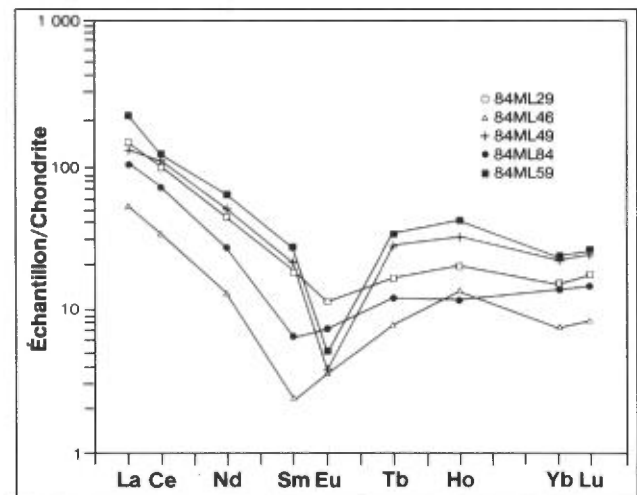


FIGURE 39 — Profils des terres rares pour les rhyolites blanches particulières de l'unité felsique inférieure. Se reporter au tableau 5 pour les numéros d'échantillon.

TABLEAU 6 — Sommaire des analyses des terres rares (début)

Numéro d'analyse	Numéro d'échantillon	La _n	(La/Lu) _n	(La/Sm) _n	(Eu/Sm) _n
Basaltes					
1	86MD13	53,3	3,8	1,86	0,9
2	86T2, 1+72W	50,2	4,5	1,88	0,87
3	86T2, 1+60W	65,4	4,5	2,06	0,89
4	86T2, 1+35W	52,7	4,75	2,15	0,9
7	86T2, 3+80E	75,2	5,3	2,3	0,85
17	86MD16	71,7	5,5	2,4	0,88
18	86MD17	114,3	10,6	3,5	0,83
20	86MD18	72	5,2	2,47	0,86
21	86MTO7	77,1	6,2	2,35	0,88
22	86MT47	122,2	7,6	3,26	0,78
23	86BT39	99,4	5,85	2,6	0,89
25	86MDO5	231,1*	15,5*	4,9*	0,82*
26	86MD06	87,3	8,3	2,8	0,88
27	86JP15	81	7,5	3	0,80
X	LB-BA	63,8	3,82*	1,95	0,80*
Moyenne (sans *)		78,6	6,12	2,5	0,86
Rhyolites blanches					
<i>Unité felsique inférieure</i>					
28	86MD50	67	3,9	3,3	0,2
30	84ML01	133	9,1	7,7	0,33
31	84ML07	116	6,9	6,9	0,51
32	84ML18	155	9,5	9,3	0,5
33	84ML29	146	8,7	7,4	0,6
36	84ML49	136	5,5	6,2	0,19
37	84ML59	223	8,7	7,6	0,18
38	84ML46	55	6,3	21,2*	0,53
39	84ML84	107	6,9	15,7*	1,14
43	86MT55	127	7,0	7,0	0,3
44	86MT30E	126	6,5	6,5	0,34
Moyenne (sans *)		126	7,2	6,9	0,35
Rhyolites rouges					
<i>Unité felsique supérieure</i>					
46	84ML10	291	5,9	4,1	0,18
47	84ML11	381	7,7	5,3	0,19
48	84ML15A	252	5,1	3,7	0,22
49	84ML32	169	5,0	5,8	0,12
50	84ML36	137	4,8	7,5	0,2
Moyenne		246	5,7	5,3	0,18
Perlites					
53	85OBS	130	10,5	5,8	0,3
54	86OBSWT	144	9,1	5,6	0,32
Moyenne		137	9,8	5,7	0,31
Rhyolites brunes					
57	86MT75B	123	7,8	6,6	0,39
58	86MT61A	158	10,2	7,2	0,34
59	86MT63A	137	9,6	6,2	0,34
60	86BT18	204	9,9	5,9	0,23
61	86BT49	201	11,4	6,7	0,24
62	86CT09	209	11,2	6,7	0,25
64	86MT76B	230	10,6	5,5	0,4
Moyenne		180	10,1	6,4	0,3
Granitoïdes					
72	83BD150	95,5	25,7	6,1	0,5
73	83BD157	100,3	29,5	6,4	0,64
74	833V22	64,8	30	5,7	0,7
76	833V25	72,4	33,3	5,4	0,65
77	84V5	60,9	18	4,5	0,39
Moyenne		78,8	27,3	5,6	0,58

TABLEAU 6 — Sommaire des analyses des terres rares (suite et fin)

Numéro d'analyse	Numéro d'échantillon	La _n	(La/Lu) _n	(La/Sm) _n	(Eu/Sm) _n
Felsites					
83	84IL35	165,7	8,9	5,4	0,28*
84	84IL30	145,1*	5,45*	10,3*	0,64*
85	84R151C	145,4	7,8	5,4	0,16
86	85VI	118,4	7,1	5,3	0,14
87	85V-5	147,9	8,8	5,0	0,1
Moyenne (sans *)		144,4	8,1	5,3	0,17 (0,13)

n : normalisé par la chondrite Leedy modifiée (Taylor & Gorton, 1977); X : diabase de la région du camp Faribault.

rars légères pour lesquelles le rapport (La/Sm)_n est de 15,7 alors qu'il est de 7,6 dans la plupart des autres felsites blanches (échantillon n° 84ML01 du tableau 6, analyse n° 30) de la même tranchée. En ce qui concerne l'autre anomalie importante (échantillon n° 84ML46 du tableau 6, analyse n° 38), la silicification (86,4 % de SiO₂) peut sans doute expliquer la forme et le niveau de la courbe. Certains échantillons (échantillon n° 84ML59 du tableau 6, analyse n° 37) ont des niveaux plus élevés qui reflètent probablement la cristallisation fractionnée.

Les rhyolites brunes des monts Squaw Cap et Tuzo sont enrichies en terres rares par rapport aux rhyolites blanches de cet endroit (figure 40). Deux échantillons (échantillons nos 86BT18 et 86CT09 du tableau 6, analyse nos 60 et 62) sont particulièrement enrichis, avec un niveau de La_n de 204 et 209 contre une moyenne de 126 pour les rhyolites blanches. Le rapport (La/Lu)_n est également légèrement supérieur, 10 et 11 contre 6,5 à 7,0. Les perlites des monts Tuzo et Squaw Cap (figure 41) ont une configuration des terres rares semblable à celle des rhyolites brunes (échantillon n° 86MT75B du tableau 6, analyse n° 57), soit un La_n de 130, un (La/Lu)_n de 10,5 et un (La/Sm)_n de 5,7. De plus, l'anomalie en europium est du même ordre de grandeur, ce qui confirme la parenté génétique entre ces lithologies.

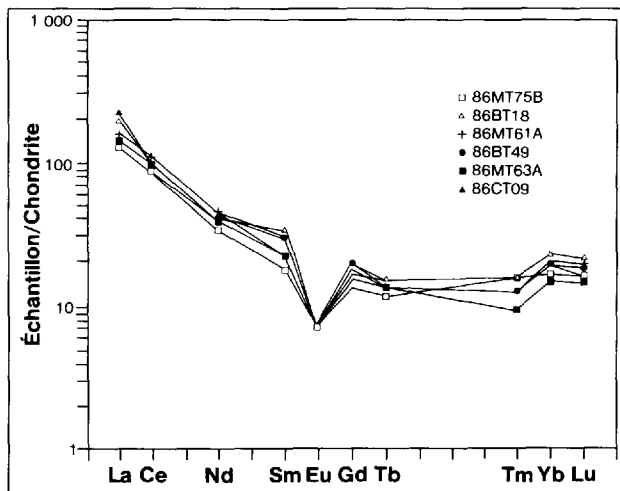


FIGURE 40 — Profils des terres rares pour les rhyolites brunes de l'unité felsique supérieure des monts Tuzo et Squaw Cap. Se reporter au tableau 6 pour les numéros d'échantillon.

Les rhyolites rouges du mont Lyall qui ont été analysées pour les terres rares se divisent en deux groupes (figure 42), les comendites du sommet nord-ouest (échantillons nos 84ML10, 84ML11, 84ML15A du tableau 6;

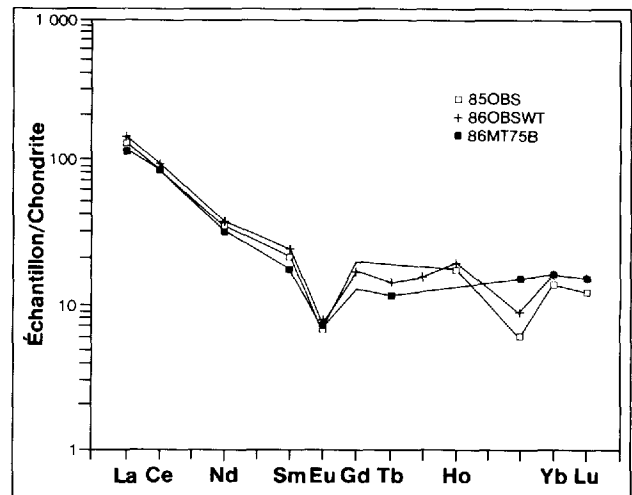


FIGURE 41 — Profils des terres rares pour les perlites de l'unité felsique supérieure des monts Tuzo et Squaw Cap (aussi profil d'une rhyolite brune, celui de l'échantillon 86MT75B). Se reporter au tableau 6 pour les numéros d'échantillon.

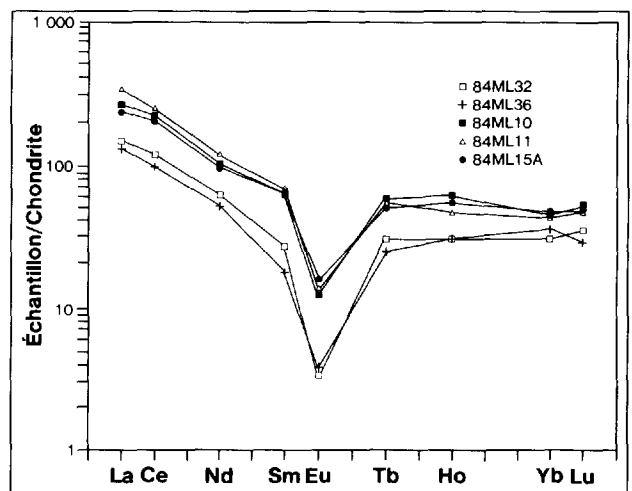


FIGURE 42 — Profils des terres rares pour les rhyolites rouges de l'unité felsique supérieure du mont Lyall. Se reporter au tableau 6 pour les numéros d'échantillon.

analyses nos 46, 47 et 48) et les rhyolites des deux autres pics (échantillons nos 84ML32 et 84ML36 du tableau 6; analyses nos 49 et 50). Les premières, dont l'alcalinité est nettement indiquée par des teneurs en Zr de l'ordre de 1 200 ppm, ont un niveau de La_n de 252 à 380, très supérieur à celui des autres rhyolites. Leur rapport $(La/Lu)_n$ est de 5,1 à 7,7 et $(La/Sm)_n$ de 3,7 à 5,3. Les rhyolites rouges des autres pics ont des valeurs en La_n de 137 (pic central) et de 169 (pic sud-est) et des rapports respectifs $(La/Lu)_n$ et $(La/Sm)_n$ de 4,9 et de 5,8 à 7,5, assez semblables aux valeurs moyennes des rhyolites brunes et blanches. Par contre, les anomalies négatives en europium (rapport Eu/Eu^* où Eu^* est la valeur d'europium interpolée entre le samarium et le gadolinium) sont nettement plus élevées dans les rhyolites rouges du mont Lyall que dans les rhyolites blanches, les rhyolites brunes et les perlites. Les comendites des pics nord-ouest, ont en moyenne un rapport Eu/Eu^* de 0,228, celle du pic central de 0,14 alors que les valeurs Eu/Eu^* des rhyolites blanches (échantillon n° 86MD50 du tableau 6, analyse n° 28) sont à 0,26 et celles des rhyolites brunes (échantillon n° 86BT49 du tableau 6, analyse n° 6) à 0,29. Il faut noter cependant que la valeur de Eu^* pour les rhyolites rouges fut extrapolée à partir des teneurs de Sm et Tb plutôt qu'à partir de Sm et Gd, puisque Gd n'était pas disponible. La probabilité d'erreur encourue est cependant faible et l'utilisation du Gd aurait tendance à accentuer les différences. Les courbes sont concaves comme celles des rhyolites blanches et brunes.

Le diagramme Zr en fonction de TiO_2 (figure 43) met en évidence la parenté génétique entre les rhyolites blanches (près de l'origine du diagramme) et les rhyolites brunes et les perlites (plus au centre du diagramme). La chimie varie graduellement d'un type de rhyolite à l'autre. Quelques échantillons de rhyolites brunes sont nettement plus riches en titane. Les rhyolites rouges sont encore partagées en deux groupes : l'un dont le niveau de Zr est comparable aux plus riches valeurs des rhyolites brunes et, l'autre, nettement enrichi en Zr. Il semble donc que les rhyolites blanches, les rhyolites brunes et

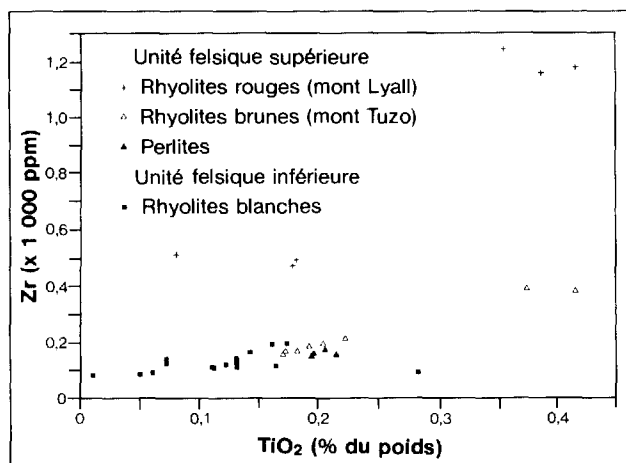


FIGURE 43 — Diagramme de variation Zr en fonction de TiO_2 pour les rhyolites.

les perlites soient reliées génétiquement. Par contre, les rhyolites rouges du sommet du mont Lyall ont suivi des voies différentes vers une composition alcaline.

RELATION ENTRE LES BASALTES ET LES RHYOLITES

Les teneurs en terres rares des basaltes et des rhyolites blanches (figures 36, 38 et 39) sont comparables. Les rhyolites sont cependant légèrement plus riches en terres rares légères et présentent une anomalie négative en europium. Si les rhyolites provenaient d'une différenciation très poussée des basaltes, elles seraient enrichies plusieurs fois en terres rares. Il devrait également y avoir un volume important de roches intermédiaires, ce qui n'a été observé nulle part dans la région. La distribution des terres rares indique donc une origine différente pour les basaltes et pour les rhyolites blanches. Il semble que les rhyolites ne proviennent pas d'une différenciation des basaltes par cristallisation fractionnée, mais plutôt d'une fusion de la croûte induite par la chaleur des intrusions mafiques.

ENVIRONNEMENT TECTONIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES

La nature bimodale du magmatisme de la Formation de York River semble indiquer que la mise en place s'est faite dans un milieu anorogénique (Martin & Piwinski, 1972). L'utilisation de diagrammes discriminants d'éléments en traces stables conduit aux mêmes conclusions (figure 44). En effet, pratiquement tous les échantillons de basaltes figurent dans le domaine des basaltes intraplaques sur le diagramme Zr en fonction de $Ti/100$ et de $Yx3$ (figure 44). Les roches volcaniques de la Formation de York River semblent donc avoir été formées dans un

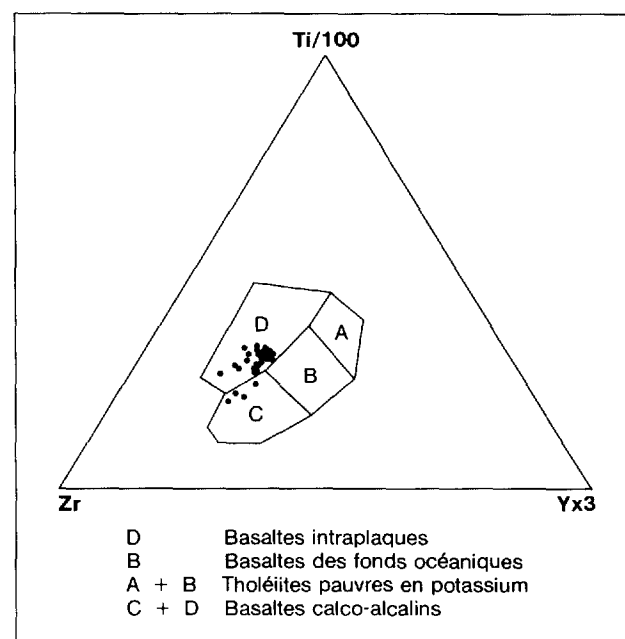


FIGURE 44 — Position des basaltes dans le diagramme Zr en fonction de $Ti/100$ et de $Yx3$ (Pearce & Cann, 1973).

milieu en extension intraplaque apparenté à une zone de rift, le long de laquelle sont montés des basaltes légèrement alcalins issus du manteau supérieur et des rhyolites sans liens chimiques directs avec les basaltes. Ces rhyolites peuvent être le produit d'une fusion partielle de la croûte lors de la montée des magmas basaltiques, comme le suggèrent Hildreth (1981) et Suneson & Lucchitta (1983).

Géochimie des granitoïdes et des felsites

Une étude géochimique des granitoïdes du centre-nord de la Gaspésie fait l'objet d'un autre projet dans le cadre d'une synthèse métallogénique du territoire. Nous nous limiterons ici à caractériser la chimie des granitoïdes des monts Chauve et Hog's Back. Ces granitoïdes sont constitués de phénocristaux d'oligoclase dans une mésostase aphanitique qui occupe jusqu'à 60 % de la roche. Les dykes et filons-couches de felsites, pour leur part, contiennent localement quelques phénocristaux, mais ils sont dans la plupart des cas totalement aphyriques et aphanitiques. Les analyses modales sont alors peu appropriées pour classer ces roches subvolcaniques.

Sur le diagramme de Streckeisen & Le Maître (1979) (figure 45) basé sur des valeurs normatives, les granitoïdes du mont Hog's Back, relativement frais, se logent dans le champ des granodiorites. Ceci peut s'expliquer, d'une part, par la présence de phénocristaux d'oligoclase zoné et, d'autre part, par l'orthose camouflé dans la mésostase, comme l'indiquent les valeurs normatives, même sur des échantillons expurgés de leurs minéraux

ferromagnésiens ($\approx 10\%$ Or; Boone, 1969). Les granitoïdes plus altérés glissent vers les monzogranites (3b), c'est le cas de la majorité des échantillons du mont Hog's Back analysés par La Rocque (1986). Les granitoïdes rubéfiés à albite décrits par Boone (1969) se situent pour leur part dans le champ des granites à feldspath alcalin.

Quelques granitoïdes frais du mont Hog's Back se distribuent, sur le diagramme R_2 en fonction de R_1 de La Roche *et al.* (1980) (figure 46), dans le champ des granodiorites, et la majorité des échantillons des monts Hog's Back et Chauve se situent dans le champ des granites et même des granites alcalins. Les felsites au nord du mont Hog's Back se logent également à la frontière entre les granites (rhyolites) et les granites alcalins (rhyolites alcalines). Aux fins de comparaison, nous avons ajouté quelques analyses d'échantillons provenant du mont Vallières-de-Saint-Réal (La Rocque, 1986). Ces granites sont plus diversifiés et leur distribution horizontale dans le diagramme suggère autant un phénomène de différenciation magmatique que d'altération. Le diagramme de Winchester & Floyd (1977) basé sur des éléments stables comme le Zr et le Ti (figure 34) situe les granitoïdes de la région dans le champ des rhyodacites (granodiorites) subalcalines. C'est aussi le cas de la majorité des felsites du nord du mont Hog's Back qui figurent dans le champ des rhyolites alcalines en raison du lessivage presque complet du calcium, mais qui ne contiennent aucun indice chimique ou minéralogique des roches alcalines.

Les configurations des terres rares normalisées pour les chondrites montrent chez ces granites (figure 47) un appauvrissement graduel en terres rares lourdes à l'ex-

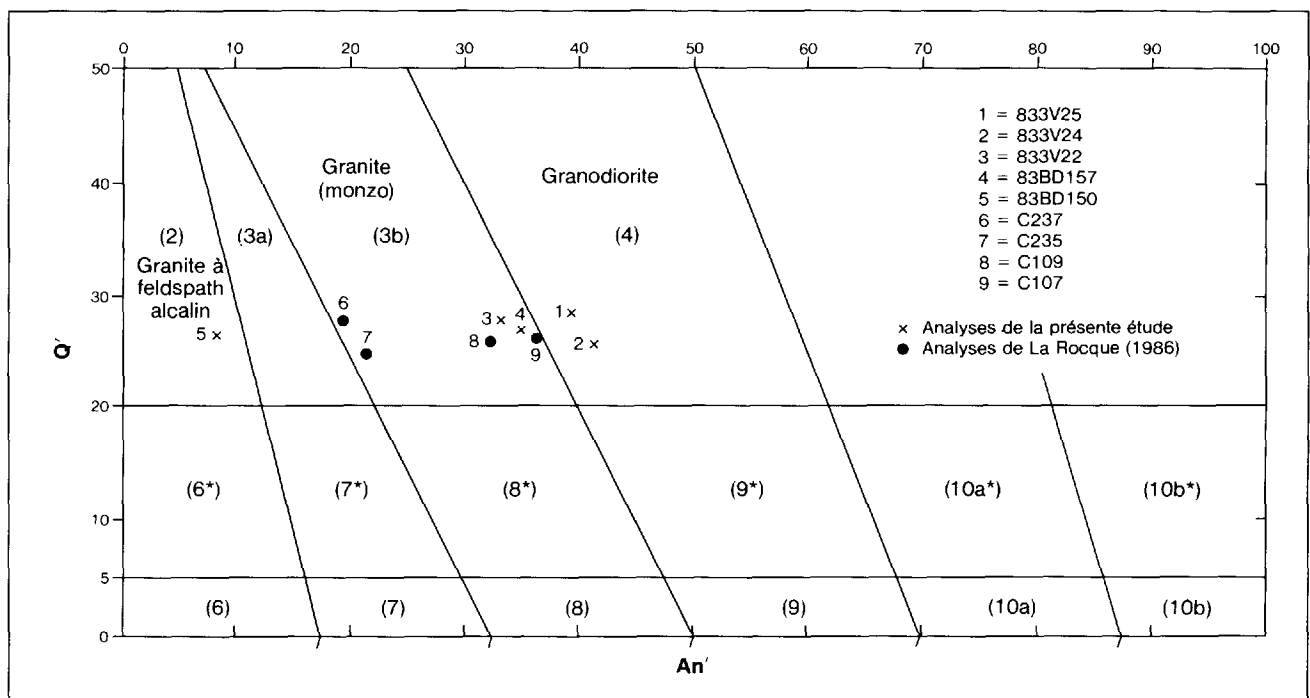


FIGURE 45 — Distribution des granitoïdes dans le diagramme Q' en fonction de An' (Streckeisen & Le Maître, 1979). $Q' = Q/(Q + Or + Ab + An)$. $An' = (An/(Or + An)) \times 100$.

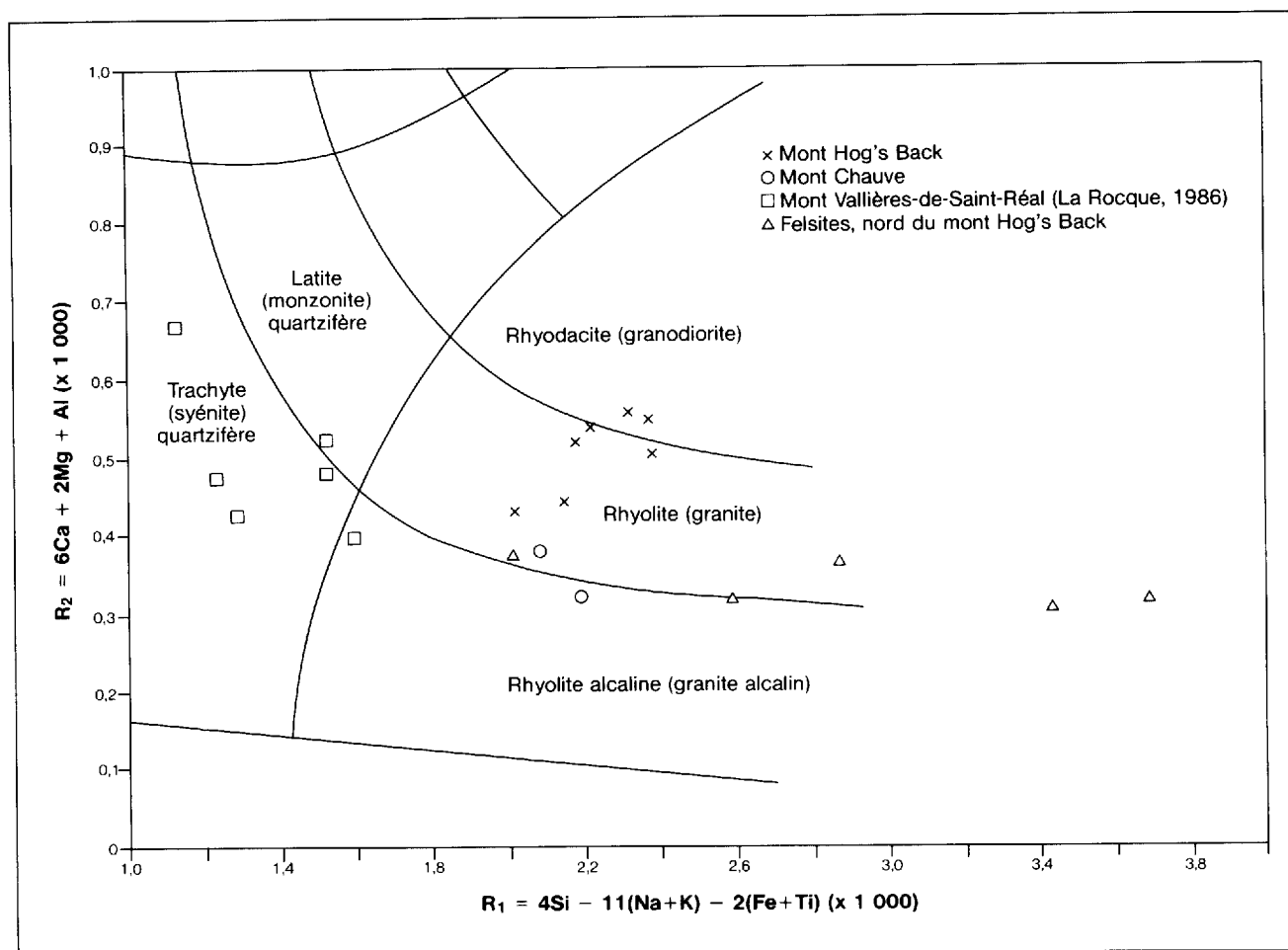


FIGURE 46 — Distribution des granitoïdes et des felsites sur un diagramme R_2 - R_1 (La Roche *et al.*, 1980).

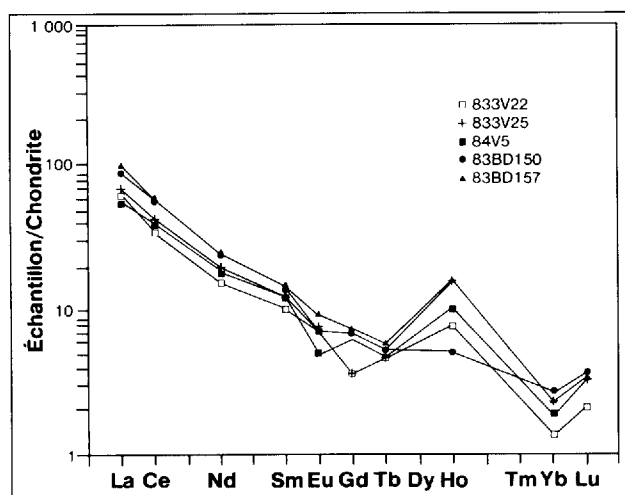


FIGURE 47 — Profils des terres rares pour les granitoïdes des monts Hog's Back et Chauve. Se reporter au tableau 6 pour les numéros d'échantillon.

ception d'anomalies positives en holmium (peu significatives en regard de l'erreur analytique) et une discontinuité évidente entre le dysprosium et le lutétium. Ces

modifications sont observées dans les cas d'altération simple ou multiple des granitoïdes (Taylor & Fryer, 1980). Les mêmes configurations montrent également un léger enrichissement en terres rares légères des granitoïdes du mont Chauve (échantillons nos BD150 et BD157 du tableau 6; analyses nos 72 et 73) où le lanthane normalisé se situe autour de 100 alors qu'il est en moyenne de 66 pour le mont Hog's Back. Ainsi les granitoïdes ont des valeurs de La_n entre 61 et 100, des rapports de $(La/Lu)_n$ de 18 à 30 (moyenne de 27), de $(La/Sm)_n$ de 4,5 à 6,4 (moyenne de 5,6) et de $(Eu/Sm)_n$ moyen de $0,58 \pm 0,12$. Cependant, on ne peut généralement pas parler d'anomalie marquée en europium pour ces granitoïdes.

Les felsites situées au nord du mont Hog's Back ne sont pas très bien représentées en raison des grandes variations qu'on y observe en regard du peu d'échantillons analysés. Cependant, les configurations de distribution des terres rares (figure 48) y sont plus près de celles des rhyolites que de celles des granites. Le niveau de La_n va de 118 à 166 et le rapport $(La/Lu)_n$ de 7 à 8,9; le rapport $(La/Sm)_n$ est d'environ 5,3 et l'anomalie négative en europium soulignée par le rapport $(Eu/Sm)_n$ varie de 0,10 à 0,28. Des quatre échantillons, trois proviennent de différents niveaux stratigraphiques de l'affleurement à

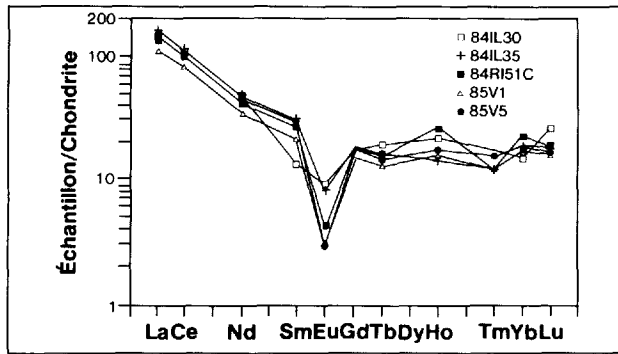


FIGURE 48 — Profils des terres rares pour les filons de felsite au nord du mont Hog's Back. Se reporter au tableau 6 pour les numéros d'échantillon.

chenaux d'érosion, à proximité du ruisseau Isabelle. L'échantillon de la base (85V1) est cryptocristallin et son profil de terres rares est légèrement plus faible que celui des autres. Le La_n est à 118, alors qu'il est à 146 vers le sommet. L'anomalie négative en Eu est légèrement plus prononcée dans deux des trois échantillons, ce qui souligne à nouveau l'hétérogénéité chimique de ce «filon» de felsite que nous considérons comme un horizon de volcanoclastite acide.

Les autres propriétés chimiques de ces granitoïdes les classent dans le type I de Chappel & White (1974), soit, selon Ruitenberg & Fyffe (1982), le type de granitoïde auquel sont généralement associés les gisements de cuivre porphyrique.

Conclusion

Les roches magmatiques du centre-nord de la Gaspésie consistent en roches volcaniques et en roches pluto-niques. Les roches volcaniques sont bimodales : des basaltes légèrement alcalins et des rhyolites subalcalines évoluant vers des rhyolites peralcalines (les comendites des sommets du mont Lyall). Ces manifestations volcaniques sont contemporaines de la sédimentation des grès de la Formation de York River, au Dévonien précoce. Au Dévonien, le magma felsique a formé les plutons des monts Chauve et Hog's Back qui se sont introduits dans les roches sédimentaires. Enfin des dykes et des filons-couches de roches felsiques injectent les roches sédimentaires du nord de la région et du dôme de Lemieux.

Les roches volcaniques comprennent quatre unités lithostratigraphiques informelles qui sont, de la base au sommet : a) une unité mafique inférieure de basaltes interlités avec des grès; b) une unité felsique inférieure de rhyolites blanches à structure variable (comprenant de fines laminations marquées de plis d'écoulement visqueux), de ponces, de brèches, de tufs localement soudés et surtout de sphérolites qui peuvent atteindre jusqu'à 30 cm et contenir des agates; c) une unité mafique supérieure de basaltes semblables à ceux de l'unité mafique inférieure; d) une unité felsique supérieure qui, aux monts Tuzo et Squaw Cap, consiste en une rhyolite brune laminée, bordée d'une zone de trempe sous forme de perlite. La composition de ces roches volcaniques acides passe du champ des rhyodacites à celui des rhyolites subalcalines. Au mont Lyall, les rhyolites rouges des sommets ont par contre une composition de rhyolite

peralcaline (les comendites). La peralcalinité est surtout soulignée par des teneurs en zirconium qui atteignent 1 200 ppm.

Les profils des teneurs en terres rares normalisées pour les chondrites soulignent également la nature peralcaline des rhyolites rouges du mont Lyall par des valeurs en La_n qui atteignent 380 alors que la valeur moyenne pour les rhyolites blanches ne dépasse pas 155 et, pour les rhyolites brunes, excède à peine (exceptionnellement) 200.

Les granitoïdes porphyriques à mésostase aphanitique se sont mis en place assez près de la surface, ont été rubéfiés à proximité de la faille des Chic-Chocs sud et ont partout subi une légère altération comme en témoigne la discontinuité du profil des teneurs en terres rares.

La distribution bimodale des roches volcaniques et la position des basaltes dans les diagrammes de discrimination de Zr en fonction de Ti en fonction de Y de Pearce laissent supposer que le volcanisme du centre-nord de la Gaspésie se serait manifesté au Dévonien précoce dans un environnement intraplaque d'arrière-arc en extension.

La présence de roches volcaniques et de roches intrusives bimodales dans la région laisse supposer une origine commune. Cependant, les données sur les roches intrusives sont insuffisantes pour établir un lien génétique entre ces suites magmatiques. Des études géochimiques en cours sur les granitoïdes permettront de confirmer et de préciser ce lien.



Références

- ALCOCK, F.J., 1921 — Geology of Lemieux Township, Gaspé County, Québec. Commission géologique du Canada; rapport sommaire, partie D, pages 71-96.
- 1926 — La région cartographiée du mont Albert (Québec). Commission géologique du Canada; Mémoire 144.
- 1927 — District de zinc et de plomb de la Gaspésie centrale (Québec). Commission géologique du Canada; rapport sommaire, partie C (extraits), pages 30-51.
- 1945 — Oil Residuals in Volcanic Rock in Gaspé. Royal Society of Canada Transactions; section IV, pages 13-19.
- AUGER, P.E., 1955 — Les gisements de zinc et de plomb dans le canton de Lemieux, comté de Gaspé-Nord. Ministère des Mines, Québec; RG-63.
- BACON, C.R., 1986 — Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*; partie B, volume 91, pages 6091-6112.
- BACON, C.R. — METZ, J., 1984 — Magmatic inclusions in rhyolite, contaminated basalts and compositional zonation beneath the Coso volcanic field, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 85, pages 346-365.
- BÉDARD, J.H., 1986 — Pre-Acadian magmatic suites of the southeastern Gaspé Peninsula. *Geological Society of America Bulletin*; volume 97, pages 1177-1191.
- BÉLAND, J., 1982 — Geology of the Québec Appalachians. In *Guidebook to excursion 7b: Paleozoic continental margin sedimentation in the Québec Appalachians* (R. Hesse, G.V. Middleton et B.R. Rust, coordonnateurs). 11th International Congress on sedimentary; McMaster University, pages 11-23.
- BELLEHUMEUR, C. — VALIQUETTE, G., 1986 — Lithogéochimie des Calcaires supérieurs de Gaspé. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB86-45, 65 pages.
- BIRD, M.J. — DEWEY, J.F., 1970 — Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. *Geological Society of America Bulletin*; volume 81, pages 1031-1060.
- BOONE, G.M., 1969 — Origin of clouded red feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Sciences*; volume 267, pages 633-668.
- BOUCOT, A.J. — JOHNSON, J.G. — TALENT, J.A., 1969 — Early Devonian brachiopod zoogeography. *Geological Society of America; Special Paper* 199, 113 pages.
- BRADLEY, D.C., 1983 — Tectonics of the Acadian orogeny in New England and adjacent Canada. *Journal of Geology*; volume 91, pages 381-400.
- CARBONNEAU, C., 1959 — Région de Richard-Gravier. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; RG-90, 75 pages.
- CAS, R.A.F. — WRIGHT, J.W., 1987 — Volcanic successions, modern and ancient. Allen & Unwin, London; 528 pages.
- CHAPPELL, B.W. — WHITE, A.J.R., 1974 — Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology*; volume 8, pages 173-174.
- CHRISTIANSEN, R.L. — LIPMAN, P.W., 1966 — Emplacement and Thermal History of a Rhyolite Lava Flow near Forty mile Canyon, Southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin*; volume 77, pages 671-684.
- de RÖMER, H.S., 1974 — Geology and age of some plutons in north-central Gaspé, Canada. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 11, pages 570-582.
- 1977 — Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-174, 233 pages.
- DEWEY, J.F., 1969 — Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen. *Nature*; volume 22, pages 124-129.
- DOSTAL, J., — WILSON, R.A., — KEPPIE, J.D., 1989 — Geochemistry of Siluro-Devonian Tobique volcanic belt in northern and central New Brunswick (Canada): tectonic implications. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 26, pages 1282-1286.
- DOYON, M., 1988 — Synthèse géologique des roches volcaniques du centre-nord de la Gaspésie. École Polytechnique, Montréal; mémoire de M.Sc.A., 244 pages.
- DOYON, M. — VALIQUETTE, G., 1986 — Synthèse géologique des volcanites du centre-nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-48.
- 1987 — Devonian and Tertiary volcanism in the Lemieux dome area, central Gaspé, Québec. Association géologique du Canada et Association minéralogique du Canada; programme et résumés, volume 12.
- DUQUETTE, G., 1981 — Cartes de compilation géoscientifique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-795, 6 cartes.
- DUQUETTE, G. — LACHANCE, S. — MORIN, R., 1984 — Géologie et forages stratigraphiques. Région du mont Vallières-de-Saint-Réal, cantons de Lesseps et de Lemieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 83-10, 76 pages.
- DUTRO, J.T. (fils), 1981 — Devonian Brachiopod Biostratigraphy of New York State. In *Devonian Biostratigraphy of New York*, Part 1 (W.A. Oliver [fils] et G. Klapper, coordonnateurs). International Union of Geological Sciences, Washington.

- ELLS, R.W., 1885 — Rapport sur la Géologie de l'intérieur de la péninsule de Gaspé et d'une partie de l'île du Prince-Édouard. Commission géologique du Canada; rapport de progrès pour 1882-83-84, pages 33E-34E.
- FISHER, R.V., 1966 — Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sciences Review*; volume 1, pages 287-298.
- FISHER, R.V. — SCHMINCKE, H.U., 1984 — Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, New York; 472 pages.
- GASS, I.G., 1982 — Upper Proterozoic (Pan-African) calc-alkaline magmatism in northeastern Africa and Arabia. *In Andesites: orogenic andesites and related rocks* (R.S. Thorpe, coordonnateur). John Wiley & Sons, New York; pages 591-609.
- GIRARD, P., 1984 — Felsites du centre-nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB84-15.
- HARRISON, T.M. — McDOUGALL, I., 1982 — The thermal significance of potassium feldspar K-Ar ages inferred from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum results. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 46, pages 1811-1820.
- HATCH, N.L. (fils), 1982 — The taconian line in western New England and its implications to Paleozoic tectonic history. *In Major structural zones and faults of the northern Appalachians*. Geological Association of Canada; Special Paper 24, pages 67-86.
- HILDRETH, W., 1981 — Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *Journal of Geophysical Research*; volume 86, n° B11, pages 10153-10192.
- HON, R. — ROY, D.C., 1981 — Magmatite tectonic and stratigraphic constraints on Acadian tectonism in Maine. *Geological Society of America; Abstracts with Progress*; page 13 et page 138.
- INRS-Pétrole, 1975 — Analytical investigation, mineralogy, geochemistry, palynology and reflectometry of the Gaspé Sandstone Series of Central Gaspé, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Division de l'Énergie, rapport interne, 80pages.
- JONES, I.W., 1930 — La région de la carte du mont Berry, Gaspé. Service des Mines, Québec; rapport annuel pour l'année 1929, partie D, pages 5-49.
- _____ 1931 — Région de Lesseps, Gaspésie. Service des Mines; rapport annuel pour l'année 1930, partie D, pages 219-252.
- KANEOKA, I., 1972 — The effects of hydration on the K-Ar ages of volcanic rocks. *Earth Planetary Science Letters*; volume 14, pages 216-220.
- KUNO, H., 1960 — High-alumina basalt. *Journal of Petrology*; volume 1, pages 121-145.
- LACHAMBRE, G., 1987 — Le Silurien et le Dévonien basal du nord de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 84-06.
- LAKATOS, S. — MILLER, D.S., 1972a — Evidence for the effect of water content on the fission-track annealing in volcanic glass. *Earth Planetary Science Letters*; volume 14, pages 128-130.
- _____ 1972b — Fission-track stability in volcanic glass of different water contents. *Journal of Geophysical Research*; volume 77, pages 6990-6993.
- LA ROCQUE, C.A., 1986 — Geochronology and petrology of north-central Gaspé igneous rocks, Québec. Université McGill, Montréal; mémoire de M.Sc.A., 231 pages.
- LA ROCHE, H. de — LETERRIER, J. — GRAND-CLAUDE, P. — MARCHAL, M., 1980 — A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagram and major-element analysis — Its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*; volume 29, pages 183-210.
- LAUBACH, S.E., 1983 — Origin of flow banding in rhyolite and the role of shear zones. *Geological Society of America, North-Central Section, Radison, WI; Abstracts with Programs*; volume 15, numéro 4, page 258.
- LE BAS, M.J. — LE MAÎTRE, R.W. — STRECKEISEN, A. — ZANETTIN, B., 1986 — A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*; volume 27, pages 745-750.
- LIPMAN, P.W., 1965 — Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. *United States Geological Survey Bulletin*; 1201-D, pages D1-D24.
- LIPMAN, P.W. — CHRISTIANSEN, R.L. — VAN ALSTINE, R.E., 1969 — Retention of Alkalis by Calc-Alkalic Rhyolites during Crystallisation and Hydration. *American Mineralogist*; volume 54, pages 286-291.
- LOFGREN, G., 1971 — Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*; volume 82, pages 111-124.
- LOGAN, sir W.E., 1863 — Géologie du Canada. Commission géologique du Canada; rapport de progrès jusqu'à 1863.
- LONEY, R.A., 1968 — Flow structure and composition of the southern coulee. Mono Craters, California — A pumiceous rhyolite flow. *In Studies in Volcanology* (R.R. Coats, R.L. Hay et C.A. Anderson, coordonnateurs). Geological Society of America; mémoire 116, pages 415-440.
- LOW, A.P., 1885 — Compte rendu des explorations et études faites dans l'intérieur de la péninsule de Gaspé. Commission géologique du Canada; rapport de progrès pour 1882-1883-1884, partie F.
- McGERRIGLE, H.W., 1954 — Les régions de Tourelle et Courcellette. Ministère des Mines, Québec; RG-35, 76 pages.
- McKERROW, W.S. — ZIEGLER, A.M., 1971 — The Lower Silurian paleogeography of New Brunswick and adjacent areas. *Journal of Geology*; volume 79, pages 635-646.
- MAILHOT, A., 1919 — Géologie d'une partie du canton projeté de Lemieux, comté de Gaspé, Québec. Service des Mines et des Pêches; rapport des opérations minières pour 1918, pages 145-157.

- MARSHALL, R.R., 1961 — Devitrification of natural glass. *Geological Society of America Bulletin*; volume 72, pages 1493-1520.
- MARTIN, R.F. — PIWINSKII, A.J., 1972 — Magmatism and tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*; volume 77, pages 4966-4975.
- NOBLE, D.C., 1965 — Ground-water leaching of sodium from quickly cooled volcanic rocks. *American Mineralogist*; volume 50, pages 289.
- 1967 — Sodium, potassium and ferrous iron contents of some secondarily hydrated natural silicic glasses. *American Mineralogist*; volume 52, pages 280-285.
- ODIN, G.S., 1982 — Remarks on the numerical scale of Ordovician to Devonian times, in numerical dating in stratigraphy (G.S. Odin, coordonnateur). John Wiley, Chichester; 1025 pages.
- ORVILLE, P.M., 1963 — Alkali in exchange between vapor and feldspar phases. *American Journal of Sciences*; volume 261, pages 201-237.
- PALMER, H.C. — TAZAKI, K. — FYFFE, W.S. — ZHOW, Z., 1988 — Precambrian glass. *Geology*; volume 16, pages 221-224.
- PARRISH, R. — RODDICK, J.C., 1986 — Geochronology and isotope geology for the geologist and explorationist. Geological Association of Canada, Cordilleran section; short course no. 4.
- PATERSON, S.R. — VERNON, R.H. — TOBISH, O.T., 1989 — A Review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*; volume 11, numéro 3, pages 349-363.
- PEARCE, J.A. — CANN, J.R., 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Science Letters*; volume 19, pages 290-300.
- RICHARDSON, J., 1859 — Sur une partie de la péninsule de Gaspé, comprenant un examen de la côte, de la rivière Marsoui à Rivière-du-Loup. Commission géologique du Canada; rapport de progrès pour 1858, pages 67-131.
- ROBERT, J.L., 1966 — Région du mont Hog's Back, comté de Gaspé-Nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-540, 27 pages.
- RODGERS, J., 1981 — The Merrimack synclinorium in northeastern Connecticut. *American Journal Science*; volume 281, pages 176-186.
- ROTH, E. — POTY, B., coordonnateurs, 1985 — Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, applications. Masson, Paris.
- ROUILLARD, M., 1984 — Stratigraphie des Calcaires supérieurs de Gaspé dans les cantons de Lesseps, Lemieux et Richard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP84-14.
- 1986 — Les Calcaires supérieurs de Gaspé (Dévonien inférieur) — Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB86-15.
- RUITENBERG, A.A. — FYFFE, L.R., 1982 — Mineral deposits associated with granitoid intrusions and related subvolcanic stocks in New Brunswick and their relationship to Appalachian tectonic evolution. *Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie*; volume 75, numéro 842, pages 83-96.
- RUST, B.R., 1981 — Alluvial deposits and tectonic style: Devonian and Carboniferous successions in Eastern Gaspé. In *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins* (A.D. Miall, coordonnateur). Geological Association of Canada; Special Paper 23.
- SIKANDER, A.H., 1975 — Geology and hydrocarbon potential of the Berry mountain syncline, central Gaspé (Matane, Matapédia, Gaspé W., and Bonaventure counties). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP-376.
- SIMONEAU, D., 1985 — Soquem, projet Lemieux (100308), rapport des travaux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-42014. 18 pages.
- SIMONS, F.S., 1962 — Devitrification dykes and giant spherulites from Klondyke, Arizona. *American Mineralogist*; volume 47, pages 871-885.
- STEIGER, R.H. — JAGER, E., 1977 — Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planetary Science Letters*; volume 36, pages 359-362.
- STEVENS, K., 1985a — Métallogénie du dôme de Lemieux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport interne non publié.
- 1985b — Fluid inclusion and geological studies on the Zn-Pb-Cu Vein system at Lemieux dome, Gaspé, Québec. McGill University; mémoire de Maîtrise non publié, 224 pages.
- STRECKEISEN A. — LE MAÎTRE F.W., 1979 — A chemical approximation of the modal QAPF classification of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*; volume 136, pages 169-206.
- SUNESON, N.H. — LUCCHITTA, I., 1983 — Origin of bimodal volcanism, southern Basin and Range province, west-central Arizona. *Geological Society of America Bulletin*; volume 94, pages 1005-1019.
- TAYLOR, R.P. — FRYER, B.J., 1980 — Multiple-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey; the temporal interplay of potassic, propylitic and phyllic fluids. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 17, pages 901-926.
- TAYLOR, S.R. — GORTON, M.P., 1977 — Geochemical application of Spark Source Mass Spectrography III — Element Sensitivity, Precision and Accuracy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 41, pages 1375-1380.
- TAYLOR, R.P. — STRONG, D.F. — FRYER, B.J., 1981 — Volatile Control of Contrasting Trace Element Distributions in Peralkaline Granitic and Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 77, pages 267-271.
- TREUIL, M. — JORON, J.M., 1975 — Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification

- de la modélisation quantitative des processus magmatiques — Exemple de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. *Société italienne de minéralogie et de pétrologie*; volume 31, pages 125-174.
- TREMBLAY, R.L. — COCKBURN, B.H. — LALONDE, J.P., 1975 — Géochimie des sédiments de ruisseau, région du mont Albert. *Ministère des Richesses naturelles, Québec*; ES-19.
- VALIQUETTE, G., 1984 — Évaluation du potentiel minéral dans les régions de Lac-Sainte-Anne — Rivière-Cascapédia et Lac-Madeleine — Lac-Adam, Gaspésie. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; MB84-24.
- _____ 1986 — Levés préliminaires des volcanites du mont Lyall et vérification de sites ponctuels — Régions de Lac-Sainte-Anne — Rivière-Cascapédia et Lac-Madeleine — Lac-Adam. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; MB85-61.
- van der PLUIJM, B.A., 1987 — Timing and spatial distribution of deformation in the Newfoundland Appalachians : a «multi-stage collision» story. *Tectonophysics*; volume 135, pages 15-24.
- van STAAL, C.R., 1987 — Tectonic setting of the Tetagouche Group in northern New Brunswick : implications for plate tectonic models of the northern Appalachians. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 24, pages 1329-1351.
- WARES, R., 1988 — Géologie et métallogénie de la région du gîte Sullipek, Gaspésie. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec*; ET 86-08, 82 pages.
- WHALEN, J.B. — RODDICK, J.C.M., 1987 — K-Ar geochronology of the McGerrigle plutonic complex, Gaspésie Peninsula, Québec. *In Current Research, Commission géologique du Canada; Paper 87-1A, Part A*, pages 375-380.
- WHALEN, J.B., 1989 — The Topsails suite, western Newfoundland : an early Silurian subduction-related magmatic. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 26, pages 2421-2434.
- WHITSON, D., 1982 — Geology of the perlite deposit at No Agua Peaks, New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources; circular 182*, pages 89-95.
- WILLIAMS, H., 1978a — Tectonic lithofacies Map of the Appalachian Orogen. *Memorial University of Newfoundland*; carte n° 1.
- _____ 1978b — Geological development of the northern Appalachians : its bearing on the evolution of the British Isles. *In Crustal evolution in north western Britain and adjacent regions* (D.R. Bowes et B.E. Leake, coordonnateurs). Seal house Press, Liverpool, England; pages 1-22.
- _____ 1979 — Appalachian Orogen in Canada. *Journal canadien des sciences de la Terre*; volume 16, pages 792-807.
- WILLIAMS, H. — ST-JULIEN, P., 1978 — The Baie Verte-Brompton Line in Newfoundland and regional correlation in the Canadian Appalachians. *Commission géologique du Canada; Paper 78-1A*, pages 225-229.
- WILSON, J.T., 1966 — Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*; volume 211, pages 676-681.
- WINCHESTER, J.A. — FLOYD, P.A., 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-342.
- ZIELINSKI, R.A. — LIPMAN, P.W. — MILLARD, H.T. (fils), 1977 — Minor element abundances in obsidian, perlite and felsite in calc-alkalic rhyolites. *American Mineralogist*; volume 62, pages 426-437.

Annexe I

Résultats des analyses chimiques

ERRATUM : Les valeurs
d'or (Au) de l'annexe I
sont exprimées en ppb.

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	86MD13**	86T2 1+72W	86T2 1+60W	86T2 1+35W	84ML64	85DT38	86T2 3+80E	84ML09	84ML15B	84ML50	84ML53
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	45,21	44,55	43,37	45,15	44,98	45,49	48,28	43,86	52,7	44,08	45,37
TiO ₂	2,38	2,32	2,77	2,06	2,2	2,74	2,33	2,99	2,29	2,93	2,94
Al ₂ O ₃	16,19	15,67	15,93	18,71	16,26	15,47	16,21	14,98	15,78	15,72	15,71
Fe ₂ O ₃	4,24	4,22	5,22	6,31	4,52	5,58	5,74	6,61	8,68	6,23	4,8
FeO	6,69	6,81	6,44	3,27	4,79	7,85	5,52	7,85	1,73	7,59	7,59
MnO	0,177	0,182	0,198	0,149	0,27	0,29	0,18	0,22	0,18	0,18	0,17
MgO	5,6	5,98	5,75	3,71	3,81	7,18	6,23	5,87	3,86	6,9	5,97
CaO	10,57	10,07	10,72	11,23	11,13	8,19	8,46	8,56	6,34	7,38	8,48
Na ₂ O	2,9	3,09	3,29	3,64	3,3	2,68	3,38	2,77	3,52	2,77	3,24
K ₂ O	0,42	0,43	0,55	0,24	0,59	0,71	0,89	0,86	1,44	0,79	1,11
P ₂ O ₅	0,36	0,34	0,41	0,31	0,4	0,48	0,39	0,52	0,42	0,52	0,54
PAF***	5,67	6,89	5,86	5,71	7,13	3,74	2,56	5,07	2,98	5,45	3,88
Total	100,407	100,552	100,508	100,489	99,38	100,4	100,17	100,16	99,92	100,54	99,8
Éléments en traces (ppm)											
Ba					384	279		745	423	349	397
Be					3	2,9		5	6	3	3
Co					39	56		73	52	65	55
Cr					364	115		510	427	489	440
Cu	23	35	41	31	62	31	48	59	13	165	74
Li	19,1	12,1	15,6	22	27	49	25	19	27	64	39
Pb	4	1	1		9	14	7	0	0	0	0
Ni	71	73	77	63		101	73	0	0	0	0
Sn					1	5,6		1,6	2,8	1	1
V	318	324	336	252	362	335	265	364	325	368	331
Mn											
Zn	237	170	221	84	171	95	106	221	92	193	178
Rb	4,63	3,45	5	5,77	10	10	17	13	28	9	17
Sr	384	397	419	460	517	422	365	444	412	457	654
Y	38	36	40	30	44	44	41	49	47	46	49
Ga					20	22		24	23	22	24
Zr	206	203	227	174	324	229	245	298	281	275	306
Nb					12	18		22	24	23	25
La	16,8	15,8	20,6	16,6				23,7			
Ce	36	35	47	33				49			
Nd	22	20	23	18				24			
Sm	5,5	5,1	6,1	4,7				6,2			
Eu	1,85	1,68	2,04	1,6				1,98			
Gd	7	8	6	5				3			
Tb	0,96	0,85	1,04	0,8				1,08			
Ho											
Tm	0,6	0,6	0,6	0,4				0,6			
Yb	3,1	2,8	3,4	2,5				3,4			
Lu	0,45	0,36	0,47	0,36				0,46			
Sc	33,8	32,3	33,5	25,3				31,6			
Cr	60	63	64	48				84			
As	0,5	<0,5	0,6	0,4				0,8			
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1				0,16			
Cs	1,4	1,2	1,2	1,3				1			
Ba	265	166	334	<65				268			
Th	0,9	1,1	1,4	1,1				2,4			
U	0,2	0,3	0,3	0,3				0,8			
Au	<4	12	10	11				6			

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu.

	12*	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	84ML30F**	84ML30I1	85DL18	85DL30B	85DL32	86MD16	86MD17	85RL07A	86MD18	86MT07	86MT47
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	49,08	46,6	46,21	44,84	44,21	42,98	47,14	45,61	46,97	45,48	51,21
TiO ₂	2,96	2,67	3,31	2,5	3,26	2,25	2,58	2,12	2,35	2,85	2,01
Al ₂ O ₃	15,4	16,21	15,88	16,03	15,41	16,81	17,04	15,72	16,9	16,32	16,38
Fe ₂ O ₃	4	14,58	6,18	5,83	7,93	5,6	5,47	3,61	5	6	6,54
FeO	8,85	2,2	9,13	6,43	7,46	5	4,7	7,27	6,25	6,68	2,94
MnO	0,17	0,17	0,11	0,19	0,55	0,248	0,135	0,19	0,179	0,213	0,173
MgO	4,79	4,19	7,72	5,76	5,97	6,34	4,79	5,12	6,66	6,69	4,93
CaO	5,29	6,54	1,15	10,16	8,37	10,77	7,36	11,04	9,83	8,52	6,93
Na ₂ O	2,76	3,27	3,36	2,91	2,91	3,08	3,41	2,93	3,05	3,87	4,3
K ₂ O	0,55	0,72	0,89	0,65	0,95	0,87	1,59	0,52	0,56	0,78	1,79
P ₂ O ₅	0,54	0,45	0,52	0,42	0,55	0,41	0,56	0,36	0,39	0,47	0,4
PAF***	6,04	2,6	5,76	3,78	2,95	6,17	5,4	4,93	2,16	2,32	1,75
Total	100,43	100,2	100,22	99,5	100,52	100,528	100,175	99,42	100,299	100,193	99,353
Éléments en traces (ppm)											
Ba	265	324	226	273	333			268			
Be	6	3	3,7	3	1,3			2,3			
Co	79	54	65	61	61			50			
Cr	481	246	75	75	81			131			
Cu	84	10	78	93	33	15	40	61	45	43	27
Li	33	33	38	11	26	34	49	10	32	24	17,1
Pb	0	0	38	37	28	5	18	34	16	8	13
Ni	0	0	109	81	85	73	53	84	66	61	52
Sn	1,4	1,5	5,1	5,8	8,1			6,7			
V	365	355	285	357	376	276	274	293	285	343	216
Mn											
Zn	68	104	70	103	112	247	1 220	79	202	116	79
Rb	14	10	16	6	12	13,5	28	7	10,****	7,97	36
Sr	297	552	97	495	480	435	481	521	429,****	429	472
Y	39	39	39	38	45	35	34	34		42	43
Ga	22	24	21	22	25		0	21			
Zr	272	296	294	207	282	197	279	188		247	338
Nb	24	23	21	14	22			13			
La						22,6	36		22,7	24,3	38,5
Ce						46	69		47	52	75
Nd						24	29		26	28	32
Sm						5,7	6,3		5,6	6,3	7,2
Eu						1,89	1,96		1,82	2,07	2,11
Gd						6	<4		4	7	9
Tb						1	0,87		0,96	1,01	1,14
Ho											
Tm						0,3	0,3		0,5	0,6	0,6
Yb						2,8	2,7		3	3,3	3,8
Lu						0,42	0,35		0,45	0,4	0,52
Sc						30	27		32,8	32,7	22
Cr						43	32		97	46	40
As						0,8	3,2		<0,3	1,2	0,7
Sb						0,18	0,5		<0,1	<0,2	0,16
Cs						0,6	0,8		2,3	1,5	0,3
Ba						332	408		275	398	553
Th						2	5		1,7	1,6	5,5
U						0,4	1,4		0,4	0,7	1,5
Au						4	<6		<4	<6	<5

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu; **** Déterminé par absorption atomique.

	23* 86BT39**	24 84ML45	25 86MD05	26 86MD06	27 86JP153	28 86MD50	29 85DL05B	30 84ML01	31 84ML07	32 84ML18	33 84ML29
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	42,6	45,12	44,81	43,14	51,46	84,35	82,03	76,04	80,61	74,8	78,23
TiO ₂	3,42	2,52	2,96	2,43	1,47	0,05	0,06	0,13	0,11	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	17,14	15,18	17,8	14,93	16,85	8,76	10,95	12,54	10,58	13,33	11,81
Fe ₂ O ₃	8,33	6,06	4,26	4,48	4,81	0,41	0,03	0,59	0,15	0,47	0,26
FeO	5,06	5,86	5,12	6,64	3,86	0	0	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,226	0,2	0,274	0,185	0,142	0,002	0	0,01	0	0,01	0,01
MgO	6,8	5,49	4,32	6,6	5,19	0,14	0,11	0,16	0,07	0,2	0,05
CaO	5,59	9,76	7,35	9,33	9,11	0,17	0,11	0,08	0,07	0,08	0,08
Na ₂ O	4,69	3,05	5,38	3,31	3,85	3,91	1,22	2,07	0,18	1,05	0,77
K ₂ O	0,49	0,47	1,93	0,39	0,87	1,7	3,1	6,52	6,55	7,84	7,3
P ₂ O	0,57	0,36	1,23	0,43	0,29	0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
PAF***	5,54	5,66	4,89	8,7	2,15	0,81	1,94	1,68	1,3	1,62	1,25
Total	100,456	99,73	100,324	100,565	100,052	100,302	99,83	99,91	99,71	99,62	99,99
Éléments en traces (ppm)											
Ba		267					289	470	315	723	951
Be		2					2,3	5	3	1	4
Co		58					6	22	21	24	24
Cr		434					11	95	140	138	139
Cu	60	37	47	45	32	9	8	5	7	5	13
Li	33	23	28	31	17,7	8,6	9	13	34	15	25
Pb	8		8	265	6	13	30				
Ni	68		52	59	97	4	10				
Sn		1					8,9	8,3	7,4	6,1	6,6
V	373	373	215	265	236	20	2	28	18	12	31
Mn											
Zn	410	146	109	422	92	21	6	18	7	10	19
Rb	6,44	7	28	5,38	8,9	34	72	135	143	156	
Sr	354	396	903	324	367	85	22	30	14	27	
Y	46	43	38	33	33	40	30	24	36	33	
Ga		23					15	13	12	17	15
Zr	290	222	368	232	219	84	94	121	110	138	142
Nb		11					20	19	16	24	20
La	31,3		72,8	27,5	25,5	21		41,8	36,6	48,9	46
Ce	62		131	54	48	44		79,2	68,3	90,4	84,7
Nd	30		51	26	22	17		23,8	22,2	26,1	27,7
Sm	7,3		9	6	5,2	3,9		3,3	3,2	3,2	3,8
Eu	2,44		2,79	1,97	1,56	0,3		0,41	0,62	0,6	0,85
Gd	6		7	5	5	3					
Tb	1,21		1,13	0,94	0,85	0,77		0,71	0,84	0,86	0,8
Ho								1,6	1,5	1,5	1,5
Tm	0,7		0,6	0,5	0,5	0,6					
Yb	4,2		3,2	2,7	2,8	3,7		2,6	3,3	3,2	3,1
Lu	0,55		0,48	0,34	0,35	0,56		0,47	0,54	0,53	0,54
Sc	35,8		15,3	28,6	24,2	1,2					
Cr	83		4	61	110	<3					
As	0,4		3,8	<0,4	<0,4	0,9					
Sb	0,14		0,19	0,21	<0,1	0,54					
Cs	0,4		4	0,7	0,3	0,4					
Ba	276		665	221	243	373					
Th	2		9,3	2	2,7	10,4					
U	0,4		2,7	0,6	0,6	3,2					
Au	<5		<4	<2	<3	5					

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu.

	34*	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
	85DL13**	85DL25A	84ML49	84ML59	84ML46	84ML84	84ML115B	85RL109A	85DT30	86MT55	86MT30E
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	76,95	78,86	71,68	81,02	86,44	76,87	83,24	79,56	80,19	77,69	79,35
TiO ₂	0,16	0,14	0,17	0,07	0,01	0,16	0,28	0,07	0,11	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	12,63	11,77	15,09	9,86	7,83	11,39	8,53	11,13	11,36	12,63	10,75
Fe ₂ O ₃	0,77	0,87	0,2	0,25	0,35	1,53	0,27	0,89	0,22	0,18	1,24
FeO	0	1,22	0,07	0,07	0,07	2,4	0	0,51	0	0	0
MnO	0	0,02	0	0,03	0,01	0,07	0	0,04	0,01	0,001	0,015
MgO	0,05	0,33	0,35	0,24	0,08	1,39	0,03	0,41	0,02	0,05	0,97
CaO	0,09	0,14	0,11	0,4	0,09	0,09	0,18	0,62	0,15	0,09	0,14
Na ₂ O	0,21	4,63	2,3	1,62	0,08	1,7	0,19	3,16	3,94	6,1	3,4
K ₂ O	8,43	0,66	8,26	4,48	4,03	1,44	6,56	1,56	3,55	2,18	2,54
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,01	0
PAF***	1,07	1,75	1,49	1,92	1,52	3,45	0,9	2,35	0,56	0,63	1,77
Total	100,4	100,42	99,76	99,98	100,53	100,52	100,23	100,31	100,13	99,691	100,295
Éléments en traces (ppm)											
Ba	509	67	245	415	751	116	290	42	248		
Be	2,2	1,7	5	7	2	3	4,1	3,6	3,8		
Co	6	4	22	12	11	18	9	9	53		
Cr	23	30	107	107	130	58	22	26	74		
Cu	5	14	6	7	4	6	19	8	26	8	9
Li	3	29	75	24	21	33	30	24	12	4,2	31
Pb	24	29					31	24	35	21	17
Ni	18	19					8	9	85	3	1
Sn	12,4	6,3	4,8	8,9	6,7	5,7	7,1	7,6	6,9		
V	16	15	30	47	35	39	41	5	7	6	12
Mn											
Zn	145	12	11	9	12	51	19	8	7	16	26
Rb		21	148	74	47	46	103	50	52	29	93
Sr		38	78	35	31	17	36	41	73	71	47
Y		49	50	58	16	26	36	55	23	22	22
Ga	20	14	26	11	8	14	10	14	12		
Zr	195	164	189	133	83	113	93	141	109	122	120
Nb	50	40	49	39	9	11	24	39	17		
La			42,7	70,2	17,4	33,6				40	39,6
Ce			88,8	97,3	29,7	63				70	82
Nd			31,2	40,3	8,3	17,5				21	19
Sm			4,2	5,6	0,5	1,3				3,5	3,7
Eu			0,3	0,37	0,29	0,56				0,39	0,48
Gd										<3	<3
Tb			1,4	1,7	0,4	0,6				0,48	0,54
Ho			2,4	3,1	0,96	0,9					
Tm										0,3	0,4
Yb			4,8	5	1,6	3				2,3	2,3
Lu			0,79	0,83	0,28	0,5				0,21	0,36
Sc										1,7	1,7
Cr										<3	<3
As										2,2	1,4
Sb										0,16	0,29
Cs										0,1	0,9
Ba										268	284
Th										18,3	16,4
U										4,2	3,2
Au										10	5

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu.

	45*	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
	85DT28B**	84ML10	84ML11	84ML15A	84ML32	84ML36	85DL27E	85RL74A	85OBS	86OBSWT	85PI
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	75,06	69,84	69,43	69,45	74,47	76,92	74,48	76,35	71,26	71,51	71,57
TiO ₂	0,13	0,35	0,41	0,38	0,18	0,18	0,18	0,18	0,19	0,2	0,18
Al ₂ O ₃	13,16	13,68	14,07	14,03	12,57	12,24	13,27	12,87	11,76	11,94	11,93
Fe ₂ O ₅	1,1	3,02	2,92	2,14	2,43	0,42	1,35	0,47	0,68	1	1,01
FeO	0	0,4	0,4	0,67	0,07	0,07	0	0	0,32	0	0
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,03	0,021	0,02
MgO	0,07	1,17	1,3	1,19	0,11	0,11	0,04	0,01	0,06	0,16	0,12
CaO	0,13	0,1	0,12	0,15	0,08	0,09	0,11	0,11	0,89	0,76	0,88
Na ₂ O	4,6	4,21	4,67	3,88	2,52	3,42	3,82	4	5,45	5,63	5,16
K ₂ O	4,55	6,04	5,35	6,52	6,45	5,14	5,97	5,68	1,34	1,5	1,49
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
PAF***	0,91	1,51	1,84	1,59	1,23	0,96	0,52	0,37	7,55	7,23	7,9
Total	99,74	100,38	100,58	100,08	100,15	99,58	99,67	100,06	99,55	99,961	100,29
Éléments en traces (ppm)											
Ba	372	102	124	116	172	173	34	101			379
Be	2,9	8	9	8	5	6	2,4	4,5	3		4,5
Co	17	28	26	27	18	20	12	13	1		2
Cr	18	208	197	194	114	100	18	17	5		15
Cu	5	8	8	8	14	35	12	10	7	10	5
Li	11	32	40	18	34	22	13	15	8	8,1	8
Pb	36						23	36	6	25	26
Ni	12						12	14	6	3	14
Sn	6,3	8	7,1	6,8	8,3	9,8	9	12,1	3,8		9
V	5	49	29	22	58	31	11	5	20	5	8
Mn											
Zn	9	40	89	73	48	48	10	5	29	66	12
Rb	52	152	135	146	155	135	185	170	114,****	122	113
Sr	57	18	23	23	52	59	18	34	105,****	204	484
Y	24	101	106	104	52	39	66	60		32	30
Ga	16	25	24	25	21	18	21	21			14
Zr	109	1 247	1 177	1 159	489	490	513	478	172	156	149
Nb	17	92	88	87	88	84	86	84	21		19
La		91,9	119,9	79,4	53,3	43,3			41	45,5	
Ce		200,4	228,8	185,3	110	88			70	77,1	
Nd		67,5	80,4	65,3	40,8	32,5			21	23	
Sm		13,5	13,8	13,2	5,6	3,5			4,3	4,9	
Eu		0,9	1	1,1	0,25	0,27			0,5	0,59	
Gd										<5	
Ho		2,8	2,7	2,6	1,4	1,2			<0,5	0,69	
Tm		4,5	3,6	4	2,2	2,2			1,3	1,4	
Yb									0,2	0,3	
Lu		9,5	9,2	9,9	6,5	7,7			3	3,5	
Sc		1,6	1,6	1,6	1,1	0,92			0,4	0,51	
Cr								<5	2	2,1	
As										3,5	
Sb									4,8	5,3	
Cs									0,36	0,5	
Ba									24	24,4	
Th									430	518	
U									18	18,7	
Au									<5	<5	

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu; **** Déterminé par absorption atomique.

	56* 85P2**	57 86MT75B	58 86MT61A	59 86MT63A	60 86BT18	61 86BT49	62 86CT09	63 85RT01E	64 86MT76B	65 85-4-81	66 85-4-283
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	71,42	70,37	69,08	77,37	77	76,51	75,28	70,47	72,14	50,82	45,28
TiO ₂	0,18	0,19	0,22	0,17	0,18	0,17	0,2	0,41	0,37	2,31	2,96
Al ₂ O ₃	11,38	13,4	15,17	12,11	11,72	12,19	12,31	14,2	14,58	15,23	14,8
Fe ₂ O ₃	1,08	2,18	1,61	0,78	0,62	0,94	0,83	3,86	1,12	1,92	2,2
FeO	0	0	0,76	0	0	0	0	0	0,42	6,37	8,23
MnO	0,02	0,1	0,035	0,008	0,003	0,006	0,005	0,02	0,016	0,3	0,23
MgO	0,1	1,08	1	0,17	0,23	0,21	0,17	0,11	0,45	4,88	6,25
CaO	0,89	1,16	0,22	0,18	0,14	0,22	0,24	0,19	0,15	6,29	6,01
Na ₂ O	5,05	3,32	3,48	3,25	3,81	3,44	2,67	5,12	5,27	2,79	3,73
K ₂ O	1,44	6,25	7,46	5,76	5,04	5,32	6,21	4,41	4,77	4,97	1,58
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,06	0,55	0,54
PAF***	7,81	2,19	1,32	0,8	1,13	0,85	0,94	1,08	0,79	3,16	7,16
Total	99,39	100,28	100,385	100,608	99,893	99,876	98,875	99,94	100,136	99,59	98,97
Éléments en traces (ppm)											
Ba	381							873		1 580	1 270
Be	3							4,4		2	7,3
Co	11							16		23	45
Cr	16							22		14	60
Cu	5	7	8	9	11	9	10	97	8	20	32
Li	9	17,3	23	8,4	28	14,2	21	5	10,2	14	18
Pb	29	17	17	20	15	5	21	29	16	25	24
Ni	10	2	1	1	4	2	1	17	1	27	65
Sn	8,7							13,6		5,4	4
V	7	9	3	30	12	16	18	18	6	181	306
Mn											
Zn	13	25	19	29	16	35	22	49	29	58	92
Rb	112	120	143	136	84	136	147	97	90	135	25
Sr	483	38	32	58	46	65	53	85	77	876	216
Y	30	33	39	30	42	34	37	38	37	53	50
Ga	14							18		21	22
Zr	151	180	213	162	168	173	196	387	393	296	296
Nb	19							22		13	30
La		38,7	49,8	43,1	64,3	63,2	65,7		72,3		
Ce		69	86	72	81	73	75		82		
Nd		20	26	23	25	25	24		31		
Sm		3,6	4,3	4,2	6,6	5,7	6		8,1		
Eu		0,52	0,54	0,54	0,56	0,52	0,56		1,23		
Gd		<4	<3	<5	<4	5	<4		4		
Tb		0,56	0,67	0,62	0,72	0,6	0,62		0,83		
Ho											
Tm		0,5	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4		0,5		
Yb		3,4	4	3,1	4,7	4	4,3		4,9		
Lu		0,51	0,5	0,46	0,67	0,57	0,6		0,7		
Sc		2,9	2,2	2	1,8	2,2	2,1		5,1		
Cr		<3	<2	<3	<3	<3	<3		<2		
As		2	0,8	<0,4	5,7	<1	2,4		1,3		
Sb		0,25	0,27	0,21	0,52	0,32	0,36		0,19		
Cs		0,5	0,6	0,5	0,3	0,5	0,6		0,3		
Ba		392	420	505	362	601	477		717		
Th		19,7	22,7	17,5	18,6	19	18,6		16,7		
U		4,6	5,7	4	6,1	4,6	4,5		4,4		
Au		<3	4	3	10	5	306		5		

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu.

	67*	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
	85-1-144**	85-4-72	85CL-28A	85CL-33A	85CL-38A	83BD150	83BD157	833V22	833V24	833V25	84V5
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	43,09	47,65	72,04	74,17	74,06	71,35	71,93	70,58	72,16	70,94	71
TiO ₂	2,43	2,54	0,59	0,22	0,26	0,3	0,38	0,24	0,24	0,25	0,24
Al ₂ O ₃	14,55	16,31	12,82	12,26	12,63	15,64	14,1	15,61	15,74	15,49	15,5
Fe ₂ O ₃	3,56	3,64	1,21	0,96	0,65	0,73	3,47	0,18	1,04	1,04	1,04
FeO	7,59	8,17	1,01	0,71	1,03	1,33	0,13	2,59	0,80	0,8	0,8
MnO	0,19	0,21	0	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	6,83	5,31	0,87	0,47	0,47	0,64	0,53	0,73	0,66	0,66	0,66
CaO	8,86	4,32	0,25	0,13	0,14	0,36	0,15	1,5	1,9	2,03	1,95
Na ₂ O	2,29	2,19	2,91	1,13	0,61	5,55	3,97	4,86	4,87	4,98	4,9
K ₂ O	1,31	4	5,37	8,29	9,34	2,8	4,63	2,39	2,43	2,51	2,46
P ₂ O ₅	0,19	0,53	0,11	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06
PAF***	8,2	5,03	1,42	1	0,81	0,85	1,03	1,83	0,54	0,52	0,62
Total	99,09	99,9	98,6	99,43	100,1	99,66	100,39	100,61	100,48	99,31	99,26
Éléments en traces (ppm)											
Ba	207	980	1 049	2 680	2 735	541	645	605	568	609	580
Be	3,7	4,4	1,4	4,4	2,5						
Co	55	45	8	13	15						6,14
Cr	68	27	26	24	17						
Cu	68	56	9	8	10	18	56	24	18	13	15
Li	28	12	6	5	6	26	19	25	22	28	25
Pb	46	33	19	23	27						
Ni	84	27	23	16	13						
Sn	0,6	7,8	10,3	8,2	5,2	0,6	0,5	0,3	2,2	1,2	1,7
V	306	260	81	18	18						
Mn											
Zn	44	167	29	21	24	38	46	34	31	29	30
Rb	35,****	95-99	120-109	164-152	173	66	64	69	63,****	67	65
Sr	408,****	348-355	466-110	90-78	80	265	421	414	264,****	357	247
Y		55	32	36	30	7,7	8,4	6,4		7,7	6,2
Ga	21	22	17	15	15						
Zr	200	292	247	240	253	176	173	129		132	134
Nb	15	15	30	29	34						
La						30,1	31,6	20,4		22,8	19,2
Ce						49	48	31		36	33
Nd						15,8	15,7	10,1		12,7	12,2
Sm						3	3	2,2		2,6	2,6
Eu						0,57	0,72	0,57		0,63	0,38
Gd						2	2	1		1	
Tb						0,26	0,29	0,23		0,25	0,24
Ho						0,4	1,2	0,6		1,2	0,8
Tm						<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1
Yb						0,6	0,5	0,3		0,5	0,4
Lu						0,12	0,11	0,07		0,07	0,11
Sc											2,71
Cr											<4,83
As											0,426
Sb											0,173
Cs											<1 171
Ba											673
Th											
U											
Au											0,013

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu; **** Déterminé par absorption atomique.

	78* 83DK8**	79 83DK23	80 83DK47	81 83BD65A	82 83BD187	83 84IL35	84 84IL30	85 84RI51C	86 85VI	87 85V5	88 83LBBA
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	79,14	75,38	75,58	71,14	78,24	77,72	77,1				47,81
TiO ₂	0,04	0,19	0,13	0,33	0,13	0,16	0,17				2,26
Al ₂ O ₃	12,73	12,77	13,87	15,29	11,7	11,59	11,54				15,38
Fe ₂ O ₃	0,4	0,44	0,59	1,41	1,42	0,54	0,67				2,55
FeO	0,2	0,93	0,33	1,13	0,33	0,67	0,33				8,78
MnO	0	0,03	0,02	0,03	0	0,01	0,01				0,20
MgO	1,21	0,82	0,47	0,9	1,3	2,67	2,29				7,25
CaO	0,01	0,6	0,18	0,21	0,02	0,12	0,09				8,69
Na ₂ O	3,46	2,93	4,98	5,6	4,5	0,39	4,86				4,24
K ₂ O	1,32	4,63	2,81	2,84	0,51	2,55	0,71				0,60
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,05	0,08	0,04	0,01	0,01				0,16
PAF***	1	0,65	0,53	0,9	0,94	3,27	1,87				1,49
Total	99,52	99,4	99,54	99,86	99,13	99,7	99,65				99,46
Éléments en traces (ppm)											
Ba	128	318	682	515	144	34					350
Be						4					
Co						11					
Cr						89					
Cu	3	5	5	11	5	5					51
Li	7	8	12	15	12	18					28
Pb											
Ni											
Sn						6,9					
V						10					
Mn											1 576
Zn	8	5	16	22	1	7					97
Rb	56,****	148,****	64,****	69,****	17,****	86		175	59	140	23,****
Sr	9,****	16,****	172,****	84,****	17,****	6,3		26	19	25	362,****
Y						37		37	29	34	
Ga											
Zr						150		161	135	137	
Nb											
La						52,2	45,7	45,8	37,3	46,6	
Ce						93	88,7	86	70	88	
Nd						29,8	29,1	26	21,8	27,7	
Sm						5,9	2,7	5,2	4,3	5,6	
Eu						0,62	0,65	0,31	0,23	0,22	
Gd											
Tb						0,8	0,92	0,77	0,62	0,72	
Ho						1,1	1,6	1,9	1,2	1,3	
Tm						0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	
Yb						4,1	3,3	4,8	3,8	3,9	
Lu						0,6	0,86	0,6	0,54	0,54	
Sc											
Cr											
As											
Sb											
Cs											
Ba											
Th											
U											
Au											

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5); *** Pertes au feu; **** Déterminé par absorption atomique.



Annexe II

Analyses normalisées et normes CIPW

	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	86MD13**	86T2 1+72W	86T2 1+60W	86T2 1+35W	84ML64	85DT38	86T2 3+80E	84ML09	84ML15B	84ML50	84ML53
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	47,72	47,56	45,82	47,64	48,76	47,06	49,46	46,12	54,36	46,36	47,30
TiO ₂	2,51	2,48	2,93	2,17	2,38	2,83	2,39	3,14	2,36	3,08	3,07
Al ₂ O ₃	17,09	16,73	16,83	19,74	17,63	16,00	16,61	15,75	16,28	16,53	16,38
Fe ₂ O ₃	4,48	4,51	5,52	6,66	4,90	5,77	5,88	6,95	8,95	6,55	5,00
FeO	7,06	7,27	6,80	3,45	5,19	8,12	5,66	8,26	1,78	7,98	7,91
MnO	0,19	0,19	0,21	0,16	0,29	0,30	0,18	0,23	0,19	0,19	0,18
MgO	5,91	6,38	6,08	3,91	4,13	7,43	6,38	6,17	3,98	7,26	6,22
CaO	11,16	10,75	11,33	11,85	12,07	8,47	8,67	9,00	6,54	7,76	8,84
Na ₂ O	3,06	3,30	3,48	3,84	3,58	2,77	3,46	2,91	3,63	2,91	3,38
K ₂ O	0,44	0,46	0,58	0,25	0,64	0,73	0,91	0,90	1,49	0,83	1,16
P ₂ O ₅	0,38	0,36	0,43	0,33	0,43	0,50	0,40	0,55	0,43	0,55	0,56
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	7,85	0,00	0,00
Or	2,62	2,71	3,43	1,50	3,78	4,34	5,39	5,34	8,78	4,91	6,84
Ab	25,90	27,92	23,01	28,27	29,50	23,46	29,30	24,65	30,73	24,65	28,58
An	31,58	29,49	28,61	35,88	30,15	29,06	27,08	27,24	23,73	29,58	26,11
Ne	0,00	0,00	3,47	2,29	0,42	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	17,19	17,35	19,94	16,82	21,69	7,89	10,73	11,31	4,76	4,34	11,35
Hy	6,38	1,88	0,00	0,00	0,00	17,10	12,61	9,26	12,55	15,19	4,36
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	4,81	9,29	8,46	4,74	3,20	5,19	3,60	7,99	0,00	7,37	8,97
No	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	5,82	5,77	6,42	5,33	5,63	6,28	5,64	6,73	5,60	6,64	6,62
Il	4,77	4,70	5,56	4,13	4,53	5,38	4,53	5,97	4,49	5,85	5,82
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,88	0,84	1,00	0,76	1,00	1,15	0,93	1,27	1,00	1,27	1,30

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	12* 84ML30F**	13 84ML30I1	14 85DL18	15 85DL30B	16 85DL32	17 86MD16	18 86MD17	19 85RL07A	20 86MD18	21 86MT07	22 86MT47
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	52,00	47,75	48,92	46,84	47,48	45,55	49,74	48,27	47,86	46,47	52,47
TiO ₂	3,14	2,74	3,50	2,61	3,50	2,38	2,72	2,24	2,39	2,91	2,06
Al ₂ O ₃	16,32	16,61	16,81	16,75	11,76	17,82	17,98	16,64	17,22	16,67	16,78
Fe ₂ O ₃	4,24	14,94	6,54	6,09	8,52	5,93	5,77	3,82	5,09	6,13	6,70
FeO	9,38	2,25	9,67	6,72	8,01	5,30	4,96	7,69	6,37	6,83	3,01
MnO	0,18	0,17	0,12	0,20	0,59	0,26	0,14	0,20	0,18	0,22	0,18
MgO	5,07	4,29	8,17	6,02	6,41	6,72	5,05	5,42	6,79	6,84	5,05
CaO	5,60	6,70	1,22	10,61	8,99	11,41	7,77	11,68	10,02	8,71	7,10
Na ₂ O	2,92	3,35	3,56	3,04	3,13	3,26	3,60	3,10	3,11	3,95	4,41
K ₂ O	0,58	0,74	0,94	0,68	1,02	0,92	1,68	0,55	0,57	0,80	1,83
P ₂ O ₅	0,57	0,46	0,55	0,44	0,59	0,43	0,59	0,38	0,40	0,48	0,41
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	10,76	0,00	6,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	3,44	4,36	5,57	4,01	6,03	5,45	9,91	3,25	3,37	4,71	10,84
Ab	24,74	28,35	30,10	25,72	26,45	18,36	30,45	26,24	26,30	28,96	37,28
An	24,07	28,10	2,44	30,05	15,05	31,24	27,96	29,85	31,35	25,40	20,60
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,02	0,00	0,00	0,00	2,44	0,00
C	2,05	0,00	9,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	1,78	0,00	16,03	21,04	18,13	5,37	20,84	12,67	11,82	9,60
Hy	21,51	23,93	30,94	2,99	11,64	0,00	12,31	4,06	8,40	0,00	7,92
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	9,05	4,18	10,43	1,19	5,18	6,67	13,47	3,43
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	6,14	6,14	7,26	5,96	7,25	5,63	6,12	5,43	5,65	6,40	5,16
Il	5,96	5,20	6,66	4,96	6,65	4,53	5,17	4,26	4,55	5,53	3,91
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	1,33	1,07	1,28	1,02	1,37	1,01	1,37	0,88	0,92	1,11	0,95

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	23* 86BT39**	24 84ML45	25 86MD05	26 86MD06	27 86JP153	28 86MD50	29 85DL05B	30 84ML01	31 84ML07	32 84ML18	33 84ML29
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	44,88	47,96	46,95	46,96	52,56	84,78	83,80	77,41	81,91	76,33	79,23
TiO ₂	3,60	2,68	3,10	2,65	1,50	0,05	0,06	0,13	0,11	0,13	0,13
Al ₂ O ₃	18,06	16,14	18,65	16,25	17,21	8,80	11,19	12,77	10,75	13,60	11,96
Fe ₂ O ₃	8,78	6,44	4,46	4,88	4,91	0,41	0,31	0,60	0,15	0,48	0,26
FeO	5,33	6,23	5,36	7,23	3,94	0,00	0,00	0,07	0,07	0,07	0,07
MnO	0,24	0,21	0,29	0,20	0,15	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
MgO	7,16	5,84	4,53	7,18	5,30	0,14	0,11	0,16	0,07	0,20	0,05
CaO	5,89	10,38	7,70	10,16	9,31	0,17	0,11	0,08	0,07	0,08	0,08
Na ₂ O	4,94	3,24	5,64	3,60	3,93	3,93	1,25	2,11	0,18	1,07	0,78
K ₂ O	0,52	0,50	2,02	0,42	0,89	1,71	3,17	6,64	6,66	8,00	7,39
P ₂ O ₅	0,60	0,38	1,29	0,47	0,30	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	54,69	63,98	39,39	55,17	39,05	46,23
Or	3,05	2,95	11,95	2,51	5,25	10,10	18,72	39,23	39,33	47,28	43,69
Ab	34,18	27,44	27,89	28,69	33,28	33,25	10,55	17,83	1,55	9,07	6,60
An	25,29	28,00	19,62	26,92	26,69	0,85	0,49	0,27	0,22	0,27	0,20
Ne	4,14	0,00	10,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	5,53	2,02	3,17	3,08	2,60
Di	0,00	17,01	8,03	16,42	14,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	0,00	8,02	0,00	0,00	12,09	0,61	0,43	0,41	0,18	0,51	0,13
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	17,24	4,33	6,43	12,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	7,40	6,06	6,47	6,01	4,35	0,20	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	6,84	5,09	5,89	5,02	2,85	0,10	0,12	0,17	0,15	0,17	0,17
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,15	0,48	0,26
Ap	1,39	0,89	2,99	1,08	0,69	0,00	0,02	0,05	0,05	0,05	0,07

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	34* 85DL13**	35 85DL25A	36 84ML49	37 84ML59	38 84ML46	39 84ML84	40 84ML115B	41 85RL109A	42 85DT30	43 86MT55	44 86MT30E
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	77,47	79,92	72,94	82,62	87,30	79,19	83,80	81,22	80,54	78,43	80,54
TiO ₂	0,16	0,14	0,17	0,07	0,01	0,16	0,28	0,07	0,11	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	12,72	11,93	15,36	10,06	7,91	11,73	8,59	11,36	11,41	12,75	10,91
Fe ₂ O ₃	0,78	0,88	0,20	0,25	0,35	1,58	0,27	0,91	0,22	0,18	1,26
FeO	0,00	1,24	0,07	0,07	0,07	2,47	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,07	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02
MgO	0,05	0,33	0,36	0,24	0,08	1,43	0,03	0,42	0,02	0,05	0,98
CaO	0,09	0,14	0,11	0,41	0,09	0,09	0,18	0,63	0,15	0,09	0,14
Na ₂ O	0,21	4,69	2,34	1,65	0,08	1,75	0,19	3,23	3,96	6,16	3,45
K ₂ O	8,49	0,67	8,41	4,57	4,07	1,48	6,60	1,59	3,57	2,20	2,58
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,01	0,00
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	43,43	48,74	26,50	54,35	71,00	59,67	57,12	54,33	43,57	33,94	48,43
Or	50,16	3,95	49,67	27,00	24,05	8,77	39,03	9,41	21,07	13,01	15,24
Ab	1,79	39,71	19,80	13,98	0,68	14,82	1,62	27,30	33,48	52,11	29,20
An	0,19	0,51	0,29	1,89	0,32	0,26	0,57	3,07	0,62	0,38	0,70
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	3,11	3,30	2,30	1,70	3,25	7,15	0,92	3,21	0,81	0,10	2,19
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	0,50	2,18	0,89	0,61	0,20	6,67	0,08	1,21	0,07	0,13	3,32
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	0,37	1,28	0,00	0,12	0,23	2,29	0,00	1,32	0,11	0,00	0,61
Il	0,31	0,27	0,15	0,14	0,02	0,31	0,34	0,14	0,21	0,23	0,23
Hem	0,00	0,00	0,20	0,17	0,19	0,00	0,09	0,00	0,00	0,06	0,00
Ap	0,09	0,07	0,09	0,05	0,05	0,07	0,12	0,02	0,05	0,02	0,00

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	45* 85DT28B**	46 84ML10	47 84ML11	48 84ML15A	49 84ML32	50 84ML36	51 85DL27E	52 85DL74A	53 85OBS	54 860BSWT	55 85PI
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	75,95	70,64	70,32	70,51	75,28	78,00	75,12	76,59	77,46	77,12	77,47
TiO ₂	0,13	0,35	0,42	0,39	0,18	0,18	0,08	0,18	0,21	0,22	0,19
Al ₂ O ₃	13,32	13,84	14,25	14,25	12,71	12,41	13,38	12,91	12,78	12,88	12,91
Fe ₂ O ₃	1,11	3,05	2,96	2,17	2,46	0,43	1,36	0,47	0,74	1,08	1,09
FeO	0,00	0,40	0,41	0,68	0,07	0,07	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02
MgO	0,07	1,18	1,32	1,21	0,11	0,11	0,04	0,01	0,07	0,17	0,13
CaO	0,13	0,10	0,12	0,15	0,08	0,09	0,11	0,11	0,97	0,82	0,95
Na ₂ O	4,65	4,26	4,73	3,94	2,55	3,47	3,85	4,01	5,92	6,07	5,59
K ₂ O	4,60	6,11	5,42	6,62	6,52	5,21	6,02	5,70	1,46	1,62	1,61
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	30,59	19,55	19,00	19,48	34,43	37,57	28,96	31,21	35,46	33,55	36,38
Or	27,21	36,10	32,02	39,12	38,53	30,80	35,58	33,67	8,61	9,56	9,53
Ab	39,39	36,03	40,02	33,34	21,56	29,34	32,60	33,95	50,13	51,37	47,26
An	0,52	0,24	0,27	0,36	0,20	0,32	0,42	0,39	3,99	3,10	4,51
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,49	0,13	0,51	0,47	1,38	0,95	0,38	0,00	0,00	0,00	0,33
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,35	0,74	0,00
Hy	0,90	5,30	5,45	4,83	2,09	0,28	1,11	0,10	0,00	0,64	0,95
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00
Mt	0,54	1,69	1,65	1,41	1,22	0,00	0,66	0,23	0,63	0,52	0,53
Il	0,25	0,67	0,79	0,73	0,35	0,17	0,15	0,34	0,39	0,41	0,37
Hem	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00
Ap	0,05	0,09	0,12	0,14	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02	0,08

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	56* 85P2**	57 86MT75B	58 86MT61A	59 86MT63A	60 86BT18	61 86BT49	62 86CT09	63 85RT01E	64 86MT76B	65 85-4-81	66 85-4-283
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	77,99	71,74	69,73	77,52	77,96	77,26	76,87	71,28	72,61	52,70	49,32
TiO ₂	0,20	0,19	0,22	0,17	0,18	0,17	0,20	0,41	0,37	2,40	3,22
Al ₂ O ₃	12,43	13,66	15,31	12,13	11,87	12,31	12,57	14,36	14,68	15,79	16,12
Fe ₂ O ₃	1,18	2,22	1,63	0,78	0,63	0,95	0,85	3,90	1,13	1,99	2,40
FeO	0,00	0,00	0,77	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,42	6,61	8,96
MnO	0,02	0,10	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,02	0,31	0,25
MgO	0,11	1,10	1,01	0,17	0,23	0,21	0,17	0,11	0,45	5,06	6,81
CaO	0,97	1,18	0,22	0,18	0,14	0,22	0,25	0,19	0,15	6,52	6,55
Na ₂ O	5,51	3,38	3,51	3,26	3,86	3,47	2,73	5,18	5,30	2,89	4,06
K ₂ O	1,57	6,37	7,53	5,77	5,10	5,37	6,34	4,46	4,80	5,15	1,72
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,07	0,06	0,57	0,59
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Norme CIPW											
Q	37,43	23,33	18,58	35,70	35,42	35,52	35,84	22,53	22,55	0,00	0,00
Or	9,29	37,66	44,50	34,11	30,16	31,75	37,47	26,36	28,38	30,46	10,17
Ab	46,66	28,64	29,73	27,55	32,63	29,39	23,07	43,82	44,89	24,20	34,38
An	4,51	3,27	0,90	0,83	0,00	0,97	1,08	0,49	0,35	14,89	20,67
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00
C	0,00	0,00	1,05	0,23	0,00	0,43	0,82	0,84	0,62	0,00	0,00
Di	0,14	1,90	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	11,17	6,47
Hy	0,89	3,52	2,51	0,80	0,59	1,04	0,81	2,86	1,13	0,00	1,20
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	10,38	16,15
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	0,57	1,07	1,94	0,38	0,30	0,46	0,41	1,89	0,34	2,89	3,47
Il	0,37	0,37	0,42	0,32	0,35	0,33	0,39	0,79	0,71	4,55	6,12
Hem	0,00	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00
Ap	0,05	0,09	0,07	0,02	0,05	0,05	0,05	0,16	0,14	1,32	1,36

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	67* 85-1-144**	68 85-4-72	69 85CL-28A	70 85CL-33A	71 85CL-38A	72 83BD150	73 83BD157	74 833V22	75 833V24	76 833V25	77 84V5
Éléments majeurs (% du poids)											
SiO ₂	47,27	50,23	74,13	75,35	74,63	72,26	72,43	71,50	72,25	71,85	72,02
TiO ₂	2,67	2,68	0,61	0,22	0,26	0,30	0,38	0,24	0,24	0,25	0,24
Al ₂ O ₃	15,96	17,19	13,19	12,46	12,73	15,84	14,20	15,81	15,76	15,69	15,72
Fe ₂ O ₃	3,91	3,84	1,25	0,98	0,66	0,74	3,49	0,18	1,04	1,05	1,05
FeO	8,33	8,61	1,04	0,72	1,04	1,35	0,13	2,62	0,80	0,81	0,81
MnO	0,21	0,22	0,00	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	7,49	5,60	0,90	0,48	0,47	0,65	0,53	0,74	0,66	0,67	0,67
CaO	9,72	4,55	0,26	0,13	0,14	0,36	0,15	1,52	1,90	2,06	1,98
Na ₂ O	2,51	2,31	2,99	1,15	0,61	5,62	4,00	4,92	4,88	5,04	4,97
K ₂ O	1,44	4,22	5,53	8,42	9,41	2,84	4,66	2,42	2,43	2,54	2,50
P ₂ O ₅	0,49	0,56	0,11	0,06	0,06	0,07	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,06	100,07	100,05	100,07	100,07	100,06	100,06
Norme CIPW											
Q	0,00	0,21	34,00	35,52	33,72	24,37	25,35	25,41	27,37	25,11	28,34
Or	8,49	24,92	32,66	49,77	55,59	16,62	15,64	14,29	14,35	14,96	14,77
Ab	21,26	19,53	25,34	9,71	5,20	50,08	45,01	44,15	43,72	45,10	42,06
An	28,04	18,94	0,54	0,26	0,30	1,34	8,23	7,07	8,97	10,27	9,43
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,00	1,89	2,09	1,36	1,42	3,28	1,71	2,73	1,98	0,94	1,38
Di	13,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	7,70	22,57	2,23	1,40	2,19	2,98	2,74	5,68	2,05	2,06	1,38
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	8,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	5,66	5,56	1,59	1,41	0,95	0,77	0,72	0,19	1,09	1,10	1,52
Il	5,06	5,08	1,15	0,42	0,50	0,42	0,43	0,34	0,33	0,35	0,46
Hem	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	1,14	1,29	0,26	0,14	0,14	0,15	0,17	0,15	0,15	0,13	0,14

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).

	78* 83DK8**	79 83DK23	80 83DK47	81 83BD65A	82 83BD187	83 84IL35	84 84IL30	85 84R151C	86 85V1	87 85V5	88 83LBBA
--	----------------	--------------	--------------	---------------	---------------	--------------	--------------	---------------	------------	------------	--------------

Éléments majeurs (% du poids)

SiO ₂	80,34	76,36	76,37	71,95	79,71	80,61	78,86				48,87
TiO ₂	0,04	0,19	0,13	0,33	0,13	0,17	0,17				2,31
Al ₂ O ₃	12,92	12,94	14,02	15,46	11,92	12,02	11,80				15,72
Fe ₂ O ₃	0,41	0,45	0,60	1,43	1,45	0,56	0,69				2,60
FeO	0,20	0,94	0,33	1,14	0,34	0,69	0,34				8,98
MnO	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01				0,20
MgO	1,23	0,83	0,47	0,91	1,32	2,77	2,34				7,41
CaO	0,01	0,61	0,18	0,21	0,02	0,12	0,09				8,88
Na ₂ O	3,51	2,97	5,03	5,66	4,58	0,40	4,97				4,33
K ₂ O	1,34	4,69	2,84	2,87	0,52	2,64	0,73				0,61
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,05	0,08	0,04	0,01	0,01				0,16
Total	100,01	100,03	100,05	100,08	100,04	100,01	100,01				100,07

Norme CIPW

Q	49,75	35,84	32,65	24,12	44,43	63,51	43,50	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	8,03	28,08	16,76	16,84	3,19	15,63	4,29	0,00	0,00	0,00	3,59
Ab	31,99	27,00	45,15	50,48	42,84	3,42	42,06	0,00	0,00	0,00	31,65
An	0,02	2,85	0,57	0,52	0,17	0,55	0,39	0,00	0,00	0,00	21,47
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,18
C	6,31	2,15	2,68	3,08	4,40	8,29	2,70	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,97
Hy	3,44	3,26	1,31	2,85	3,81	7,46	5,83	0,00	0,00	0,00	0,00
Ac	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,92
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	0,39	0,47	0,55	1,48	0,52	0,81	0,62	0,00	0,00	0,00	2,70
Il	0,06	0,27	0,18	0,46	0,19	0,32	0,33	0,00	0,00	0,00	3,19
Hem	0,03	0,00	0,05	0,00	0,70	0,00	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,02	0,06	0,11	0,17	0,09	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,34

* Numéro d'analyse (se reporter au tableau 5); ** Numéro d'échantillon (se reporter au tableau 5).



Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'exploration géologique et minérale