

ET 83-16

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC INCONNU, ABITIBI-EST, QUÉBEC

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 



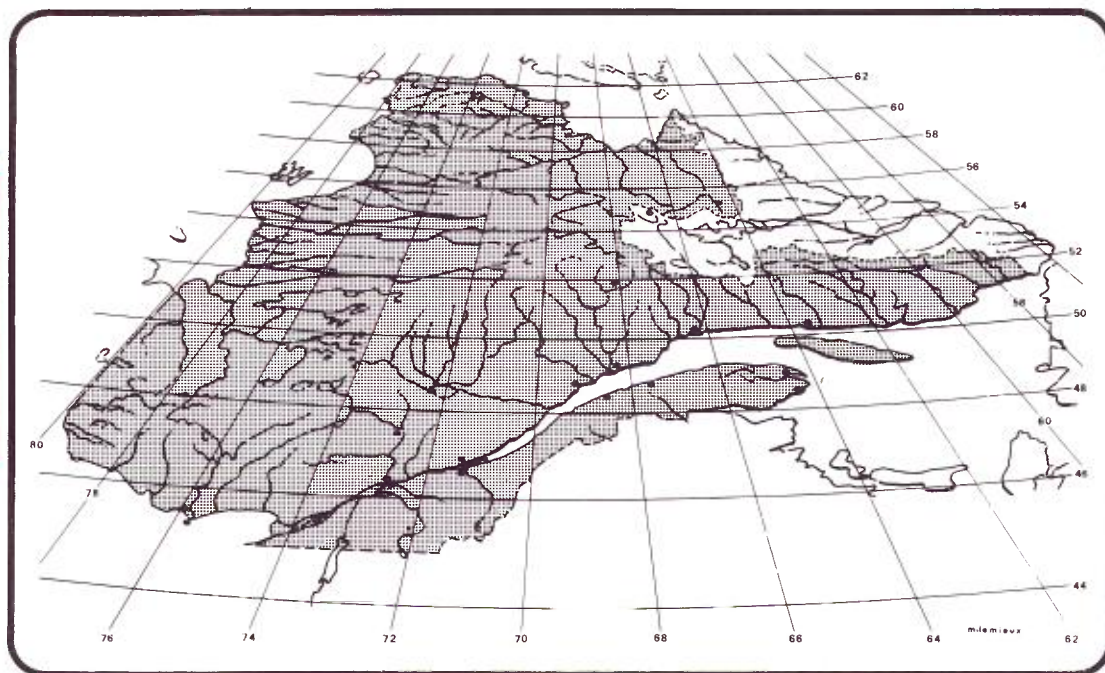
MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

Service de la Géologie

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC INCONNU, ABITIBI-EST, QUÉBEC

Christian Picard



RAPPORT FINAL
1983

1985

ET 83-16



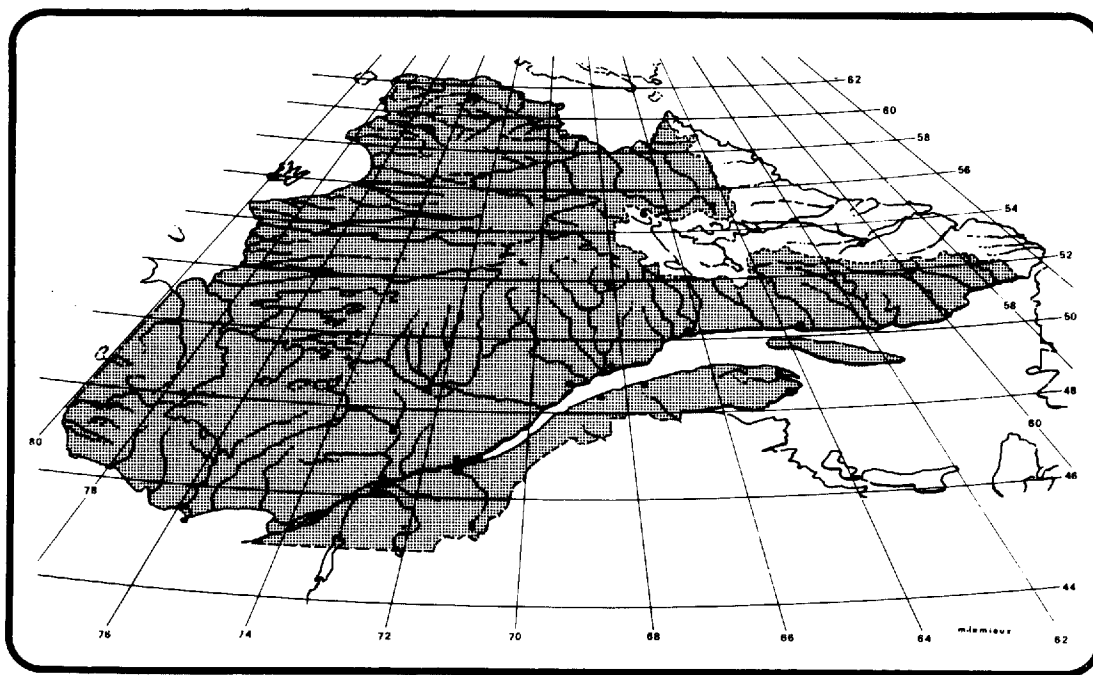
**MINISTÈRE
DE L'ÉNERGIE
ET DES RESSOURCES**

DIRECTION GÉNÉRALE
DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE
ET MINÉRALE

Service de la Géologie

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC INCONNU, ABITIBI-EST, QUÉBEC

Christian Picard



**RAPPORT FINAL
1983**

1985

Dépôt légal - 2^e trimestre 1985
Bibliothèque nationale du Québec

ET 83-16

ISBN: 2-550-10682-2

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
Localisation et accès	1
Géographie physique et géomorphologie	1
Travaux sur le terrain	1
Réalisation de la carte géologique	2
Remerciements	3
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	3
Travaux antérieurs	3
Géologie de la région	4
Pétrographie	7
Définitions et nomenclature	7
Laves mafiques (unités 1, A et C)	7
Sills de métadolérite comagmatique non différenciés	9
Sills de gabbro, dioritiques et différenciés ..	10
Cumulats à clinopyroxène ou pyroxénite	11
Gabbros	11
Ferrogabbros et les ferrodiorites à quartz ..	13
Gabbros rubanés protomylonitiques	14
Conclusions	17
Volcanites felsiques	17
Pyroclastites felsiques à cristaux de plagioclase et de quartz	18
Laves rhyodacitiques porphyriques à plagioclase et quartz	19
Lapillistones et brèches pyroclastiques poly-lithologiques	20
Pyroclastites à cristaux de plagioclase	21
Conclusions	21
Roches sédimentaires	22
Roches sédimentaires de l'unité 4	22
Roches sédimentaires de l'unité B	24
Roches sédimentaires de l'unité E	24
Conclusions	26
Intrusions acides	26
Pluton de Lapparent	26
Granite dans le nord de la carte	27
Stock de syénite porphyrique	27
Petits stocks de granitoïde	27
Dykes	27
Dykes de dolérite protérozoïque	28
Dolérites à labrador, augite et quartz	28
Dolérites à labrador, augite et olivine	29
Conclusions	29

	Page
Géochimie	29
Tétraèdre éclaté de Yoder & Tilley	30
Diagramme AFM	30
Diagrammes MgV	32
Diagramme Zr/Y	32
Conclusions	32
Géologie structurale	33
Stratification	33
Polarité	33
Plis et foliation	33
Fractures et failles	34
Zones de cisaillement	36
Corrélations lithostratigraphiques avec les formations de la région de Chapais-Chibougamau	36
Conclusion générale	39
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	40
Synthèse des travaux statutaires et indices observés sur le terrain	40
Conclusions et perspectives	43
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	43
CARTE (1:20 000):	
1 - Géologie de la région du lac Inconnu (partie nord)	hors texte
2 - Géologie de la région du lac Inconnu (partie sud)	hors texte

INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats d'une étude géologique de la région du lac Inconnu et s'intègre au projet Chapais-Branssat du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Il fait suite à notre campagne de terrain de l'été 1982 (Picard, 1982) et aux travaux de Charbonneau (1981a, 1981b), Dubé (1981a, 1981b, 1983), Hébert (1981 et 1983), Franconi (1983), Otis (1982, 1983), Charbonneau, Picard et Dupuis-Hébert (1983) et Chartrand (1982, 1983) (figure 1). Le but de notre travail a été de compléter la cartographie d'un segment de la bande de roches vertes de Chibougamau, à l'ouest de Chapais, afin de permettre, dans un proche avenir, la réalisation d'une synthèse géologique entre Chapais et le canton de Branssat.

LOCALISATION ET ACCÈS

Le terrain cartographié est situé dans le district de Chibougamau en Abitibi-Est, à 70 km à l'ouest de Chapais. Il couvre les feuillets 32 G/13 - 0201 et une partie du feuillet 32 G/13 - 0101, qui sont des coupures au 1:20 000 de la feuille du lac Inconnu. Il s'étend au nord et au sud du lac Inconnu. Il est limité au sud par la rivière Chibougamau et au nord par la rivière La Trêve. Il est compris entre les latitudes 49°45' et 50°00' et les longitudes 75°45' et 76°00'. Sa surface est de 350 km². On peut accéder à la partie sud du terrain depuis la route 113 en provenance de Chapais. Après un portage d'un kilomètre depuis la route 113, le lac Inconnu permet d'atteindre la partie centrale du territoire. Quant à la partie nord, elle est dépourvue d'accès facile et nous avons eu recours à l'hélicoptère pour la cartographie.

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET GÉOMORPHOLOGIE

Le relief est peu accentué et vallonné. Les collines les plus élevées correspondent aux massifs de roches gabbroïques ou, au nord, à un massif de basalte cornéifié appelé "plateau volcanique" par Gilbert (1955). Le point culminant de ce secteur est à 450 m d'altitude. Les vallons correspondent aux ensembles volcanosédimentaires souvent pauvres en affleurements. Des dépôts glaciaires quaternaires recouvrent la région et forment de nombreux eskers ainsi que des moraines. De nombreux lacs, peu profonds, s'étalent dans les dépressions. Le plus grand est le lac Inconnu à 334 m d'altitude; ses eaux se déversent à l'ouest, dans la rivière Inconnu. La région est drainée par de nombreux ruisseaux qui alimentent la rivière Chibougamau au sud et la rivière La Trêve au nord. Elle est recouverte par une dense forêt d'épinettes noires, forêt qui est très belle dans les zones sableuses d'origine glaciaire au sud de la route 113 et au nord du lac Branssat. Des bosquets de bouleaux recouvrent la majorité des collines.

TRAVAUX SUR LE TERRAIN

Une équipe de six personnes a travaillé pendant trois mois au cours de l'été 1982. La cartographie a été réalisée à l'aide de photos aériennes au 1:20 000 du service de la Cartographie du Québec. L'utilisation de l'hélicoptère a permis d'éviter les pertes de temps inhérentes à l'installation des camps volants. Compte tenu de la densité de la forêt, tous les cheminements ont été faits à la boussole et au compte-pas. Les itinéraires

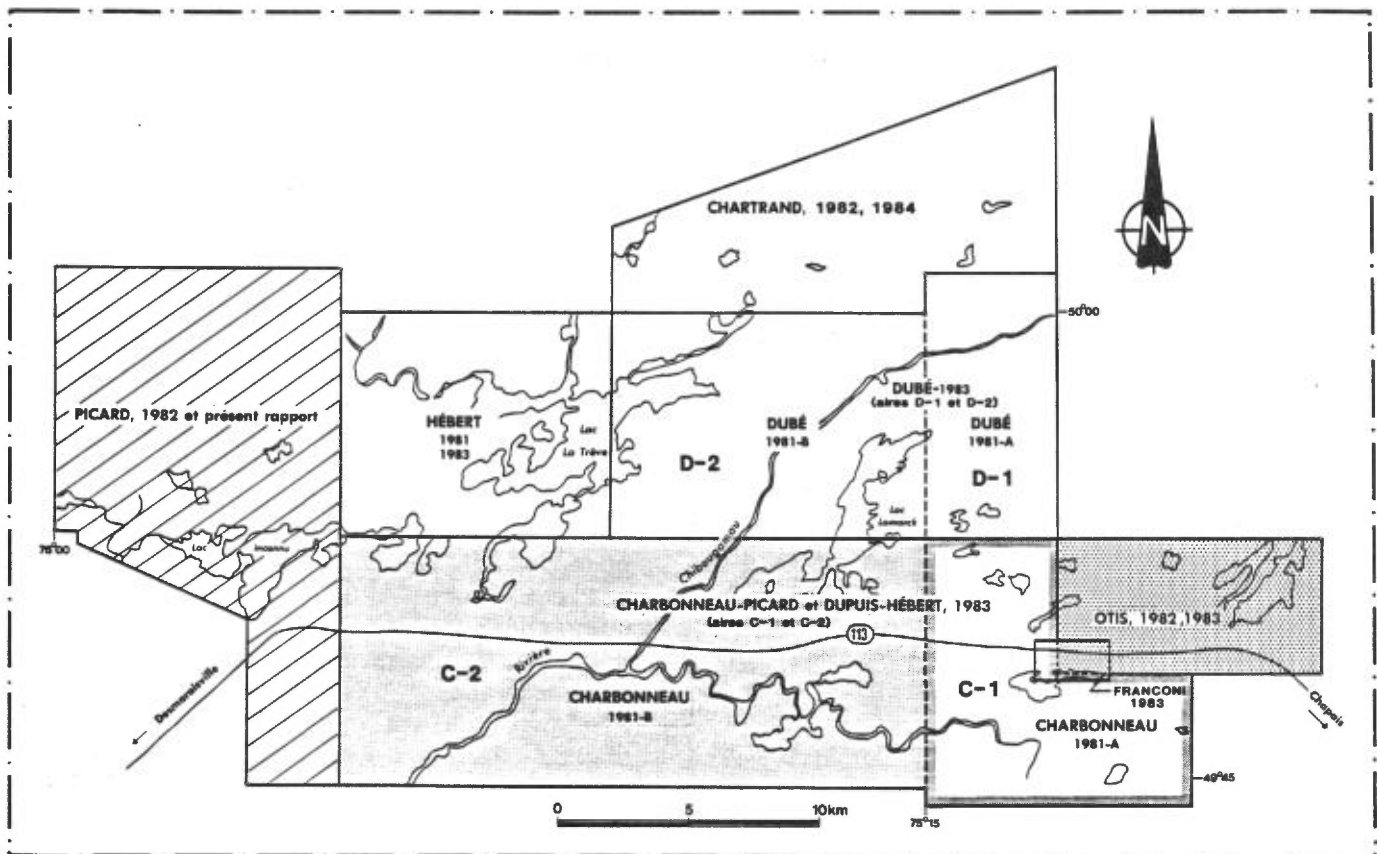


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée et rapports géologiques du projet Chapais-Branssat.

ont été réalisés selon une direction sensiblement nord-sud de façon à visiter la majorité des reliefs. Leur espacement a été fonction du relief et de la densité des affleurements: de l'ordre de 300 à 400 m dans les zones plates, généralement dépourvues d'affleurement, et de 150 à 200 m dans les secteurs à relief plus important ou riches en affleurements.

RÉALISATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

La carte géologique préliminaire (Picard, 1982) a été faite en grande partie au camp de base au cours de la campagne de manière à ne jamais perdre de vue les réalités de terrain et de toujours avoir la possibilité de

résoudre sur place les problèmes posés par l'interprétation. Les données de terrain ont été complétées par photo-interprétation (à l'aide de photos aériennes au 1:20 000 et au 1:40 000), par l'examen de la carte aéromagnétique de la région (M.M.R.T., 1957) et par l'étude de différents travaux statistiques (prospections géophysiques au sol et aéroportées, sondages, échantillonnage géochimique). Cette carte préliminaire a été revue et corrigée après étude pétrographique et géochimique des échantillons collectés et examen des cartes géologiques de Sharma & Lauzière (1982) et d'Hébert (1982) à l'ouest de notre secteur. Le degré de certitude dans l'interprétation géologique varie beaucoup en fonction de l'intensité des affleurements. Nous avons donc utilisé trois symboles différents de contacts

géologiques afin que l'utilisateur de cette carte distingue aisément: les limites certaines, observées sur le terrain, où le contrôle géologique est bon; les limites probables, pour lesquelles le nombre d'affleurements, leur valeur et les données structurales laissent peu de place à l'interprétation; et les limites interprétées, pour lesquelles, faute d'affleurement, nous avons eu recours à la photo-interprétation, à la carte aéromagnétique et à la logique.

REMERCIEMENTS

Nous remercions Messieurs André F. Laurin (sous-ministre adjoint), Jean-Louis Caty (directeur de la direction de la Recherche géologique) et Antoine Franconi (ex-directeur de la division du Précambrien) du ministère de l'Énergie et des Ressources, à qui nous devons l'opportunité de réaliser ce travail et de mener à terme un projet de thèse de doctorat de 3^e cycle à l'université de Lyon I (France) portant sur l'évolution magmatique des métavolcanites archéennes du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau dans les cantons de Daubrée et Dolomieu. Nous remercions également Jean-Marc Charbonneau (géologue du M.E.R. et responsable du projet Chapais-Branssat

pour sa collaboration efficace à nos travaux. Nous tenons également à remercier les membres de notre équipe: les géologues Lucie Dupuis-Hébert et Pierre Geoffroy et les assistants-géologues Rose-Marie Bonneau, Marianne Blais, Christian Lefebvre et Gillian Kearvell; tous ont accompli un excellent travail sur le terrain et entre-tenu un très bon esprit d'équipe au cours d'un été particulièrement pluvieux. Nous exprimons également toute notre gratitude à Malcom Spafford, pilote d'hélicoptère, pour son aide précieuse; de même qu'à Madame Harvey qui, par sa gentillesse et l'excellence de ses repas, a contribué à la réussite de cette campagne. Nos remerciements vont aussi à Kamal Sharma (géologue, M.E.R.), Yves Hébert (géologue), Luc Charbonneau (technicien, M.E.R.), Kathleen Lauzière (géologue) pour leur aide et leurs conseils, ainsi qu'à Gilles Allard (professeur à l'université de Georgie, U.S.A.), Erich Dimroth (professeur à l'université du Québec à Chicoutimi) et Wulf Müller (géologue) pour leurs suggestions et les intéressantes excursions qu'ils ont organisées au cours de cet été. Nous remercions enfin les techniciens du Centre de recherche minérale du Québec qui ont effectué les analyses chimiques et Monsieur Yvon Boudreault de Chicoutimi qui a confectionné les lames minces.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Les roches sont pour la plupart d'âge archéen et font partie du sillon de roches vertes de Matagami-Chibougamau situé dans la partie orientale de la ceinture orogénique de l'Abitibi (Goodwin & Ridler, 1970) au sein de la province du Supérieur.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les premiers travaux à

l'ouest de la ville de Chapais sont réalisés par Norman (1936, 1937a, 1937b et 1938), qui décrit un assemblage de roches volcaniques surmontées de roches sédimentaires et recoupées par des roches dioritiques à granitiques sous forme de dykes, de stocks et de batholites. Retty & Norman (1938) émettent l'hypothèse que le groupe de roches sédimentaires, plus jeune, reposerait en discordance sur l'assemblage volca-

nique sous-jacent et ils soulignent l'existence d'un conglomérat à blocs arrondis de granite au sein de ces roches. Beach (1940a, 1940b, 1941), sur son excellente carte au 1:63 360 de la région des lacs Michwago et Mechamego, confirme l'existence de cette discordance angulaire à l'est du lac La Trêve. Il donne le nom de **Série d'Opémisca** aux roches stratigraphiquement au-dessus de cette discordance et formées d'une unité de roches sédimentaires (conglomérats, grauwackes et arkoses) surmontées de tufs et d'andésite porphyrique. Gilbert (1955) cartographie au 1:63 360 la région du lac Inconnu à l'ouest de la longitude 75°30'. Il décrit une séquence volcanique surmontée d'une séquence sédimentaire, recoupées toutes les deux de plusieurs filons-couches de roches gabbroïques et dioritiques. Il écrit: "Nous n'avons nulle part ... d'indication d'une discordance d'angle entre les membres de la série sédimentaire ou entre cette dernière et les formations volcaniques ... Nous sommes d'avis à conclure que ... les formations sédimentaires ... ne représentent qu'une seule et même série en concordance tectonique avec les roches volcaniques." En 1957, le ministère des Mines du Canada (M.M.R.T.) réalise une carte aéromagnétique au 1:63 360 du territoire cartographié par Gilbert. Wolhuter (1960, 1962 et 1984) étudie, plus à l'est, la géologie du canton de Lévy et du quart sud-est du canton de Daurbrée; en 1971, il publie une étude sur le pluton granodioritique d'Opémisca. Duquette (1970) propose une synthèse stratigraphique de la région de Chibougamau dans laquelle il rejette l'hypothèse d'une discordance angulaire et il divise les roches en trois formations: Waconichi, Gilman et Blondeau. Cimon (1977) subdivise le Waconichi en deux formations: la formation basale d'Obatogamau et la formation supérieure de Waconichi. Cimon et al. (dans Allard et al., 1979) proposent une stratigraphie

de la région de Chibougamau, laquelle est présentement utilisée comme référence (tableau 1). Charbonneau (1981a, 1981b) recartographie à l'échelle 1:20 000 une partie des terrains de Beach (1940a, 1940b) et de Gilbert (1949, 1955) et décrit six unités lithostratigraphiques au sein des roches volcaniques pré-Opémisca et deux unités dans la série Opémisca (tableau 1). Il les corrèle avec les formations des groupes de Roy et d'Opémisca de Cimon et al. (cité dans Allard et al., 1979) et émet à nouveau l'hypothèse de l'existence d'une discordance angulaire entre les deux groupes. La cartographie que nous avons réalisée reprend une partie de la carte de Gilbert (1955).

GÉOLOGIE DE LA RÉGION

Deux grands ensembles géologiques constituent le sud et le nord de notre carte. Ils sont séparés par la faille Kapunapotagen, orientée ouest à nord-ouest et mise en évidence par Charbonneau (1981a, 1981b) à l'est de notre région. Le **domaine nord** est en grande partie constitué de volcanites mafiques recoupées par des sills gabbroïques différenciés ou non et surmontés d'une séquence de roches sédimentaires. Le **domaine sud** est composé essentiellement de pyroclastites intermédiaires à acides (avec un horizon de lave acide) et d'une séquence de roches sédimentaires épicroclastiques interstratifiées dans les pyroclastites. Un sill gabbroïque différencié s'intercale dans cette série. Ces roches reposent en concordance sur des laves mafiques et des sills gabbroïques, recoupés par le pluton de Lapparent et peu représentés sur notre terrain. Chacun de ces domaines peut être divisé en plusieurs unités lithologiques répertoriées dans le tableau 2 ci-dessous.

La série volcanosédimentaire est recoupée par plusieurs générations

TABLEAU 1 - Stratigraphie comparée du sillon de Matagami-Chibougamau à l'ouest de Chapais et dans la région de Chibougamau.

	Norman (1936) Opawica-Chibougamau 1:253 440	Retty et Norman (1938) Chibougamau W 1:253 440	Beach (1940 a et b) Lacs Michewacho et Mechamego 1:63 360	Gilbert (1942, 1955) Région Branssat-Daine 1:63 360	Charbonneau (1981 a et b) et Charbonneau et al. (1983) Daubrée SW, Dolomieu E, lacs Inconnu (SE) et Lamarck (SW) 1:20 000	Allard et al (1979) Région de Chibougamau		
PROTÉOZOÏQUE	diabase à olivine et gabbro	diabase à olivine et gabbro	diabase et gabbro à olivine	diabase à olivine, gabbro diabasique, diabase à quartz	unité 10: diabase à olivine	diabase		
A	KÉNOZOÏQUE granites et roches associées	granite, syénite diorite	?	syénite à grain grossier granite du lac Capississit granite du Sud et gneiss granitique du Nord	unité 9: pluton de Lapparent (granodiorite, syénite quartzique à hornblende ou à muscovite)	granodiorite (pluton d'Opémisca, par ex.)		
			granodiorite à hornblende			tonalite, trondhjemite (pluton de Chibougamau, par ex.)		
R	Roches sédimentaires	Roches sédimentaires avec un peu de laves et de pyroclastites	Série	tufs et andésites porphyriques	basaltes porphyriques et andésites	unité 8: andésites potassiques aphanitiques, trachy-andésites potassiques porphyriques, basaltes à "ol, cpx, pl" et conglomérats, arkoses et argilites.	Formation de Haüy: andésite potassiques et roches sédimentaires (conglomérats, grès et shales)	Groupe d'Opémisca
			d'opémisca	conglomérats, grauwackes et arkoses.				
C		?	DISCORDANCE ANGULAIRE					
H É E N	gabbros, laves, tufs et un peu de roches sédimentaires	pyroxénites, gabbros, laves, agglomérats et tufs avec un peu de roches sédimentaires	Série	basaltes et andésites gabbros, diorite, diorite quartzique diabase et diabase quartzique tufs felspathique et grauwackes	basaltes ou andésites massifs ou ellipsoïdaux ou fragmentaires, un peu de dacite avec des interstratifications de tufs et de roches sédimentaires	Unité 6: filons-couches gabbroïques différenciés (intrusifs dans l'unité 5b)	Complexe de Cummings intrusif dans la formation de Blondeau	Groupe de Roy
			P	DISCORDANCE ANGULAIRE		Sous-unité 5a: pyroclastites felsiques et laves dacitiques à rhyodacitiques	Formation de Blondeau roches volcaniques felsiques et roches sédimentaires interstratifiées	
			r			Sous-unité 5b: basaltes, tufs et sédiments (grès, siltstone, argilite)	Formation de Giimen - Volcanites mafiques et filons-couches gabbroïques	
			é			Unité 4: basaltes et gabbros comagnétiques	Complexe du Lac Doré Formation de Wacouchi: roches volcaniques felsiques	
			-			Sous-unité 3b: basaltes et gabbros comagnétiques et pyroclastites		
			D			Sous-unité 3a: pyroclastites felsiques et une formation de fer	Formation d'Obatogamau: roches volcaniques mafiques et filons-couches comagnétiques	
p	Unité 2: basaltes prédominants et gabbros comagnétiques							
é	Unité 1: gabbros prédominants, pyroclastites felsiques, andésites et basaltes							

NB: Les minéraux déstabilisés et pseudomorphosés par de nouvelles phases minérales lors du métamorphisme apparaissent entre parenthèses.

* Orogenèse kénoréenne.

d'intrusions plutoniques acides (anté à syncinématiques et postcinématiques) et par plusieurs dykes de dolérite (cf. définition dans la section "Pétrographie") d'âge protérozoïque, orientés nord-est. La série volcanosédimentaire a été plissée et métamorphisée lors de l'orogénèse kénoréenne datée d'environ 2500 millions d'années (Douglas & Tremblay, 1972). Régionalement, le degré du métamorphisme est celui du faciès schistes verts (Ac + Ab + Qz + Cl + Zo + Pi + Bi + Ca + Le + Sph + Se; ta-

bleau 3). Cependant, la majorité des roches de notre terrain sont affectées par le métamorphisme de contact induit par les nombreuses intrusions plutoniques rencontrées dans cette région. Elles sont donc métamorphisées au faciès des cornéennes à hornblende (Hbv + Ab - Olg + Bi + Le) et il est fréquent d'observer la présence de porphyroblastes de grenat. Seule une bande de roches, au sud du lac Inconnu, a été épargnée de l'effet métamorphique des intrusions plutoniques et montre le faciès schistes verts.

TABLEAU 2 - Unités cartographiées.

	Secteur au nord de la faille Kapunapotagen	Secteur au sud de la faille Kapunapotagen
Protérozoïque	Dolérite à gros grain à labrador, augite et olivine Dolérite à grain fin à labrador, augite et quartz	
A	Kénoréen* Syénite porphyrique Granite à microcline Gneiss granitique - granodiorite	granodiorite - trondjémite
R	- <u>Unité F</u> : sills différenciés de gabbro et ferrodiorite à quartz (intrusifs dans E)	- <u>Unité 5</u> : pyroclastites dacitiques à cristaux de plagioclase
C	- <u>Unité E</u> : sédiments épiciastiques à quartz et plagioclase (grès, siltstones et rythmites) et conglomérats à fragments de granitoïde	- <u>Unité 4</u> : roches sédimentaires épiciastiques à cristaux de plagioclase et quartz (grès, siltstone, argillite et rythmites)
H	- <u>Unité D</u> : sills différenciés intrusifs dans C (pyroxénite, gabbro, ferrogabbro à quartz, ferrodiorite à quartz et gabbro protomylonitique)	- <u>Unité 3</u> : sill différencié intrusif dans l'unité 2 (cumulats à cpx, gabbros, ferrogabbros à quartz).
É	- <u>Unité C</u> : basalte massif ou coussiné et métadolérite comagmatique	- <u>Unité 2</u> : pyroclastites felsiques à cristaux de quartz et plagioclase, rhyodacites porphyriques à quartz et plagioclase.
E	- <u>Unité B</u> : roches sédimentaires (quartzite, siltstone, argillite, grès fin feldspathique et pyroclastites associées)	- <u>Unité 1</u> : basalte massif ou coussiné et sills de gabbros différenciés
N	- <u>Unité A</u> : basalte massif ou coussiné et métadolérite comagmatique	

* Orogenèse kénoréenne.

PÉTROGRAPHIE

DÉFINITIONS ET NOMENCLATURE

Les dolérites (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975) sont des roches filoniennes (sills ou dykes), le plus souvent hypovolcaniques, de texture intergranulaire, intersertale ou ophitique (Bard, 1980) et constituées de lattes de plagioclase (labrador), de pyroxène (augite) et, secondairement, d'olivine ou de quartz, d'apatite, d'ilménite et de titano-magnétite. Dans la nomenclature américaine, diabase est synonyme de dolérite au sens large. Nous utiliserons le terme de **dolérite** pour les roches non métamorphosées et très faiblement altérées des dykes d'âge protérozoïque et le terme de **métadolérite** pour les roches métamorphosées des filons-couches archéens, comagmatiques des basaltes. Les roches des sills différenciés, de texture accumulative, seront décrites selon la terminologie de Wager & Brown (1967) reprise par Juteau (1975) et Bard (1981). Les roches sédimentaires épicrostiques et les pyroclastites ont été étudiées en utilisant la classification de Fisher (1961, 1966), reprise par Lajoie (1979). Quant aux descriptions minéralogiques au microscope polarisant, l'ouvrage de référence utilisé est celui de Roubault (1982). La liste des abréviations utilisées est dressée au tableau 3.

LAVES MAFIQUES (unités 1, A et C)

Dans l'unité 1, elles sont généralement massives, localement coussinées et amygdalaires. Elles sont recoupées par le pluton de Lapparent et sont de ce fait peu abondantes sur notre terrain. Elles sont plus abondantes à l'ouest, sur le territoire cartographié par Sharma & Lauzière (1982: unité 3). Dans les unités A et C, elles sont massives ou coussinées ou autobréchifiées, de teinte gris vert à

TABLEAU 3 - Liste des abréviations utilisées pour les descriptions minéralogiques.

Ab: albite	Ne: néphéline
Ac: actinote	Ol: olivine
Ak: ankérite	Olg: oligoclase
An: anorthosite	Op: opaques
Ap: apatite	Opx: orthopyrox.
Bi: biotite	Or: orthose
Ca: calcite	Pi: pistachite
Cl: chlorite	Pl: plagioclase
Cor: corindon	Po: pyrrhotine
Cp: chalcopyrite	Py: pyrite
Cpx: clinopyroxène	Qz: quartz
Ep: épidote	Se: séricite
Fu: fuschite	Sp: sphalérite
Gt: grenat	Sph: sphène
Hb: hornblende	Tr: tourmaline
Hbv: hornblende verte	Zo: zoïsite
He: hématite	Zr: zircon
Il: ilménite	
Le: leucoxène	∅: dimension,
Leu: leucite	taille des
Mt: magnétite	minéraux
Mu: muscovite	observés

noire et forment une succession de coulées de 2 à 15 mètres d'épaisseur. Dans l'unité A, elles affleurent en abondance sur une colline, dans le nord-est de la carte, appelée "plateau volcanique" (Gilbert, 1955). La plupart des laves sont amygdalaires et nous avons observé la présence ponctuelle de quelques phénocristaux de plagioclase de 2 à 20 mm. Elles sont fortement déformées et les structures primaires des coulées sont difficilement visibles. Les coussins de cette unité varient de 10 à 60 cm (figure 2a). Dans l'unité C, la déformation est de plus faible intensité et le site le plus favorable pour observer les coulées est situé à proximité de la rive est du lac Huguette. La lave forme une succession de coulées massives ou coussinées. Les coussins (figure 2b) varient de 5 x 10 cm à 30 x 80 cm; beaucoup sont encore en possession de leur pédoncule. De l'intérieur à l'extérieur des coussins (figure 3) on reconnaît: le coeur silicifié,

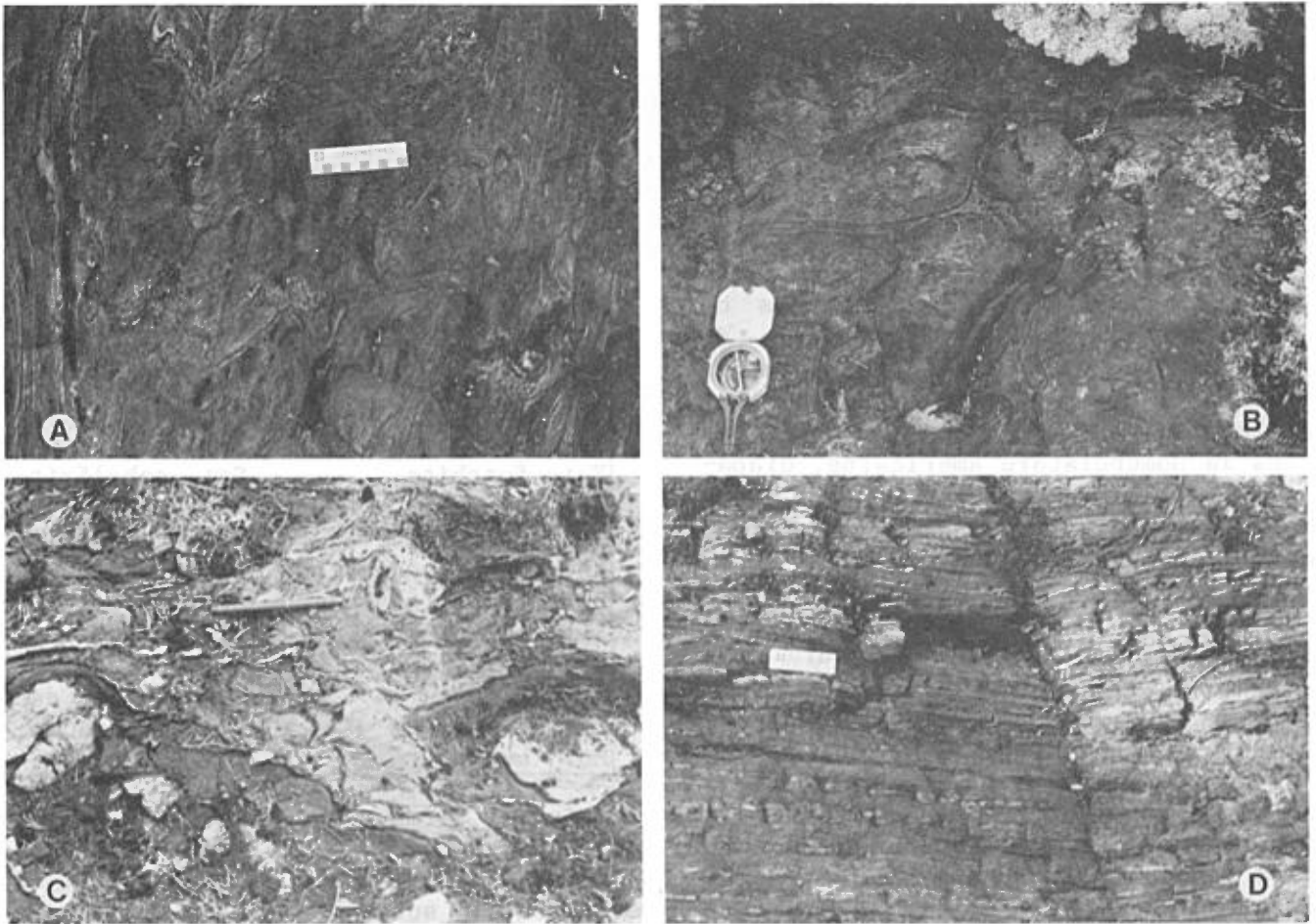


FIGURE 2 - Basaltes des unités A et C.

A - Basalte coussiné, cornéifié et fortement déformé.

B - Unité C: basalte coussiné faiblement déformé (est du lac Huguette), caractérisé par le coeur épidotisé et silicifié, l'écorce et la croûte aphyrique, la matrice chloriteuse et le ciment hyaloclastique.

C - Unité C (ouest du lac Branssat): basalte coussiné à coeur épidotisé et silicifié.

D - Unité C (sud du lac Branssat): basalte rubané.

riche en épidote (figures 2c et 2b); l'écorce aphyrique; la croûte figée aphyrique; la matrice chloriteuse, épaisse de 1 à 2 cm, due à "l'émiettement de la croûte figée lors du mouvement de la coulée et à la dévitrification du verre émietté en produits chloriteux à palagonitiques, par réaction avec l'eau de mer surchauffée emprisonnée entre les pillows" (Juteau, 1975, pages 272-284); et le ciment intercoussins formé de hyaloclastites.

La texture et l'association minéralogique des laves mafiques des unités 1, A et C sont indiquées au tableau 4.

L'observation locale de porphyroblastes de grenat dans les laves des unités A et C et de quelques phénocristaux de feldspath dans celles de l'unité A complète leur association minéralogique. Au sud du lac Branssat, les laves mafiques de l'unité C sont

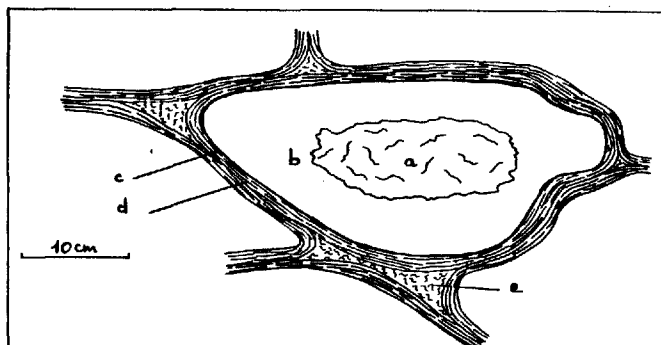


FIGURE 3 - Exemple de coussin observé dans les basaltes à l'est du lac Huguette (unité C): a) coeur épidotisé et silicifié; b) écorce aphyrique; c) croûte figée; d) matrice chloriteuse résultant de la desquamation de la croûte c; e) ciment constitué de hyaloclastites.

TABLEAU 4 - Pétrographie des basaltes des unités 1, A et C.

	Unité 1	Unité A	Unité C
Texture	granoblastique	grano, ou porphyroblastique	microlitique relic-tuelle et grano-blastique
Quartz	($\approx 15\%$ - $\phi < 0,5\text{mm}$) en cristaux xénomorphes	(20 à 25%) $\phi < 0,5\text{ mm}$ en cristaux engrenés	(2 à 3%) en plages polycristallines
Plagio-clase	(25 à 30%): albite ou oligoclase, xénomorphe avec quelques inclusions de zoïsite et séricite	(1 à 2%) albite ou oligoclase en cristaux engrenés avec le quartz	(30 à 35%) - microlites de Labrador (3%) An 55 à 60, $\phi < 1\text{mm}$, non orientés - cristaux automorphes (2 à 3%) $\phi < 2\text{ mm}$
Horn-blende verte	(45 à 50%), ϕ de 0,1 à 0,5 mm en blastes sub-automorphes	(60 à 70%) ϕ de 0,1 à 1 mm en blastes xénomorphes avec inclusions de Qz et minéraux opaques.	(55 à 60%, $\phi < 1\text{ mm}$) en cristaux xénomorphes engrenés
Sphène et leucocrène	quelques cristaux	quelques cristaux	(1 à 2%), en granules
Minéraux opaques	2 sortes: - fine minéralisation disséminée (1 à 2%, $\phi < 0,1\text{ mm}$) - cristaux xénomorphes de Py + He (1 à 2%, ϕ de 0,2 à 1 mm)	(≈ 5 à 6%, $\phi < 1\text{ mm}$) pyrite et hématite en cristaux disséminés.	2 sortes d'habitats Py + He - fine minéralisation ($\phi < 0,1\text{ mm}$, 2%) - cristaux xénomorphes (1 à 2%) de 0,2 à 1 mm
Autres minéraux	Cl (1 à 2%) + Ep + Ac + Bi	Ac (2 à 3%) + Ep (1 à 2%) + Ca (1 à 2%) + Se (0 à 1%) + amygdales de Qz + Ac + Ep	Ep (8 à 10%) + Ca (2%) + Cl (1 à 2%)

fortement déformées et cornéifiées; à proximité du pluton de syénite porphyrique, elles sont injectées de multi-

ples veinules de granitoïde. Elles sont en majorité massives, à grain fin et de teinte noire avec une fine foliation minéralogique; ou bien elles sont rubanées (figure 2d), avec une foliation gneissique caractérisée par l'alternance de lamines vert sombre, riches en hornblende verte (55 à 60%), biotite (5 à 8%) et minéraux opaques (2%) et de lamines claires composées de quartz (20 à 25%), de plagioclase néoformé (2 à 3%), d'épidote (2%) et de quelques cristaux de pyrite et d'hématite (1%). Au sud de l'unité C, de telles laves rubanées sont en contact avec les rythmites de l'unité E et leur structure résulte du cisaillement induit par la faille entre ces deux unités (voir carte).

L'association minéralogique des laves des unités 1, A et C (Hbv + Pl + Qz + Sph + Bi + Ep + Cl + Ca + Ac + Gt) est typique du faciès des cornéennes à hornblende. La nature des microlites de plagioclase (An 55 à 60) des laves de l'unité C est inhabituelle dans ce contexte métamorphique et est une caractéristique de ces laves.

SILLS DE MÉTADOLÉRITE COMAGMATIQUE, NON DIFFÉRENCIÉS

Dans l'unité A, ils sont peu nombreux et varient de quelques mètres à 150 m d'épaisseur. Ils sont massifs, de granulométrie moyenne et de teinte noire. Ils sont cornéifiés et fortement recristallisés avec une texture porphyrogranoblastique. Quant à leur association minéralogique, elle est identique à celle des laves. Dans l'unité C, ils sont plus abondants et leur puissance atteint 200 m. Les affleurements de ce type de roche sont abondants à l'ouest du lac Huguette, où ils forment des reliefs caractéristiques; à l'est du même lac, ils sont rares. Leurs caractères macroscopiques sont identiques à ceux de l'unité A. Leur texture métamorphique est de type granonémato-

blastique mais leur texture magmatique primaire, ophitique à intersertale, est partiellement conservée. Leur association minéralogique est celle de lattes de plagioclase (labrador: An 50 à 55; 25 à 30%; $\phi \leq 1 \times 2$ mm), de cristaux de hornblende verte (55%; $\phi \leq 4$ mm) subautomorphes à xénomorphes et poecilites (inclusions de plagioclase), de minéraux opaques (3 à 4%) xénomorphes et poecilites, de quelques cristaux d'apatite et d'un agrégat interstitiel microgranoblastique de quartz, d'épidote et de séricite. L'association des minéraux opaques avec du sphène et du leucoxène montre que leur nature serait de l'ilménite ou de la titanomagnétite. Il est probable que la hornblende verte

résulte de la pseudomorphose lors du métamorphisme de cristaux de clinopyroxène. L'association minéralogique, en particulier la matrice du plagioclase, est similaire à celle des laves de l'unité C et suggère une origine comagmatique de ces roches. Leur paragenèse magmatique, déduite des observations précédentes, serait la suivante: labrador + clinopyroxène + ilménite ou titanomagnétite + apatite.

SILLS DE GABBRO, DIORITIQUES ET DIFFÉRENCIÉS

Ils affleurent dans plusieurs localités et sont d'importance variable. Dans le domaine nord, on

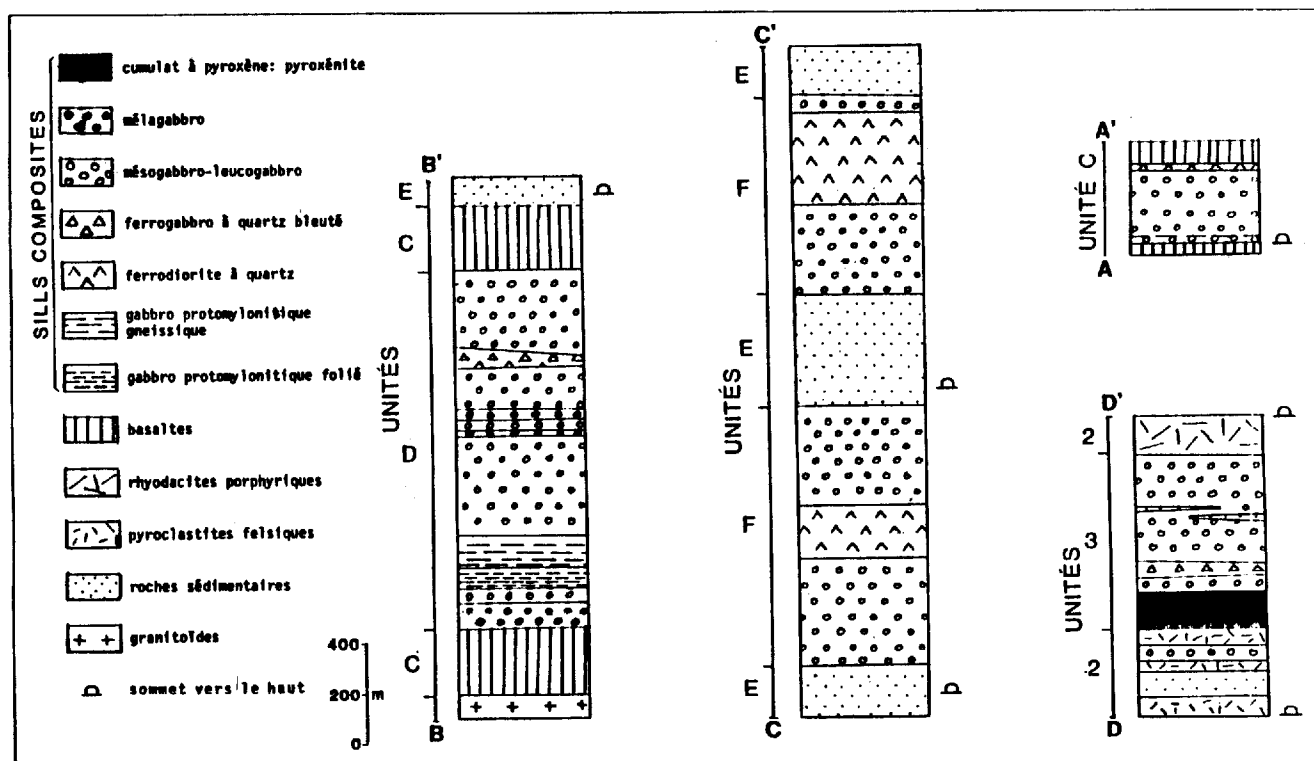


FIGURE 4 - Colonnes lithologiques de sills gabbroïques différenciés dans les unités 3, C, D et F: A-A': sill différencié de l'unité C, à l'est du canton de Branssat. B-B': sill différencié de l'unité D, intrusif dans l'unité C (sud du lac Branssat). C-C': sill(s) différencié(s) de l'unité F, intrusif dans les rythmites de l'unité E (lac Colette). D-D': sill différencié de l'unité 3, intrusif dans les volcanites felsiques de l'unité 2. Les colonnes ont été construites à partir de coupes localisées sur la carte géologique.

note:

- deux corps (Cgd sur la carte) intrusifs dans l'unité C, épais de 320 et 700 m.
- l'unité D, intrusive dans les volcanites mafiques de l'unité C, dont l'épaisseur maximale atteint 1380 m au sud du lac Branssat, où elle forme un relief bien visible dans le paysage.
- l'unité F, intrusive dans les roches sédimentaires de l'unité E, où elle forme deux horizons de même nature. Son épaisseur maximale atteint 1000 m dans la région du lac Colette.

Dans le domaine sud, plusieurs sills sont intrusifs dans les volcanites de l'unité 1. D'autre part, l'unité 3 constitue un important sill composite, de 660 m de puissance, intrusif dans les volcanites felsiques de l'unité 2.

Quatre coupes (figure 4), effectuées aux localités A-A', B-B', C-C' et D-D' sur la carte géologique, permettent de comparer les différents sills et de visualiser la répartition des types de faciès: des cumulats à clinopyroxène (pyroxénite); des mélagabbros, des mésogabbros et des leucogabbros; des ferrogabbros et ferrodiorites à quartz; et du gabbro rubané à texture protomylonitique. Ce dernier type résulte des processus de déformation-recristallisation et constitue un faciès particulier de l'unité D, où il forme un horizon repère. Il faut également noter la présence de minces lentilles de roches sédimentaires intercalées entre les gabbros de l'unité 3 et la présence de plusieurs dykes de porphyres feldspathiques intrusifs dans les unités D et F (voir section "Intrusions acides").

CUMULATS À CLINOPYROXÈNE OU PYROXÉNITE (figure 5a)

Ils forment un horizon repère à la base de l'unité 3 et leur puissance atteint 150 m à l'ouest. La roche est massive, de granulométrie fine à moyenne et de teinte verte à brunâtre en surface et gris-vert à la cassure. Leur texture est celle d'un orthocumulus dont la phase cumulus est de l'augite automorphe (75 à 80%, ϕ de 0,5 à 3 mm). La bordure de ces cristaux est faiblement recristallisée en actinote; la recristallisation peut toutefois être totale. L'actinote peut elle-même recristalliser, sous certaines conditions, sous forme de chlorite et de calcite ou de hornblende verte. Une proportion variable de plagioclase intercumulus (0 à 5%, albite ou oligoclase) et de leucoxène associé à de l'ilménite relictuelle (3 à 4%) se développe dans les espaces interstitiels. Ces cristaux sont entourés d'un agrégat micronématoblastique d'actinote (10 à 15%), de chlorite verte (2%), de séricite (2%), de calcite (1 à 2%) et d'un peu de leucoxène.

GABBROS (figure 5b)

Ce sont les roches les plus abondantes dans les sills rencontrés. Ils sont massifs, de granulométrie moyenne et aisément reconnaissables sur le terrain. Ils présentent une grande variabilité entre le type leucocrate (leucogabbro) constitué de 60 à 90% de minéraux clairs (feldspath et quartz) et le type mélanocrate (mélagabbro) constitué de 10 à 40% de minéraux clairs. En fait, le plus commun est le mésogabbro intermédiaire entre les deux précédents. Sur le terrain, la distinction d'un type à l'autre demeure subjective puisque, par exemple, un mésogabbro cornéifié aura une teinte presque noire tandis qu'un mélagabbro métamorphisé au faciès schistes verts

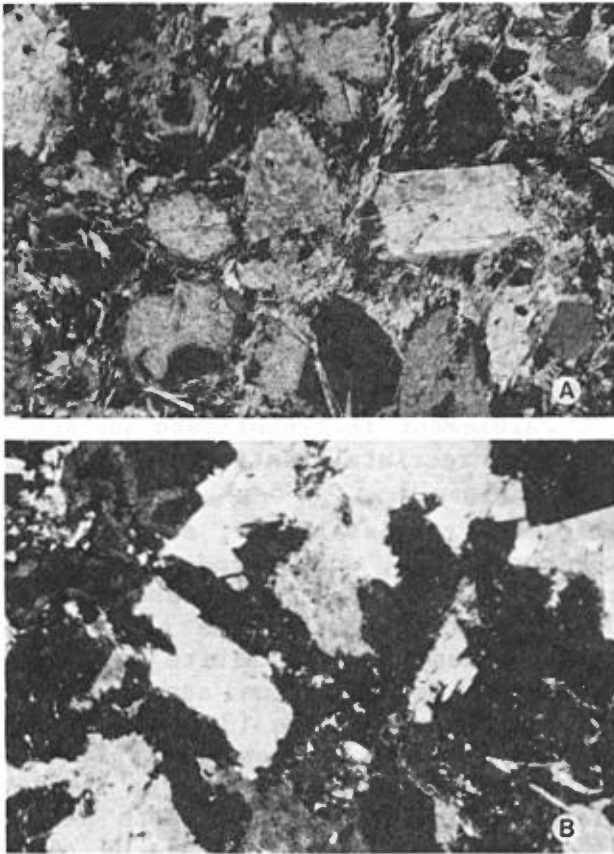


FIGURE 5 - Pétrographie des sills différenciés des unités 3, C, D et F.

- A - Pyroxénite (unité 3) à texture d'orthocumulat composée de cristaux cumulus d'augite et de rares cristaux de plagioclase intercumulus entourés d'un agrégat d'actinote, de chlorite, de séricite et de calcite (x 10).
- B - Mésogabbro (unité 3) à texture de mésocumulat composé de plagioclase saussuritisé cumulus, de clinopyroxène ouralitisé et de leucoxène-ilménite intercumulus (x 10).

sera de teinte vert pâle. Seule l'observation attentive des pourcentages de chaque phase minérale permet de distinguer les différents types et seule l'étude micrographique est vraiment objective. Pour cette raison, les gabbros ont été regroupés sur la carte géologique, sauf en quelques localités où les conditions favorables de l'observation ont permis la distinction entre les mélagabbros d'une part et les méso et leucogabbros d'autre part. Ces

deux derniers apparaissent imbriqués l'un dans l'autre sans relation géométrique simple et il est fréquent d'observer des différenciés leucocrates noyés dans le mésogabbro. Dans quelques cas favorables, la répartition de ces faciès dans un même sill et l'apparition de quartz interstitiel dans l'association minéralogique sont des indicateurs de polarité. Suivant leur emplacement, ces gabbros sont métamorphisés au faciès schistes verts ou au faciès cornéennes à hornblende. Les recristallisations se sont effectuées, dans la plupart des cas, de minéraux à minéraux et la texture magmatique, de type mésocumulat, est généralement bien conservée. L'association minéralogique des gabbros dans les différentes localités où ils sont observés est présentée au tableau 5. Celui-ci montre que les lattes de labrador dans les gabbros des unités C et D sont similaires aux cristaux de plagioclase des métadolérites et des basaltes de l'unité C. Les gabbros de l'unité 3 et ceux des unités C et D diffèrent par la nature du plagioclase, la présence d'augite relictuelle dans l'unité 3 et par la nature des recristallisations, liées aux variations des conditions métamorphiques. Malgré ces quelques différences, ils présentent de nombreuses analogies. Les gabbros de l'unité F diffèrent sensiblement des autres gabbros par la présence constante de quartz interstitiel, d'apatite aciculaire et de biotite lamellaire associée à la hornblende. L'habitus des biotites suggère une origine magmatique de ce minéral. Quant aux gabbros de l'unité 1, non décrits dans le tableau 5, ils sont cornéifiés et très fortement recristallisés; leur texture est granoblastique, avec quelques reliques de texture magmatique identiques aux gabbros ci-dessus. Leur association minéralogique est celle de hornblende verte (60%), d'albite ou oligoclase (25 à 30%), de quartz (5%), d'épidote (4 à 5%), de sphène et

TABLEAU 5 - Pétrographie des gabbros provenant des sills différenciés des unités 3, C, D et F.

	Unité 3	Unité C: notée Cdg sur la carte	Unité D	Unité F
Phase cumulus - fantômes de plagioclase	en forme de lattes trapues et jointives formant des amas à texture d'accumulat - 20 à 40%, $\phi \leq 1 \times 2$ mm albite ou oligoclase avec nombreuses inclusions de Zo+(Cl+pi+Qz)	- 40%, $\phi \leq 2 \times 3$ mm labrador: An 45 à 55 avec nombreuses inclusions de Zo+Qz+Hb	- 20 à 45%, $\phi \leq 1 \times 2$ mm labrador: An 50 à 60 avec inclusions ± abondantes de Zo+Hb+Ac+Pl Hb+Se+Ca+Cl	entre les phases intercumulus - 35 à 45%, $\phi \leq 1 \times 2$ mm albite ou oligoclase avec inclusions très abondantes de Zo+ Qz
- apatite	0	0	0	quelques cristaux automorphes: 1%.
P h a s e	- fantômes de clinopyroxène à augite déstabilisée	cristaux subautomorphes à xénomorphes, jointifs, poëcillitiques avec inclusions de - 40 à 70%, $\phi \leq 2 \times 4$ mm ouralite avec augite relictuelle localement abondante avec des inclusions de Ca+Zo+Cl	- 45 à 60%, $\phi < 10$ mm hornblende verte avec inclusions de Qz+Cl+Ep	plagioclase et de sphène - 45 à 50%, $\phi \leq 2 \times 4$ mm hornblende verte avec inclusions de Qz+Cl+Bi+Le
i n t e r c u m u l u s	- lamelles de biotite	0	0	3 à 5%, en lamelles corrodées disséminées ou en inclusions dans la hornblende.
- sphène, leucocène et ilménite relictuelle	en cristaux xénomorphes poëcillitiques avec inclusions de plagioclase - 3 à 4%, $\phi \leq 3$ mm	- 3 à 4%, $\phi \leq 2$ mm	- 2 à 4%, $\phi < 2$ mm présence de figures géométriques triangulaires rappelant les exsolutions ilménite-magnétite	3 à 5%, $\phi < 3$ mm
- quartz interstitiel	en plages xénomorphes, poëcillitiques avec inclusions partielles de plagioclase et - 0 à 5%, $\phi \leq 1$ mm	0 à 5%, $\phi \leq 1$ mm	0 à 5%, $\phi \leq 4$ mm	de Cpx amphibolitisé. 3 à 5%, $\phi \leq 1,5$ mm
agrégat micro-cristallin interstitiel, granonématoblastique	5 à 15% Ac+Cl+Qz+Ca+Ep	6 à 10% Ep + Qz + Cl	5 à 15% Qz+Cl+Ep+Hb+(Se+Ac)	5 à 10% Qz+Ca+Zo+Cp+Py

d'ilménite ($\approx 3\%$) et de quelques cristaux d'hématite et de pyrite.

FERROGABBROS ET FERRO-DIORITES À QUARTZ
(figure 6)

Dans les sills différenciés de l'unité C, ils forment localement un mince horizon sommital (figure 4), observé par exemple au sud d'un petit lac à la limite est du terrain. Dans les unités D et 3, ils constituent plusieurs horizons lenticulaires à l'intérieur des gabbros décrits précédemment et leur extension varie de quelques

centaines de mètres à plusieurs kilomètres pour une puissance maximale de 150 m (unité D). Dans l'unité F, ils sont plus abondants et forment un horizon continu, localement magnétique, dont l'épaisseur maximale est de 350 m. Leurs caractères micrographiques sont indiqués au tableau 6. L'examen de ce tableau montre que, dans le sill de l'unité 3, métamorphisé au faciès schistes verts, la hornblende verte est très abondante, ce qui suggère pour ces roches une nature gabbro-dioritique. Les cristaux de sphène-leucocène et d'ilménite relictuelle sont abondants et présentent, dans de nom-

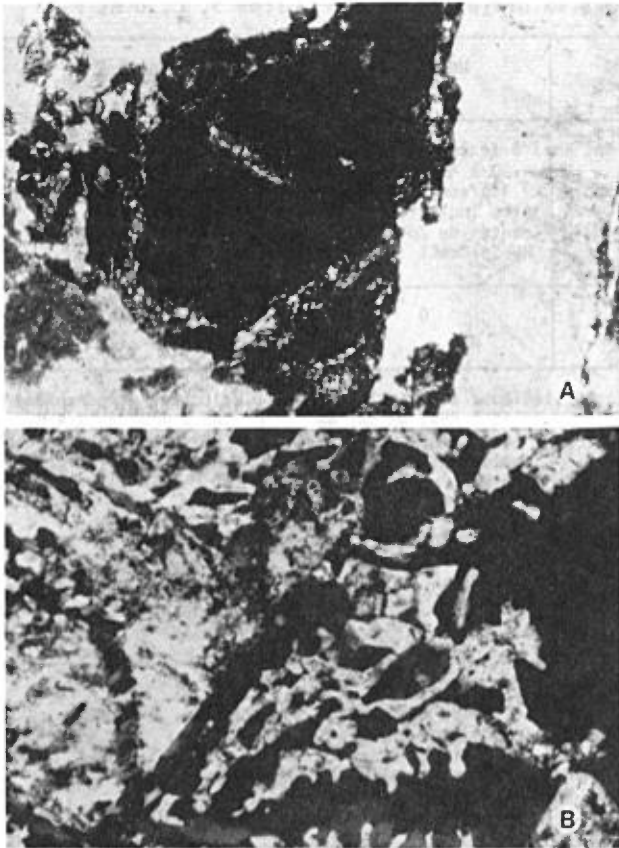


FIGURE 6 - Pétrographie des ferrogabbros et des ferrodiorites à quartz; sills différenciés des unités 3, C, D et F.

A - Unité D: cristaux de sphène-leucoxène et d'ilménite relictuelle présentant un habitus squelettique tétraédrique ou octaédrique mimétique des figures d'exsolution entre l'ilménite et la magnétite (x 40).

B - Ferrodiorite à quartz de l'unité F, caractérisée par la présence de micropegmatites de quartz et de plagioclase à texture graphique (x 40).

breux cas, un habitus squelettique tétraédrique ou octaédrique plus ou moins régulier (figure 6a) ressemblant aux figures d'exsolution entre l'ilménite et la magnétite d'où l'hypothèse que le minéral d'origine était de l'ilméno-magnétite. Le quartz interstitiel est très abondant et ces roches se caractérisent par la présence de micropegmatites de quartz et de plagioclase (figure 6b). Elles représentent

donc le stade le plus avancé de la différenciation et leur localisation au sein des sills constitue un critère de polarité fiable. Les similitudes sont nombreuses entre les ferrogabbros et les ferrodiorites à quartz des unités 3 et D, ce qui suggère une relation génétique possible entre ces faciès. Elles sont moins nettes entre ces faciès et celui observé dans l'unité C. Quant aux ferrodiorites à quartz de l'unité F, elles présentent également des analogies avec les faciès précédents mais différent de ces derniers par les caractères suivants: les cristaux de hornblende verte sont très aciculaires; le quartz interstitiel est incolore et non pas bleuté; et les cristaux de zircon sont relativement nombreux.

GABBROS RUBANÉS PROTOMYLONITIQUES (figures 7 et 8)

Au sud du lac Branssat, dans le sill de l'unité D, des gabbros fortement déformés (figure 4) sont visibles dans une bande concordante au litage, d'extension plurikilométrique et d'une largeur maximale de 250 mètres. Le faciès principal est un gabbro rubané (figure 7a), caractérisé par une foliation gneissique, que l'on peut suivre aisément d'est en ouest. Il passe brutalement au nord et au sud à du gabbro fin (figure 7c) dans lequel la déformation s'atténue rapidement, celle-ci étant marquée par une fine foliation minéralogique. Au nord et au sud de ce dernier faciès, on retrouve le gabbro massif décrit précédemment. Dans le détail (figure 7b), le gabbro rubané présente une grande hétérogénéité et montre une alternance de bandelettes peu déformées à texture gabbroïque et de bandelettes de granulométrie fine, fortement déformées. La microtexture du gabbro rubané est protomylonitique (nomenclature de Higgins, 1971). A l'échelle microscopique (figure 8) on observe l'alternance:

- de lamines riches en hornblende ver-

TABLEAU 6 - Pétrographie des ferrogabbros et des ferrodiorites à quartz; sills différenciés des unités 3, C, D et F.

	Unité 3	Unité C (Cgd)	Unité D	Unité F	
A S S O C I A T I O N M I N É R A L O G I Q U E	<u>Texture</u>	Grenue avec de nombreuses plages micropegmatitiques à texture graphique			
			recristallisation abondante selon une texture granoblastique	roche caractérisée par les hornblendes aciculaires.	
	<u>hornblende verte</u>	50%, $\phi \leq 3 \times 8$ mm cristaux subautomorphes jointifs ou non, parfois poecilittiques avec inclusions magmatiques de Pl, Ap, Il corrodés par le Qz + inclusions métamorphiques de Qz + Ca + Ep	30%, $\phi \leq 2 \times 4$ mm cristaux xénomorphes formés de fibres accolées avec inclusions métamorphiques de Ca + Cl + Op	40 à 60%, $\phi \leq 10 \times 20$ mm cristaux xénomorphes à subautomorphes, poecilittiques avec inclusions magmatiques d'Il+ Ap et inclusions métamorphiques de Qz + Ep	35 à 45%, $\phi \leq 3 \times 12$ mm cristaux subautomorphes aciculaires avec inclusions magmatiques de Zr, Ap, Op corrodés par le Qz et avec inclusions métamorphiques de Qz + Cl
	<u>apatite</u>	0,5 à 1%, $\phi \leq 2$ mm cristaux aciculaires	$\phi \leq 0,5$ mm quelques rares cristaux	2 à 3%, $\phi \leq 2$ mm cristaux aciculaires	1 à 2%, $\phi \leq 1$ mm cristaux aciculaires
	<u>zircons</u>	0	0	0	quelques cristaux automorphes
	<u>fantômes de plagioclase</u>	cristaux xénomorphes à subautomorphes, jointifs ou non entre les hornblendes			
		30 à 40%, $\phi \leq 3 \times 5$ mm albite ou oligoclase avec inclusions très abondantes de Zo+Pl+ Qz+ Cl	40%, $\phi \leq 2 \times 4$ mm albite ou oligoclase avec inclusions de Zo+ Ca+Cl+Qz+Hb	20 à 25%, $\phi \leq 3 \times 5$ mm albite ou oligoclase avec inclusions très abondantes de Hb+Zo+ Pl+Qz+Se	25 à 30%, $\phi \leq 2 \times 4$ mm albite ou oligoclase avec inclusions de Hb fibreuse
	<u>Sphène, leucoxène et ilménite ou ilméno-magnétite</u>	cristaux xénomorphes à subautomorphes, poecilittique (inclusions magmatiques de Hb, Pl, Ap) caractérisés par un habitus squelettique géométrique tétraédrique ou octaédrique ou bien d'aspect quelconque suggérant les figures d'exsolution d'ilménite-magnétite.			
		7 à 10%, $\phi \leq 6$ mm Sph et Il relic-tuelle	8 à 10%, $\phi \leq 3$ mm Il et Mt (roche magnétique)	7 à 8%, $\phi \leq 7$ mm Il et Mt avec très belles figures d'exsolution	5 à 8%, $\phi \leq 2$ mm Il + Mt; les figures d'exsolution sont rares.
	<u>Quartz interstitiel</u>	8%, $\phi \leq 10$ mm teinte naturelle bleutée	plages mono ou polycristallines, poecilittiques avec inclusions fréquentes de plagioclase 15 à 20%, $\phi \leq 3$ mm	8 à 10%, $\phi \leq 7$ mm teinte naturelle bleutée	10 à 15%, $\phi \leq 3$ mm
<u>micropegmatite Qz-Pl</u>	5%	5%	15%	8 à 15%, $\phi \leq 3$ mm	
<u>minéraux interstitiels granoblastiques</u>	(5 à 10%): Qz + Ep + Cl + Hb + Ac	(5 à 10%): Qz + Ep + Cl + Bt + Hb	(8 à 10%): Qz + Py + Hb + Ep + Hb	8 à 12%: Qz + Hb + Cl	

te (45 à 50%) sous forme de cristaux en amande ($\phi \leq 2 \times 4$ mm) ou de fibres allongées isolées ou en amas, associées à des lamelles de biotite (5%), des cristaux de quartz disséminés et des cristaux de leucoxène et d'ilménite (4 à 6%), (figure 8a); de lamines leucocrates formées de cristaux orientés de plagioclase d'origine magmatique, en forme d'amande (15 à 20%, $\phi \leq 2 \times 3$ mm), entourés d'un agrégat granonématoblastique de quartz (15%), de fibres de

hornblende verte (5 à 10%) et d'épidote (2 à 3%) (figure 8b);
- de lamines riches en séricite (3 à 5%), en épidote (3 à 4%) avec accessoirement du quartz, de la hornblende verte et de la chlorite.
Quelques cristaux d'apatite, de pyrite et d'hématite sont disséminés dans la roche et il est possible que certaines plages ovoïdes de quartz polycristallin aient une origine magmatique. De telles roches résulteraient de la déformation ductile de gabbros préexistants et les

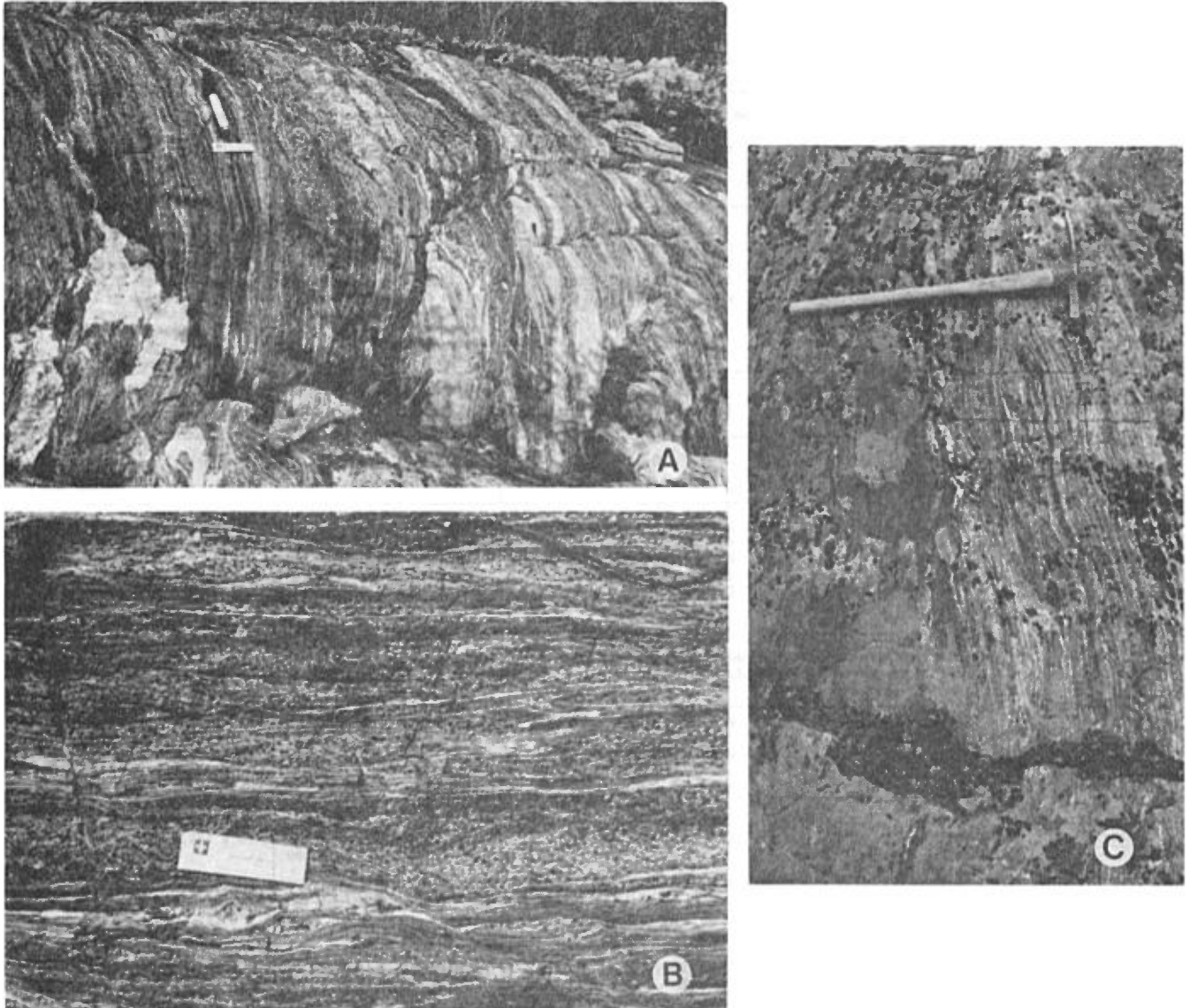


FIGURE 7 - Photographies du gabbro rubané à texture protomylonitique dans le sill différencié de l'unité D.

A - Vue générale montrant nettement le rubanement.

B - Détail de A, indiquant l'hétérogénéité de ce faciès composé de bandelettes gabbroïques peu déformées et de bandelettes fortement laminées.

C - Relation structurale entre le gabbro rubané à droite et le gabbro fin finement folié à gauche, marquée par un passage progressif sur 1 cm.

figures observées sont typiques des "shear zones" décrites par Ramsay (1980) et White et al. (1980). Cette bande de gabbro serait donc une importante zone de cisaillement dans le sill différencié de l'unité D, formée lors

de la relaxation des contraintes dans une direction concordante au litage. Notons que de nombreuses zones de cisaillement de plus faible amplitude (décimétrique à métrique) affectent les roches gabbroïques et dioritiques de la région.

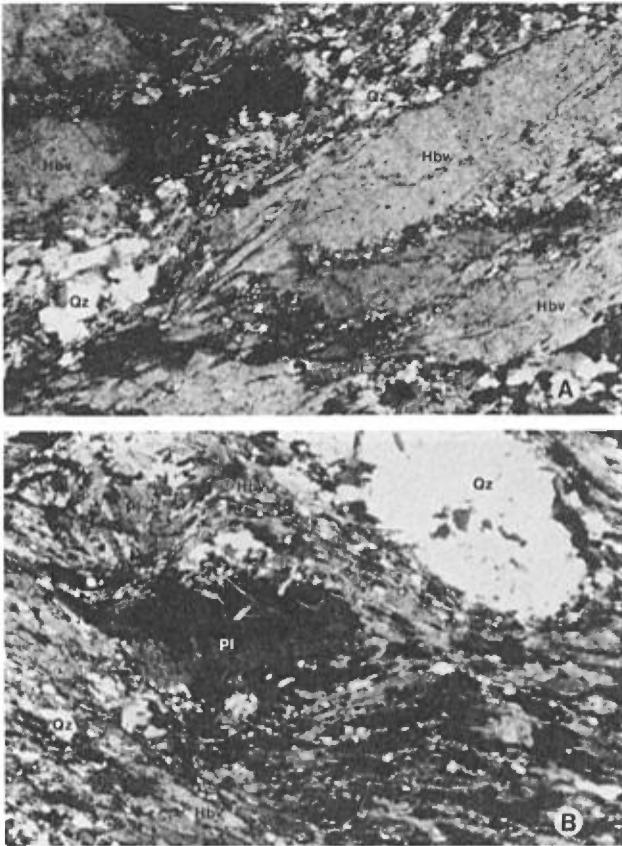


FIGURE 8 - Pétrographie des gabbros protomylonitiques de l'unité D.

A - Lamines riches en hornblende verte (Hbv) associée à des lamelles de biotite (Bi) et à du quartz (Qz), avec leucoxène et ilménite accessoires (x 10).

B - Lamines leucocrates à cristaux de plagioclase (Pl) magmatique dans un agrégat de quartz, de hornblende verte et d'épidote (x 10).

CONCLUSIONS

L'étude pétrographique des sills différenciés rencontrés sur notre terrain montre que ceux-ci ont tous évolué à partir d'un liquide magmatique de composition basaltique selon un processus de différenciation par cristallisation fractionnée accompagnée de processus accumulatif. Les sills des unités 1, 3, C et D présentent de nombreuses analogies et montrent tous le passage d'un mélagabbro à un leucogabbro à quartz puis à des ferrogabbros et

ferrodiorites à quartz. Cet assemblage est complété, dans l'unité 3, par un horizon basal de cumulat à "augite déstabilisée". Des similitudes étroites existent entre les ferrogabbros et les ferrodiorites des unités 3 et D, caractérisées par la présence de très gros cristaux de hornblende verte et par des cristaux interstitiels de quartz bleuté montrant l'existence d'un lien génétique entre ces unités. Le sill de l'unité F diffère des sills précédents par la présence systématique de quartz et de lamelles de biotite dans les gabbros et par l'habitus aciculaire de la hornblende, d'une part, et la présence de cristaux de zircon d'autre part dans les ferrodiorites. Les roches de ce sill présentent des analogies avec celles du sill de gabbro-diorite intrusif dans les turbidites, observé dans les cantons de Saussure et La Ribourde par Charbonneau (1981b) et caractérisé par l'évolution d'une roche mafique à biotite et actinote à un cumulat gabbroïque à plagioclase cumulus, hornblende et biotite puis à une diorite à plagioclase, hornblende, biotite et quartz interstitiel (Picard - en préparation).

VOLCANITES FELSIQUES

Les roches de ce type constituent les unités 2 et 5. Celles de l'unité 2 sont recoupées par le filon-couche différencié de l'unité 3 et sont surmontées de la séquence de roches sédimentaires épivolcanoclastiques de l'unité 4. Du sud au nord, elles se divisent en quatre faciès principaux:

- des pyroclastites felsiques à cristaux de plagioclase et de quartz (unité 2f);
- des rhyodacites porphyriques à plagioclase et quartz (unité 2q);
- des lapilistones et des brèches pyroclastiques essentiellement poly-lithologiques (unité 5a);
- des pyroclastites à cristaux de plagioclase, dépourvues de quartz (unité 5b).

PYROCLASTITES FELSIQUES À CRISTAUX
DE PLAGIOCLASE ET DE QUARTZ
(unité 2f, figures 9 et 10)

Elles constituent le faciès essentiel de l'unité 2 et forment une séquence dont l'épaisseur varie d'est en ouest de 800 à 1700 m. Les affleurements sont nombreux à la limite ouest du terrain et leur nombre diminue rapidement vers l'est, où seuls quelques affleurements indiquent la continuité de cette unité. La coupe la plus représentative est située hors de notre secteur, le long de la route 113, à 2 km au nord des chalets de la Société de conservation du lac Renault et jusqu'à 4 km de ces derniers. Ces pyroclastites sont essentiellement constituées de tufs et lapillistones à cristaux de plagioclase et de quartz bleuté, avec intercalations d'horizons de brèches pyroclastiques monolithologiques, localement polyolithologiques, dont les blocs sont de même nature que le tuf à cristaux. Les cristaux des tufs et des lapillistones (figure 10a) sont d'origine magmatique et sont constitués de plagioclase et de quartz dont les proportions et l'habitus varient de la base au sommet de la séquence. Les cristaux de quartz varient de 1 à 3 mm de la base au sommet et leur proportion augmente dans le même sens de 3 à 10%. Ils sont globuleux et ovoïdes, et leur habitus golfé témoigne de leur origine magmatique. Ces cristaux sont emballés dans une matrice à texture microcristalline granolépidoblastique composée de quartz (20 à 30%), de plagioclase (3 à 5%), de courtes lamelles orientées et non jointives (15%) de biotite (jaune-vert à brun-vert) ou de séricite (incolore), de chlorite verte (3 à 5%), d'épidote (5 à 10%), de calcite et de

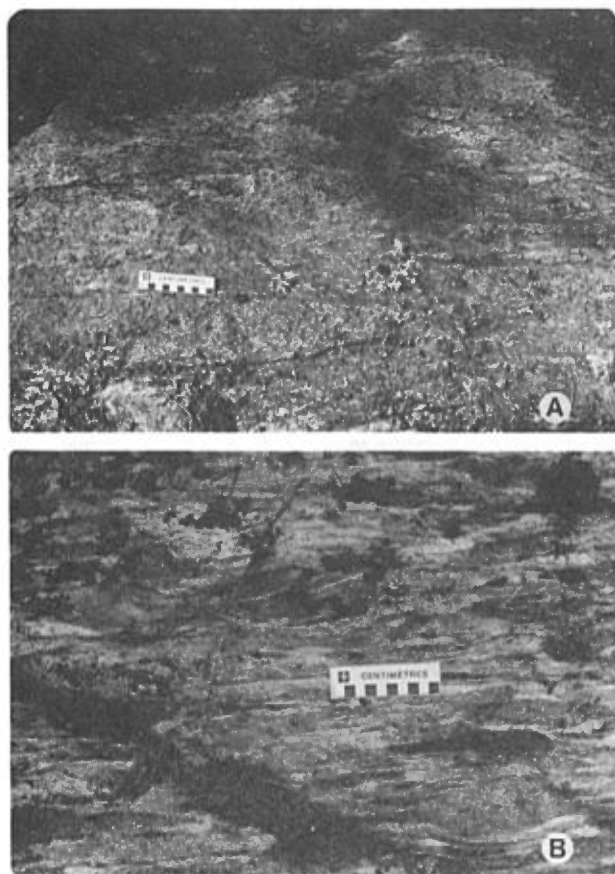


FIGURE 9 - Brèches pyroclastiques de l'unité 2f.
A - Brèche pyroclastique monolithologique composée de blocs de tuf à cristaux de plagioclase et quartz, dans une matrice de même nature.
B - Brèche pyroclastique polyolithologique constituée de fragments de tuf à cristaux de plagioclase et quartz, de porphyre rhyolitique, de gabbro et de lave mafique.

leucoxène. Quelques cristaux d'apatite, de pyrite, d'hématite et, plus rarement, de chalcopryrite sont disséminés dans cette matrice. L'habitus des cristaux de quartz et de plagioclase indique que la plupart des tufs à cristaux de la partie supérieure de cette séquence résultent directement d'une éruption volcanique et que les remobilisations éventuelles de ces matériaux ont été de faible ampleur. Les cristaux des horizons situés à la base présentent nettement des caractères épi-

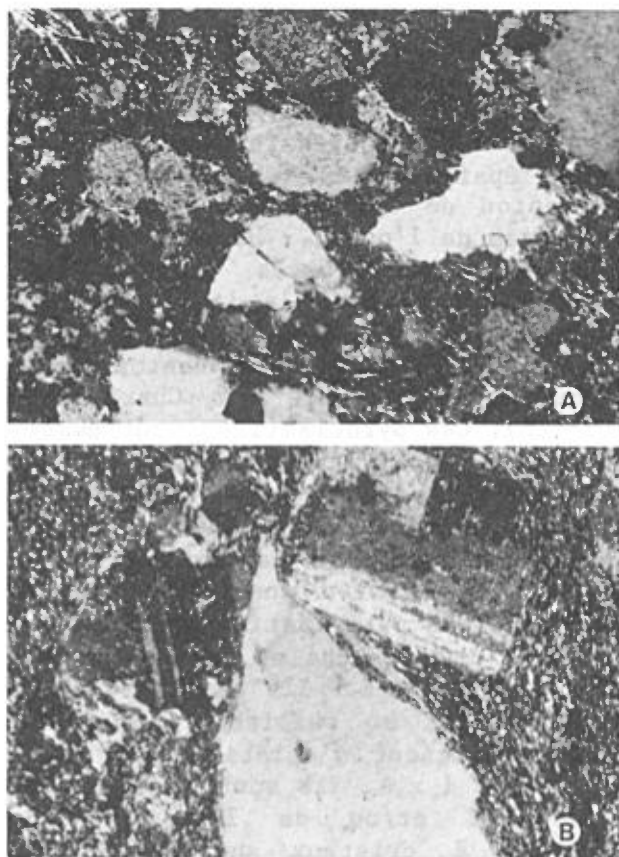


FIGURE 10 - Micrographie des pyroclastites et des rhyodacites porphyriques de l'unité 2.

A - Tuf à cristaux de plagioclase et quartz de l'unité 2f (x 10).

B - Rhyodacite porphyrique à plagioclase et quartz de l'unité 2q (x 10).

clastiques (cristaux arrondis à subangulaires), montrant qu'ils auraient été remobilisés après leur dépôt. Des figures de stratification observées dans ces tufs témoignent de ces processus de remobilisation sédimentaire. Les brèches pyroclastiques (figure 9) forment plusieurs horizons intercalés dans cette séquence. Les fragments varient de 1 x 2 cm à 10 x 50 cm. Dans la plupart des cas, ils sont monolithologiques, de même nature que le tuf à cristaux décrit ci-dessus et emballés dans une matrice semblable aux fragments (figure 9a). Les blocs se distinguent de la matrice par une faible variation de

teinte et par un relief positif par rapport à la matrice. A la base de la séquence, quelques horizons de brèches pyroclastiques sont polyolithologiques (figure 9b), avec blocs constitués de tufs à cristaux de plagioclase et de quartz, de rhyolite porphyrique à feldspath et quartz et de gabbro et lave mafique, ces derniers sous forme de quelques fragments dispersés de lave mafique.

LAVES RHYODACITIQUES PORPHYRIQUES À PLAGIOCLASE ET QUARTZ (unité 2q, figure 10b)

Elles forment un horizon continu au nord du sill différencié de l'unité 3 et leur épaisseur varie, d'est en ouest, de 120 à 360 m. La roche est massive, faiblement schisteuse, de teinte blanche ou crème en surface et gris-vert clair à la cassure. Elle est caractérisée par la présence de nombreux phénocristaux de quartz et de plagioclase. Les phénocristaux de quartz (20 à 25%) sont globuleux, ovoïdes et gris bleuté; leur taille varie de 0,3 x 0,6 mm à 6 x 12 mm. Les cristaux à texture golfée sont abondants et leur déformation se traduit en lumière polarisée par une extinction roulante caractéristique. Les phénocristaux de plagioclase (albite ou oligoclase, 30 à 35%) sont subautomorphes, parfois faiblement arrondis; leur taille varie de 0,3 x 0,6 mm à 2 x 4 mm. Ils sont peu altérés et contiennent quelques inclusions de séricite, de calcite, de quartz et de zoïsite. Leur mésostase est un agrégat microcristallin granolépido-blastique de quartz (25 à 30%), de séricite (8 à 10%), de chlorite verte (4 à 5%), de calcite (4 à 5%), de plagioclase (2 à 3%), de leucoxène (1 à 2%) et d'un peu d'épidote, d'apatite et d'hématite. Localement, les proportions de phénocristaux de quartz diminuent jusqu'à 10%.

Ces laves ont une paragenèse semblable à celle des tufs à cristaux de plagioclase et de quartz décrits précédemment et les habitus des cristaux de plagioclase et de quartz de ces deux faciès présentent de nombreuses analogies. Les laves et les tufs (figure 10) diffèrent par leur texture et par les proportions de chaque phase minéralogique mais les nombreuses similitudes entre ces deux faciès suggèrent une continuité génétique de l'un à l'autre.

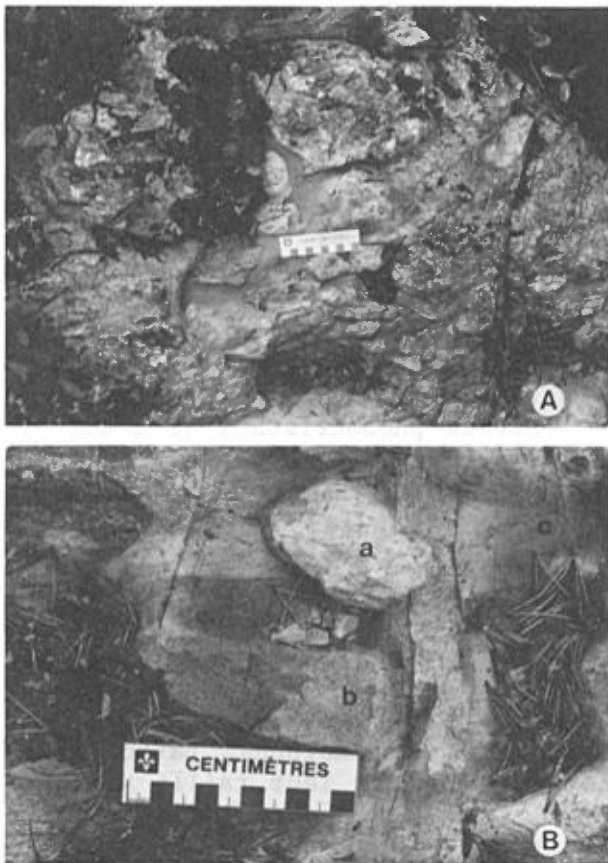


FIGURE 11 - Brèches pyroclastiques polyolithologiques de l'unité 5.

A - Vue générale.

B - Détail de A. Les fragments arrondis à subangulaires sont constitués de tuf et de lave felsique (a), de tuf et de lave porphyrique à plagioclase et hornblende (b), de lave mafique et de chert dans une matrice elle-même composée de tuf à cristaux de plagioclase (c).

LAPILLISTONES ET BRÈCHES PYROCLASTIQUES POLYLITHOLOGIQUES (unité 5a, figure 11)

Ces roches forment une bande dont l'épaisseur atteint 1100 m à l'est du canton de Kreighoff et diminue en direction de l'ouest. De beaux affleurements de ce faciès peuvent être observés le long de la ligne de coupe entre les cantons de Kreighoff et de La Ribourde ou bien dans le canton de La Ribourde cartographié par Charbonneau (1981 b). Ces pyroclastites sont essentiellement des lapillistones et des brèches pyroclastiques polyolithologiques (figure 10a, b), avec quelques interstratifications de tufs cendreux et de lave massive andésitique. Les fragments des pyroclastites constituent 50 à 70% de la roche et varient de 1 x 1 cm à 30 x 40 cm. Ils sont arrondis à subangulaires et faiblement déformés; leur coefficient d'aplatissement varie de 1 x 1 à 1 x 4. Ils sont constitués:

- de tuf et/ou de lave felsique (40%) à cristaux de plagioclase (10%, $\phi \leq 1$ mm) subautomorphes dans une matrice microcristalline granolépidoblastique composée de quartz (60 à 65%), d'épidote (8 à 10%), de chlorite (5 à 8%), de plagioclase (5 à 8%), de séricite (2 à 4%) et de biotite.
- de tuf et/ou de lave porphyrique intermédiaire (40 à 45%) à cristaux de plagioclase (30%; $\phi \leq 2 \times 3$ mm) et de hornblende verte (10%; $\phi \leq 2$ mm) dans une matrice microcristalline granonématoblastique formée de hornblende verte (15 à 20%, en fines aiguilles), de quartz (15 à 20%), d'épidote (15%), de biotite brun-vert (8 à 10%), de chlorite (2 à 3%) et d'un peu d'hématite.
- de lave mafique (10%) composée de cristaux de plagioclase (10%, $\phi \leq 1$ mm) et de hornblende verte aciculaire (20 à 25%; $\phi \leq 1$ mm) dans une mésostase microcristalline granolépidoblastique formée de quartz

(20 à 25%), de chlorite (15 à 20%), d'épidote (10 à 15%), de séricite (2 à 3%) et d'un peu de leucoxène.
- et de chert (5 à 10%).

La matrice des lapillistones et des brèches pyroclastiques est du tuf de teinte brune ou crème, formé de cristaux de plagioclase (15 à 20%, $\varnothing \leq 2$ mm) dans une matrice microcristalline granolépido-blastique de quartz (45 à 50%), d'épidote (15%), de chlorite (10 à 15%) et de biotite (8 à 10%) avec, accessoirement, de la calcite, du leucoxène et quelques minéraux opaques. Ces pyroclastites résultent d'une phase très explosive du volcanisme, suivie d'un processus de remobilisation des dépôts sur de courtes distances. Ceci est suggéré par le caractère polyolithologique des pyroclastites et la forme des fragments.

PYROCLASTITES À CRISTAUX
DE PLAGIOCLASE
(unité 5b, figure 12)

Formant une bande stratigraphiquement au-dessus des pyroclastites décrites précédemment, elles varient, d'est en ouest, de 2200 à 900 m de largeur. Les principaux affleurements sont situés au sud de la route 113 (sur la ligne coupée séparant les cantons de Kreighoff et de La Ribourde) et sur la rive sud du lac Inconnu. Ces pyroclastites sont essentiellement des tufs à cristaux avec quelques intercalations de lapillistones et de brèches pyroclastiques monolithologiques. Elles sont blanchâtres en surface et gris-vert à la cassure. Les tufs sont formés de cristaux de plagioclase (30 à 40%), arrondis à subautomorphes, de taille variant de 0,5 à 3 mm, fortement altérés, comprenant de nombreuses inclusions de séricite et de zoïsite et montrant des traces de chlorite. Ces cristaux sont dispersés dans une matrice microcristalline granolépido-blasti-

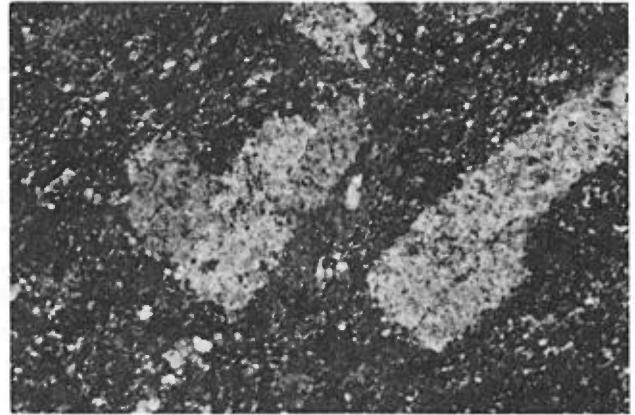


FIGURE 12 - Tuf à cristaux de plagioclase de l'unité 5b (x 10).

que composée de quartz (25 à 30%), de biotite (15%, brun-vert à jaune-vert), d'épidote (15 à 20%), de chlorite (3 à 4%) et d'un peu de leucoxène et d'hématite. Les lapillistones et les brèches pyroclastiques sont formées de blocs de même nature que le tuf à cristaux et de taille variant de quelques centimètres à 40 centimètres.

CONCLUSIONS

Les pyroclastites à cristaux de plagioclase et quartz et les rhyodacites à phénocristaux de plagioclase et quartz de l'unité 2 présentent de nombreuses similitudes et paraissent génériquement liées. Les lapillistones et les brèches pyroclastiques polyolithologiques de l'unité 5a ont une matrice de même nature que les tufs à cristaux de plagioclase situés au-dessus (unité 5b) et ces deux faciès pourraient également être génétiquement liés. Les pyroclastites de l'unité 5a diffèrent de celles de l'unité 2f par l'absence de phénocristaux de quartz. Par contre, les habitus des cristaux de plagioclase présentent quelques analogies. Un lien génétique pourrait donc exister entre les unités 2 et 5. Mais la présence de la séquence sédimentaire de l'unité 4 entre les unités 2 et 5 montre que ces dernières résultent d'au moins deux

épisodes volcaniques distincts. Dans ces deux unités, la présence de nombreux horizons de brèches pyroclastiques témoigne du caractère explosif du volcanisme. D'autre part, de nombreux caractères épyclastiques indiquent qu'une part importante de ces roches a été remobilisée sur de courtes distances. Les pyroclastites des unités 2 et 5 résulteraient donc de deux épisodes volcaniques de même nature, séparés dans le temps par une période sédimentaire et par une évolution magmatique à l'origine des changements minéralogiques dans les deux unités. Les pyroclastites et les laves felsiques de l'unité 2 ressemblent aux tufs à cristaux de feldspath et de quartz observés dans l'environnement de la mine Lemoine à Chibougamau (J.L. Caty, communication orale personnelle) attribuées à la formation de Waconichi (Allard et al., 1979). Les pyroclastites de l'unité 5 ressemblent aux pyroclastites de l'unité 5a de Charbonneau (1981a, 1981b), plus précisément à celles situées à l'est du lac Lamarck.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Elles constituent les unités B et E au nord de la faille Kapunapotagen et l'unité 4 au sud ainsi que plusieurs lentilles allongées dans les gabbros différenciés de l'unité 3 et une mince bande dans les pyroclastites de l'unité 2. Cette dernière n'affleure pas et elle est interprétée à partir des sondages notés 34, 35 et 36 sur la carte géologique (cf. tableau 9). Les lentilles de roches sédimentaires intercalées dans les gabbros de l'unité 3 sont formées de grès épivolcanoclastiques à cristaux arrondis de plagioclase (35%; $\phi \leq 2$ mm) et de quartz ($\phi \leq 1$ mm) dans une matrice microgranoblastique composée d'un agrégat d'épidote (15 à 20%), de chlorite verte (10 à 15%), de quartz (10%), de biotite brun-vert (5%), de plagioclase (3 à 5%) et de leucoxène.

ROCHES SÉDIMENTAIRES DE L'UNITÉ 4

Elles forment une séquence au-dessus des rhyodacites porphyriques de l'unité 2 et leur épaisseur varie, d'est en ouest, de 1700 à 1500 m. De la base au sommet, elles sont constituées de grès épivolcanoclastiques passant progressivement à des rythmes de grès et siltstone (notés 4a) puis à une séquence de siltstone finement litée (notée 4b). Les principaux affleurements se situent dans le sud-est du canton de Kreighoff (sous la ligne électrique), le long de la route 113 et au sud du lac Inconnu.

Les grès épivolcanoclastiques (notée 4a) sont en contact au sud avec l'horizon de rhyodacite porphyrique mais le passage entre les deux faciès n'a pu être observé. A la base de la série, le grès est massif, grossier, de teinte blanchâtre en surface et gris rosé à la cassure. Sa fraction clastique (70 à 75%) est constituée: de cristaux de quartz à texture golfée, globuleux et subangulaire (30%; $\phi \leq 4$ mm) semblables à ceux observés dans les volcanites de l'unité 2; de cristaux de plagioclase (35 à 40%; $\phi \leq 4$ mm) subangulaires ou arrondis, maclés albite, avec d'abondantes inclusions de séricite et de calcite; et de quelques fragments lithiques (5 à 10%; $\phi \leq 10$ mm) de rhyodacite porphyrique, de granitoïde et de siltstone. Ce dernier type de fragments peut être localement abondant (figure 13a); il pourrait résulter du démantèlement d'horizons de siltstone formés antérieurement. La matrice (25 à 30%) de ces grès est microcristalline granolépidoblastique et composée d'un agrégat de quartz (10 à 15%), de biotite (5 à 10%), de chlorite (4 à 5%), de séricite (2 à 3%) et d'un peu de leucoxène, d'épidote, d'apatite, de pyrite et d'hématite. En remontant dans la série, la granulométrie et la proportion de la fraction clastique diminuent progressivement et les roches deviennent litées.

Les rythmes de grès-siltstone (notés 4a, figure 13b) surmontent les grès grossiers. Ils sont caractérisés par des lits variant de quelques centimètres à 30 centimètres. Le siltstone, peu abondant dans les horizons inférieurs, devient plus abondant quand on remonte dans la séquence, ce qui suggère une décroissance progressive des apports détritiques dans le temps. Des empreintes de charge, des chenaux et des stratifications entrecroisées servent de critères de polarité pour déterminer le sommet de

la séquence. Les grès fins ont la même association minéralogique que les grès grossiers mais leur fraction clastique est plus fine (cristaux $\leq 1,5$ mm) et ne forme plus que 50% de la roche, avec 20% de cristaux de quartz et 30% de cristaux de plagioclase. Ils sont davantage minéralisés par de la pyrite, dont la teneur atteint localement 10%, et par des traces de chalcoppyrite. Les siltstones ont une texture microcristalline granolépidoblastique et sont composés d'un agrégat de séricite, de quartz et de calcite, avec quelques cristaux clastiques et disséminés de quartz, de plagioclase et de minéraux opaques.

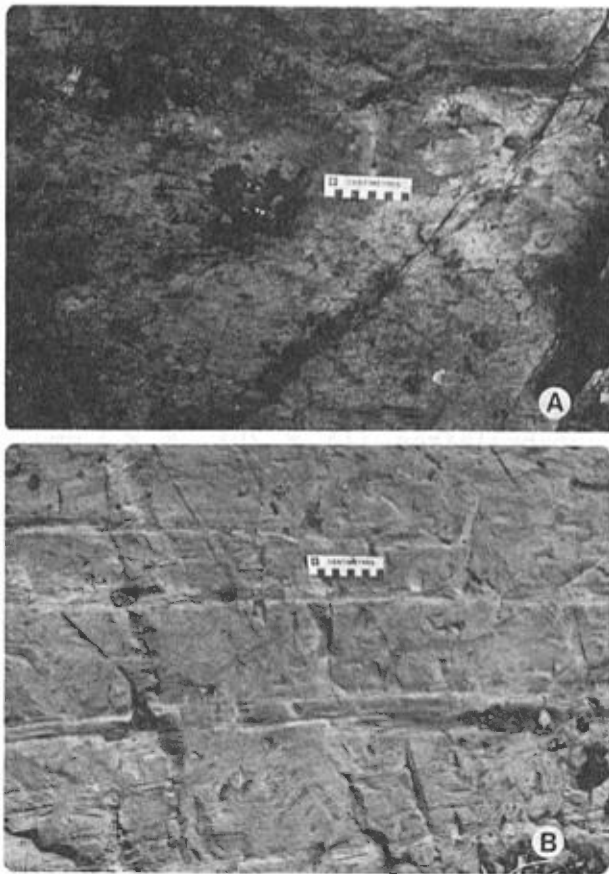


FIGURE 13 - Roches sédimentaires de l'unité 4.

- A - Horizon de grès grossier dont la fraction clastique est composée de cristaux de plagioclase et de quartz, et de nombreux fragments lithiques de siltstone.
- B - Rythmes de grès et de siltstone d'origine épivolcanoclastique dans lesquels domine le grès fin feldspathique.

Les siltstones épivolcanoclastiques finement lités forment une séquence (sous-unité 4b) dont l'épaisseur diminue, d'est en ouest, de 1100 à 600 m. Les affleurements de cette roche sont peu nombreux et concentrés au sud du lac Inconnu et à l'est de la ligne séparant les cantons de Kreighoff et de La Ribourde. Les affleurements cartographiés par Charbonneau (1981b) dans le canton de La Ribourde prolongent cette séquence à l'est. Ces roches sont finement litées et caractérisées par l'alternance de bandelettes, millimétriques à centimétriques, de teinte blanchâtre ou verdâtre clair. Elles sont affectées par une schistosité très pénétrative subparallèle au litage. Elles sont constituées de cristaux de plagioclase (3 à 5%) et de hornblende verte (3 à 4%) dans une matrice microcristalline granolépidoblastique composée de quartz (50 à 60%), de lamelles de biotite (10 à 15%), d'épidote (10%), de hornblende verte aciculaire (5 à 10%), de chlorite verte (5%), de séricite (4 à 5%) et de quelques cristaux de leucoxène et d'hématite. Sur notre carte géologique préliminaire (Picard, 1982), cette séquence de roches avait été interprétée comme des tufs à cristaux finement lités. En fait, la nature de la matrice, la rareté des phéno-

clastes et l'habitus arrondi leur confèrent une origine épyclastique et il s'agirait de siltstones épivolcanoclastiques.

* * *

La séquence sédimentaire de l'unité 4 surmonte la séquence de volcanites felsiques de l'unité 2. Elle évolue de grès grossiers à cristaux de plagioclase et de quartz à la base vers des siltstones épivolcanoclastiques au sommet. L'habitus des cristaux d'origine clastique et d'une partie des fragments lithiques montre que ces sédiments dérivent du démantèlement des volcanites de l'unité 2. Les matériaux détritiques sont très abondants à la base et se raréfient quand on remonte dans la séquence, témoignant ainsi d'un ralentissement de l'érosion et de l'apport détritique. Cette unité sédimentaire marque une interruption de l'activité volcanique.

ROCHES SÉDIMENTAIRES DE L'UNITÉ B

Elles n'affleurent pratiquement pas et elles ont été identifiées à partir des sondages notés 1 à 12 sur la carte (tableau 9) et par la présence d'un conducteur électrique noté 1 sur la carte (voir aussi tableau 9) et d'une anomalie magnétique visible sur la carte aéromagnétique au 1:63 360 du M.M.R.T. (1957). Elles sont constituées de quartzite, de grès feldspathique, de siltstone, d'argilite et de schiste associés à quelques horizons de tuf intermédiaire. Plusieurs horizons minéralisés en pyrite et pyrrhotine, avec traces de chalcoppyrite et de sphalérite, y ont été signalés.

ROCHES SÉDIMENTAIRES DE L'UNITÉ E

Elles forment une bande continue autour du lac Inconnu, au-dessus des volcanites des unités A et C. Elles sont constituées, à la base, d'un

assemblage de conglomérats et de grès (notés Ec) surmontés d'une épaisse séquence de grès et de rythmites (notées Et) en contact de faille avec les conglomérats.

Les conglomérats et les grès associés forment un horizon au nord du lac Inconnu. Celui-ci aurait une épaisseur maximale de 600 m à l'est et il se poursuit dans les cantons de Daine et de Guettard cartographiés par Hébert (1981) et Dubé (1981 b). A l'ouest, cet horizon s'interrompt brutalement et passe latéralement aux rythmites sédimentaires. Les conglomérats forment des lits métriques à plurimétriques séparés par des horizons de grès à grain moyen ou grossier. Ils sont polithologiques, à galets arrondis (30 à 60%) de 10 à 50 cm de diamètre, composés de granitoïde (20 à 40%), de tuf à cristaux de plagioclase (5 à 15%), de lave felsique rhyolitique (3 à 5%) et de chert dans une matrice (40 à 70%) de grès fin à moyen, à plagioclase et quartz bleuté. Les grès, massifs, sont constitués de cristaux de quartz subangulaires (15 à 20%, $\phi \leq 3$ mm) et de cristaux de plagioclase (albite ou oligoclase, 20 à 25%, $\phi \leq 1,5$ à 2 mm) arrondis à subangulaires et altérés en zoïsite, séricite, chlorite et calcite. Leur matrice est microcristalline granolépidoblastique et composée d'un agrégat de quartz (10 à 15%), d'épidote (15 à 20%) et de chlorite (10%) avec accessoirement du plagioclase, de la calcite, du leucoxène, de la séricite, de la biotite et quelques minéraux opaques. Le contact de cet horizon avec les volcanites sous-jacentes n'a pas été observé. Il faut également noter la présence, au sud du lac Inconnu, d'un horizon métrique de grès conglomératique monolithologique (figure 14) intercalé dans les grès à plagioclase et quartz. Il est constitué d'environ 40% de galets de volcanites felsiques de quelques centimètres à 10 cm de taille et aplatis parallèlement à la

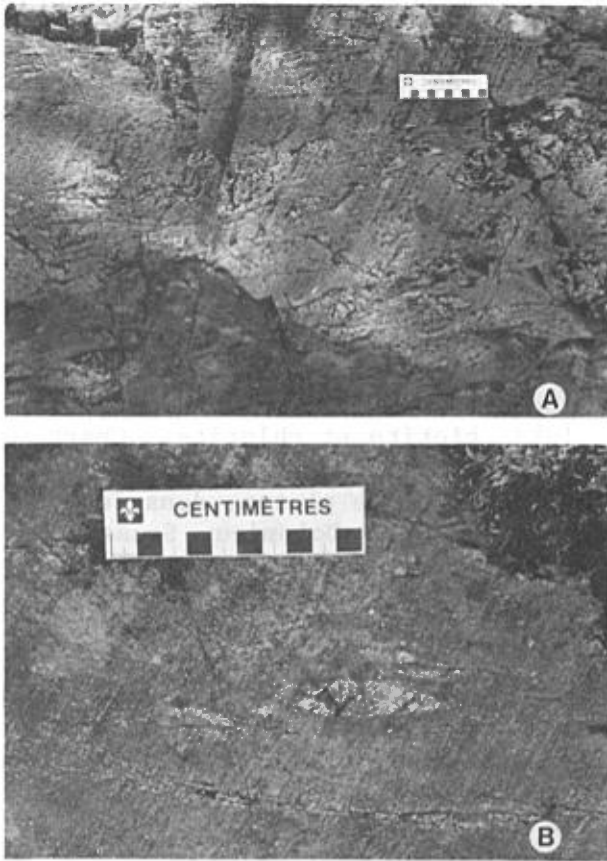


FIGURE 14 - Horizon de grès conglomératique (unité E) intercalé dans les grès à cristaux de plagioclase et quartz, sur la rive sud du lac Inconnu. Les galets, monolithologiques, sont composés de volcanites felsiques; leur taille varie de 1 à 10 cm.

A - Vue générale. B - Détail de A.

foliation régionale. Quant à la matrice gréseuse de ces galets, elle est de même nature que le grès encaissant (voir ci-dessous).

Les grès épivolcanoclastiques et rythmites forment une importante séquence autour du lac Inconnu et dans le secteur du lac Colette. Au nord de ce dernier, les affleurements observés sont des rythmites à lits centimétriques à pluridécimétriques. Les lits sont constitués, de la base au sommet, de grès fin et de siltstone avec de

finies lamines d'argilite par endroits. Les horizons gréseux présentent localement des figures sédimentaires de granoclassement et des laminations obliques. Les limites des lits forment occasionnellement des rides dont la longueur d'onde varie de quelques centimètres à un décimètre. Le grès à grain moyen ou fin est le faciès le plus abondant et constitue 70 à 80% de la roche. Sa fraction clastique est constituée de cristaux arrondis à subangulaires de quartz (8 à 10%; $\phi \leq 2,5$ mm) et de plagioclase (albite ou oligoclase; 25 à 30%; $\phi \leq 2$ mm). Certains cristaux de quartz ont une texture golfée typique d'une origine rhyolitique. La matrice (60%) est un agrégat granolépido-blastique formé de quartz (20%), de biotite brune (45%) et de calcite (15 à 20%), avec accessoirement du plagioclase, de l'épidote, du leucoxène et de la pyrite. Les horizons de siltstone sont formés d'un agrégat granolépido-blastique identique à la matrice des grès. Quelques cristaux de zircon ont été observés et la teneur en biotite peut localement atteindre 50% de la roche. Dans le secteur du lac Inconnu les roches sédimentaires sont similaires mais le litage est plus irrégulier. Les horizons de grès fin à moyen sont massifs et plus abondants (80 à 90%); leur épaisseur peut atteindre 1,5 m. Les horizons de siltstone sont minces (quelques millimètres à quelques centimètres). Nous avons vu ci-dessus que certains horizons étaient constitués de grès conglomératique. Les rythmites observées, surtout celles au nord du lac Colette, sont identiques à celles décrites par Charbonneau (1981 b) dans le canton de La Ribourde, à proximité des chalets Caron (Caron Lodge) et interprétées comme des turbidites. Hébert (1981) décrit une séquence de turbidites en continuité au nord avec les turbidites de Charbonneau (1981b), corrélées par celui-ci aux roches sédimentaires de la base du Groupe d'Opémisca.

CONCLUSIONS

Les roches sédimentaires observées résultent de l'érosion de massifs volcaniques préexistants et sont d'origine épivolcanoclastique. Celles de l'unité 4 résultent du démantèlement des volcanites de l'unité 2. Celles de l'unité E résultent du démantèlement d'édifices volcaniques felsiques mais aussi de massifs intrusifs plutoniques acides à l'origine des galets de granitoïde dans les conglomérats. La sédimentation apparaît donc en relation avec la mise en place des intrusions acides et trouve son moteur dans la surrection provoquée par ces intrusions. Notons enfin l'existence de similitudes minéralogiques entre les roches sédimentaires des unités 4 et E.

INTRUSIONS ACIDES

Elles constituent trois entités principales: le pluton de Lapparent au sud, un vaste massif de granite à microcline au nord, et un stock de syénite porphyrique au nord du lac Branssat. Deux autres petits stocks affleurent au nord du lac Inconnu et au nord-est du lac Huguette. De nombreux dykes d'aplite ou de porphyre feldspathique recourent les roches de l'unité D, lesquelles sont également recoupées à l'emporte pièce par plusieurs petits stocks de granitoïde en forme de lucarne, métriques à décamétriques. Un fait remarquable est l'extension du faciès "cornéenne à hornblende", qui affecte toutes les roches au nord du lac Colette et du lac Inconnu. Ceci suppose la présence, à faible profondeur, de masses granitiques intrusives. Une étude gravimétrique à cet endroit permettrait de connaître leur extension.

PLUTON DE LAPPARENT

Il recoupe les volcanites des unités 1 et 2 au sein desquelles il

développe une auréole de métamorphisme de contact. Shaw (1940) décrit l'amas principal de cette intrusion comme une tonalite alors que, selon Beach (1940a et b), son faciès marginal est une granodiorite à hornblende dans la région des lacs Mechamego et Michwacho. Gilbert (1955) indique que le faciès principal de la partie orientale du pluton est une diorite ou une syénite à amphibole et que la partie occidentale est un granite à quartz (15 à 20%), albite-oligoclase (50 à 60%), microcline ($\approx 10\%$), biotite et chlorite. Charbonneau et al. (1983) ont montré que la limite nord de ce pluton, dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Saussure et La Ribourde est composée de granodiorite, de syénite quartzique à hornblende verte, et de syénite quartzique à muscovite. Sur le terrain étudié, la roche observée est une granodiorite composée de quartz (25%), d'albite ou oligoclase (40 à 45%), de feldspath potassique (10 à 15%), de hornblende verte (10%), de micas blancs (3 à 4%), d'épidote (pistachite; 4 à 5%), de sphène et d'un peu d'ilménite, d'apatite et de zircon. Une foliation minéralogique d'origine tectonique affecte localement cette granodiorite. Le pluton est donc de nature très composite et seules quelques observations ponctuelles ont été réalisées jusqu'à présent. Son âge relatif est postérieur à la formation des volcanites archéennes; il est anté à synkinématique par rapport à l'orogénèse kénoréenne. Une étude détaillée de ce pluton aiderait à la compréhension de la géologie régionale.

GRANITE DANS LE NORD DE LA CARTE

Des intrusions de granite constituent le nord et le nord-ouest du territoire étudié et recourent les unités A, B et C. Shaw (1942), cité dans Gilbert (1955), les décrit comme "un faciès marginal à grain fin à moyen appartenant à un puissant amas de gra-

nite situé plus au nord". Selon Gilbert, ce faciès occupe l'angle nord-ouest de la région, le nord de la rivière La Trêve et une étendue en forme de "croissant" entre le ruisseau Branssat et un "plateau volcanique". Les données de terrain et la photo-interprétation permettent de supposer que ce "croissant" est relié au granite de l'angle nord-ouest et forme, avec ce dernier, un seul et même batholite. A l'est du ruisseau Branssat, les affleurements sont nombreux et le granite, de texture grenue, équigranulaire et à grain moyen ($\phi \leq 4$ mm), est composé de quartz (35 à 40%), de microcline (30 à 35%) et d'albite-oligoclase (20 à 25%) avec, accessoirement, de la biotite verte (2 à 3%), de la muscovite (2 à 3%), des minéraux opaques (1%), du grenat (1%), de l'apatite et quelques cristaux de zircon. Plus à l'ouest, vers le ruisseau Veto, le granite a la même association minéralogique mais présente de fines lamines imbriquées. Celles-ci sont formées, d'une part, de grandes plages de quartz avec, accessoirement, du plagioclase et du microcline et, d'autre part, d'albite-oligoclase et de microcline avec, accessoirement, du quartz, de l'épidote, de la biotite verte, de la muscovite, de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques. Au nord de la rivière La Trêve, le granite, de texture granoblastique, est composé de quartz (40%), de plagioclase saussuritisé (30 à 35%), de microcline (8 à 10%) et, accessoirement, de muscovite (5 à 6%), de biotite brune à verte (3 à 6%), d'épidote (3 à 4%) et de petits amas de lamelles de chlorite verte.

STOCK DE SYÉNITE PORPHYRIQUE

Décrit par Gilbert (1955, page 26), il est situé au nord du lac Branssat. Seuls quelques affleurements à 2 km à l'ouest du lac Huguette permettent de décrire ce faciès. Selon Gilbert, il s'agit d'une syénite por-

phyrique à phénocristaux de microcline automorphes (65 à 80%) de 5 à 50 mm de taille, de teinte gris rose à rose, caractérisés par la macle en quadrillage du microcline et une texture micropertithique avec des lamelles d'exsolution d'albite dans le microcline. Les espaces interstitiels sont composés de hornblende bleu-vert foncé, de biotite, d'épidote, de chlorite et de pyrite, avec des yeux de quartz par endroits. L'extension de ce stock est marquée sur la carte aéromagnétique (M.M.R.T., 1957) par une forte anomalie magnétique positive.

PETITS STOCKS DE GRANITOÏDE

Deux stocks ont été observés. L'un, situé entre le lac Branssat et le lac Inconnu, est intrusif dans les sédiments de l'unité E; il est formé de granite ou de granodiorite à grain fin, de teinte grise. L'autre, situé sur la rive sud d'un petit lac au nord-ouest du lac Huguette, est une syénite gris rosé, à grain moyen ($\phi \leq 2$ à 3 mm), composée de feldspath potassique ($\approx 40\%$), de plagioclase ($\approx 20\%$) et de hornblende ($\approx 40\%$).

DYKES

Ils sont au moins de deux sortes: des dykes d'aplite et des dykes de porphyre feldspathique.

Les dykes d'aplite sont abondants dans les gabbros de l'unité D, en particulier à l'ouest du lac Branssat. Leur largeur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres et certains ont été suivis sur plusieurs dizaines de mètres. Des "lucarnes" elliptiques d'aplite ont également été observées au sein des gabbros de l'unité D.

Les dykes de porphyre feldspathique ont des épaisseurs variant de quelques décimètres à 3 mètres. On en trouve plusieurs dans l'unité D où ils

sont intrusifs de manière subconcordante dans la zone supérieure de l'horizon de gabbro protomylonitique; on en trouve aussi dans les gabbros de la même unité, dans les ferrodiorites de l'unité F et à la base de sédiments de l'unité 4. Leur texture est porphyrique et leur association minéralogique (cas d'un dyke intrusif dans l'unité F au nord du lac Colette) est celle de quartz (5 à 7%; $\phi \leq 1$ mm; cristaux arrondis et golfés) et de plagioclase automorphe (albite ou oligoclase; 25%; $\phi \leq 4 \times 6$ mm) dans une mésostase grano-lépidoblastique formée de quartz (en agrégats, 35 à 40%), de biotite (en lamelles, 5 à 7%), de plagioclase (3 à 4%) et de hornblende verte (4 à 5%) avec, accessoirement, de la chlorite, de l'épidote, de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques. Un exemple de ces dykes porphyriques est visible en bordure de la route 113.

DYKES DE DOLÉRITE PROTÉROZOÏQUE (figure 15)

Ils sont de deux sortes: des dolérites finement ou moyennement grenues, à labrador, augite et quartz; et des dolérites grossièrement grenues, à labrador, augite et olivine.

DOLÉRITES À LABRADOR, AUGITE ET QUARTZ

Ces roches (notées Pd) forment plusieurs dykes orientés nord-est. Elles montrent deux sous-types: des dolérites à texture ophitique au sens strict (figure 15a) observées au sud-est du lac Inconnu et des dolérites à texture intergranulaire à subophitique observées au nord du lac Colette et à l'est du ruisseau Veto. Elles sont magnétiques, massives et de teinte gris-vert. Au nord du lac Colette, elles sont intrusives dans les ferrodiorites et forment un dyke de 10 m d'épaisseur, suivi sur une longueur de 150 m. Les affleurements de ce faciès

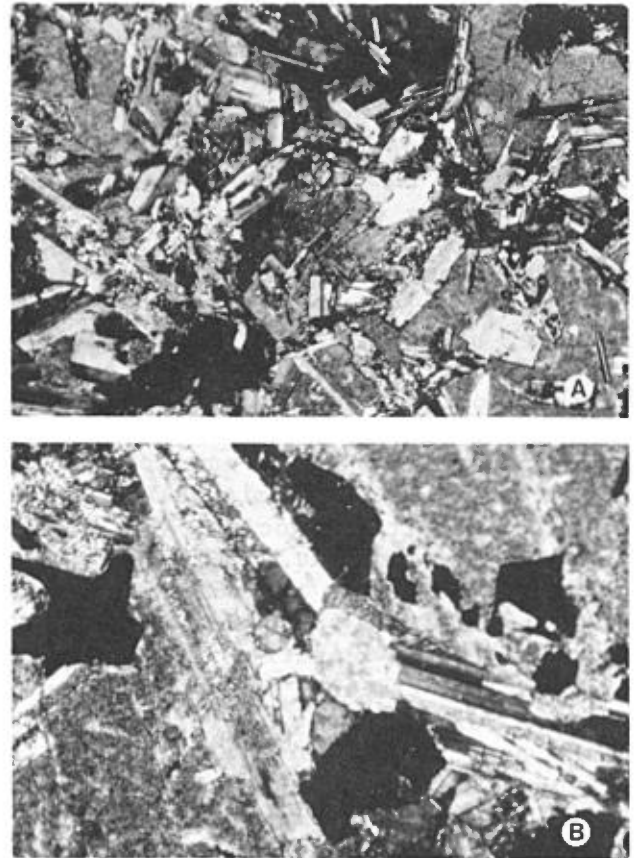


FIGURE 15 - Micrographies des dolérites intrusives d'âge protérozoïque.

- A - Dolérite à texture ophitique à labrador, augite et quartz avec accessoirement de l'ilménite et/ou de la magnétite (x 10).
- B - Dolérite à texture ophitique à gros grain, formée de lattes de labrador, d'augite poécilitique, d'olivine avec accessoirement de la biotite, de l'ilménite-magnétite et de l'apatite aciculaire (x 10).

sont très dispersés et ne permettent pas d'établir de liens de l'un à l'autre. Leur association minéralogique est celle de: lattes allongées de labrador (An 50 à 55; 35 à 45%; $\phi \leq 0,6 \times 2$ mm), jointives, non orientées, avec quelques inclusions de micas blancs et d'épidote; de cristaux poecilitiques d'augite (45%; $\phi \leq 6$ mm) avec inclusions partielles ou totales de plagioclase; de minéraux opaques poecilitiques (3 à 5%) d'ilménite et/ou de magnétite (avec inclusions de pla-

gioclase); et de plages de quartz interstitiel (1 à 4%; $\phi \leq 1$ mm). Des minéraux accessoires de biotite, de chlorite, de séricite, d'actinote, d'épidote et de leucoxène complètent cette paragenèse minérale. Les observations montrent que l'ordre de cristallisation des dolérites ophitiques est: Pl - Cpx + opaques - quartz - autres minéraux. Celui des dolérites intergranulaires à subophitiques est: Pl - Pl+Cpx - Cpx+opaques - Qz - autres minéraux.

DOLÉRITES À LABRADOR, AUGITE ET OLIVINE

Ces roches (notées PD) forment un dyke orienté nord-est à est-nord-est et affleurent sur la rive nord du lac Inconnu. Ce dyke se prolonge à l'est dans le canton de Daine (Hébert, 1981) et peut être détecté à l'ouest, sur la carte aéromagnétique (M.M.R.T., 1957), grâce au tracé d'une anomalie positive qu'il engendre. Son épaisseur varie de 70 à 150 m. Sa texture est ophitique au sens strict. Son association minéralogique est la suivante: lattes de labrador (An 55 à 60, 50%; ϕ de 0,2 x 0,6 mm à 1 x 5 mm); amas de cristaux globuleux ou automorphes d'olivine (15%; ϕ de 0,5 à 2 mm), avec de l'iddingsite (Roubault, 1982) dans les microfractures; cristaux d'augite (20 à 25%; $\phi \leq 1$ cm) xénomorphes et poëcilitiques avec des inclusions de plagioclase, d'olivine, de biotite et d'apatite; lamelles de biotite brun rouge (5 à 7%); de minéraux opaques d'ilménite-magnétite (7 à 8%) poëcilitiques (inclusions de Pl, Ol, Ap) associés à la biotite; apatite aciculaire (1 à 2%) et rares cristaux d'épidote (pistachite). L'ordre de cristallisation de ces minéraux est le suivant: Pl+Ol - Ap - Bi+Il+Mt - Cpx - minéraux d'altération (iddingsite-épidote).

CONCLUSIONS

Ces dolérites sont tardives

par rapport à toutes les autres roches de la région et ne sont pas métamorphisées. Elles forment deux générations de dykes d'âge protérozoïque. D'après les conclusions de Pyke (1982), le réseau de dykes nord-est de dolérites à quartz serait le plus ancien et serait du même âge que les "diabases de Nipissing" datées de 2170 millions d'années. Les dykes de dolérite à olivine orientés nord-est appartiendraient à la génération des dykes de l'Abitibi, datée de 1230 millions d'années.

GÉOCHIMIE

Un total de 17 analyses chimiques (éléments majeurs et traces) ont été réalisées par le Centre de recherches minérales du Québec. Pour chaque analyse, nous avons calculé la norme C.I.P.W. Nous avons aussi déterminé le MgV (Mg value) ou indice de différenciation tel que $MgV = FeOt / (FeOt + MgO)$. Les résultats obtenus sont compilés au tableau 7, dont nous pouvons déduire ce qui suit:

- Les laves des unités 1, A et C sont des basaltes hypopotassiques à olivine ou quartz normatif. Certaines analyses (2 et 6) sont hypoalumineuses et riches en magnésium; au microscope, les échantillons sont très fortement cornéifiés et recristallisés, ce qui suggère la possibilité d'une mobilisation de ces éléments. Les métadolérites sont de même composition que les laves.
- Les gabbros, les ferrogabbros et les ferrodiorites des sills différenciés de l'unité D (analyses 7 à 9) sont de composition basaltique et les termes les plus mafiques sont à olivine normative. Les ferrogabbros et/ou les ferrodiorites à quartz (analyse 8) sont enrichis en fer et titane et appauvris en magnésium. Dans l'unité F, une ferrodiorite a été analysée (analyse 10). Elle diffère des autres roches intrusives mafiques par une faible teneur en cuivre et une

forte teneur en zirconium, yttrium et niobium.

Les pyroclastites des unités 2 (analyses 11 et 12) et 5 (analyse 16) sont de composition dacitique. Quant aux laves porphyriques à plagioclase et quartz de l'unité 2 (analyses 13, 14 et 15), ce sont des rhyodacites sodiques. Une analyse de dolérite protérozoïque à labrador, augite et quartz a été réalisée et montre qu'elle est de composition basaltique, à olivine normative.

TÉTRAÈDRE ÉCLATÉ DE YODER & TILLEY (figure 16A)

Ce diagramme illustre les résultats obtenus lors du calcul de la norme C.I.P.W. et montre que les basaltes et les métadolérites des unités 1, A et C sont des tholéiites saturées à olivine normative à l'exception d'une lave de l'unité C, sursaturée à quartz

normatif. De même, les gabbros et les ferrogabbros de l'unité D ont une composition normative de tholéiite. Enfin, la dolérite protérozoïque analysée est une "tholéiite à olivine".

DIAGRAMME AFM (figure 16B)

Ce diagramme montre que les basaltes et les métadolérites des unités 1, A et C constituent une même lignée magmatique d'affinité tholéitique caractérisée par un net enrichissement en fer. De même, les gabbros, les ferrogabbros et les ferrodiorites des unités D et F sont de nature tholéitique. Les volcanites felsiques des unités 2 et 5 forment un autre groupe de roches, séparé du premier par une importante discontinuité chimique. Elles sont dans le champ calco-alkalin et présentent une diminution régulière de la teneur en fer.

FIGURE 16 - Géochimie de la région du lac Inconnu. A - Tétraèdre normatif éclaté, de Yoder & Tilley (1962); les échantillons sont tels que $SiO_2 \leq 52\%$; B - Diagramme AFM, d'Irvine & Baragar (1971); C, D, E - Diagrammes de Miyashiro (1974); F - Diagramme Y/Zr.



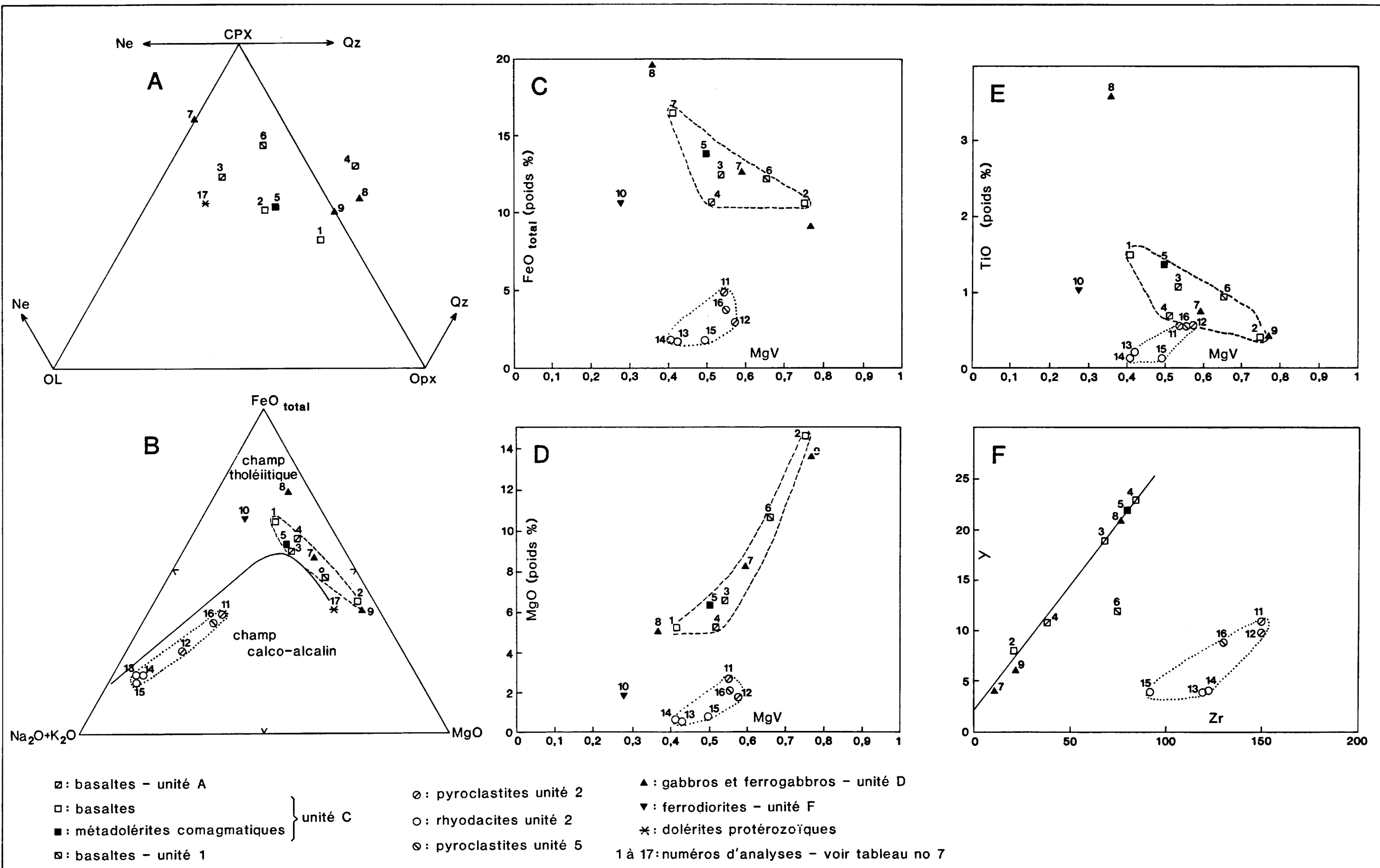


TABLEAU 7 - Géochimie des roches de la région du lac Inconnu (éléments majeurs, traces, normes C.I.P.W. et MgV).

	1)	A	A	C	C	C	1	D	D	D	F	2	2	2	2	2	5	Prot.
	2)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	3)	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.	Me.Dol.	Bas.	Gab.	Fer.	Gab.	Fer.	Pyr.	Pyr.	Rhyo.	Rhyo.	Rhyo.	Pyr.	Dol.
SiO ₂		49.6	48.10	48.20	50.00	49.60	50.40	45.40	46.00	50.10	62.10	63.50	65.00	70.00	69.90	68.80	64.70	48.30
Al ₂ O ₃		12.6	9.80	13.80	14.90	13.00	7.40	14.50	10.60	10.40	12.10	15.10	15.60	14.30	14.60	14.90	15.80	12.00
Fe ₂ O ₃		4.32	1.38	3.99	2.52	2.88	2.87	4.78	6.05	1.49	1.59	2.07	0.92	0.83	0.76	0.83	1.76	0.79
FeO		12.2	9.20	8.49	8.17	11.00	9.39	7.78	13.60	7.59	9.01	2.83	1.93	0.84	1.03	0.84	1.93	7.16
MgO		5.2	14.70	6.56	5.15	6.35	10.70	8.21	4.99	13.60	1.84	2.62	1.73	0.54	0.55	0.72	2.00	12.20
CaO		7.48	12.00	10.50	12.20	8.98	12.70	12.20	9.35	12.20	4.65	3.91	2.80	2.36	2.27	1.95	5.23	10.60
% Na ₂ O		3.67	1.10	3.10	1.82	3.44	2.18	2.04	1.80	1.02	3.53	3.41	5.20	5.58	6.01	5.67	3.75	1.80
K ₂ O		0.17	0.12	0.25	0.18	0.25	0.34	0.27	0.23	0.10	0.19	2.15	1.55	1.51	1.08	2.15	1.34	1.23
TiO ₂		1.48	0.39	1.07	0.69	1.36	0.94	0.75	3.60	0.41	1.03	0.54	0.56	0.19	0.14	0.10	0.54	0.39
P ₂ O ₅		0.04	0.02	0.07	0.04	0.09	0.04	0.01	0.02	0.32	0.16	0.14	0.06	0.14	0.06	0.06	0.12	0.05
MnO		0.22	0.20	0.27	0.20	0.23	0.21	0.18	0.31	0.21	0.23	0.08	0.05	0.03	0.02	0.02	0.06	0.16
CO ₂		0.44	0.20	0.04	1.56	0.20	0.62	0.13	0.26	0.31	0.46	0.46	1.10	1.39	1.45	1.01	0.06	0.11
S		0.02	0.01	0.18	0.17	0.07	0.05	0.05	0.19	0.08	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.26
PAF		0.16	1.28	0.92	1.86	0.45	0.39	1.78	0.49	1.82	0.72	2.07	2.69	2.27	2.10	1.94	1.26	3.26
% TOTAL		97.60	98.50	97.44	99.46	97.90	98.23	98.08	97.49	99.35	97.90	98.93	99.32	99.91	99.98	98.10	98.46	99.72
ppm Cu		110	38	100	145	135	81	445	88	150	4	21	15	4	5	3	35	72
Zn		128	85	88	92	110	160	70	140	78	98	105	75	55	62	48	70	75
Ni		48	355	125	165	75	260	135	28	170	40	-	-	-	18	-	-	-
Rb		13	8	9	9	10	12	16	11	8	9	56	51	43	35	48	35	86
Sr		62	15	120	86	100	160	190	100	54	88	500	400	380	420	490	390	150
Zr		84	21	67	38	80	74	11	76	22	330	150	150	120	120	92	130	54
Nb		7	<5	<5	<5	<5	12	<5	<5	<5	17	7	5	<5	<5	<5	<5	<5
Y		23	8	19	11	22	12	<5	21	6	71	11	10	<5	<5	<5	9	9
QZ		0	0	0	4.71	0	0	0	2.96	0	23.66	20.83	19.17	25.51	24.49	21.60	22.46	0
OR		1.00	0.71	1.48	1.06	1.48	2.01	1.59	1.36	0.59	1.12	12.69	9.15	8.91	6.37	12.69	7.91	7.26
AB		31.03	9.30	26.21	15.39	29.08	18.43	17.01	15.22	8.62	29.84	28.83	43.96	47.16	50.81	49.94	31.70	15.22
AN		17.39	21.43	22.98	31.93	19.28	9.40	29.59	20.15	23.49	16.60	18.44	13.06	9.51	9.66	8.85	22.31	21.02
NEP		0	0	0	0	0	0	0.13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
LEU		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
COR		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.40	0.58	0	0	0	0	0
AP		1.09	0.05	0.17	0.09	0.21	0.09	0.02	0.05	0.05	0.76	0.38	0.33	0.14	0.14	0.14	0.28	0.12
CPX		16.35	30.49	23.67	23.48	20.50	43.35	25.29	21.98	29.58	3.92	0	0	1.54	1.04	0.39	2.40	25.13
OPX		20.18	19.33	5.57	15.21	13.62	12.75	0	23.04	31.04	16.28	12.44	7.39	2.57	3.09	3.73	8.01	7.00
OL		4.00	12.31	10.99	0	7.00	6.25	17.75	0	0.68	0	0	0	0	0	0	0	17.15
Mt		3.88	2.52	2.92	2.52	3.28	2.89	2.92	4.60	2.16	2.54	1.13	1.67	0.38	0.41	0.38	0.85	2.20
Il		2.82	0.74	2.04	1.31	2.59	1.79	1.43	6.85	0.78	1.96	1.03	1.07	0.36	0.27	0.19	1.03	0.74
HE		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgV		0.40	0.75	0.53	0.51	0.49	0.65	0.59	0.36	0.76	0.27	0.54	0.57	0.42	0.40	0.49	0.54	0.74

1) A à F, 1 à 5: Unités lithologiques

2) Numéros d'analyse

3) Bas.: basalte; Me. Dol.: métadolérite; Gab.: gabbro; Fer.: ferrogabbro et ferrodiorite; Rhyo.: rhyodacite; Pyr.: pyroclastites; Dol.: dolérite d'âge protérozoïque

. MgV: indice de différenciation (Mg value), tel que $MgV = FeO / (FeO + MgO)$

. Analyses effectuées par le Centre de recherches minérales du Québec.

DIAGRAMMES MgV
(figures 16C, D et E)

Le MgV, qui est le rapport $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$, constitue un indice de différenciation. Il varie de 0 à 1 et exprime un taux de différenciation d'autant plus élevé que sa valeur est faible. Les diagrammes MgV confirment l'existence de deux populations distinctes séparées par un hiatus de composition. Ils montrent les points suivants:

- les basaltes et les métadolérites des unités 1, A et C appartiennent à une même lignée tholéiitique, caractérisée par l'augmentation concomitante des teneurs en fer et titane au cours de la différenciation tandis que le pourcentage de magnésium diminue (lorsque le MgV varie de 0.8 à 0.4);
- les gabbros et les ferrogabbros de l'unité D appartiennent également à la série tholéiitique;
- l'échantillon de ferrodiorite de l'unité F s'écarte des deux groupes précédents;
- les volcanites felsiques sont caractérisées par une faible diminution des teneurs en FeO_t , TiO_2 et MgO lorsque le MgV décroît de 0,57 à 0.4.

DIAGRAMME Zr/Y
(figure 16F)

Ce diagramme utilise deux éléments traces incompatibles, réputés inertes lors du métamorphisme. Il montre que les points représentatifs des basaltes et des métadolérites des unités A et C s'alignent selon une loi de régression linéaire, telle que la droite obtenue recoupe l'axe des ordonnées à proximité de l'origine. Cette répartition montre que ces roches se sont différenciées selon un processus de cristallisation fractionnée. Les gabbros de l'unité D se répartissent le long de cette droite et résultent donc

d'un magma de même origine ayant évolué de la même manière. L'échantillon de ferrodiorite de l'unité F s'écarte très nettement de ce nuage de points en raison de sa teneur, si élevée en zirconium qu'il ne peut être positionné sur le diagramme, ce qui suggère une origine magmatique différente entre les sills de l'unité D et de l'unité F. Malheureusement, une seule analyse est insuffisante pour confirmer cette hypothèse. Les volcanites felsiques forment un nuage de points allongé, séparé des autres laves, mais le nombre de points représentatifs est insuffisant pour connaître leur loi de régression. Leur position indique clairement que leur magma parent est différent de celui des volcanites mafiques mais nous ne disposons pas des éléments pour en déterminer la nature primitive.

CONCLUSIONS

Les laves et les métadolérites associées des unités 1, A et C sont comagmatiques et de nature tholéiitique. Elles se sont différenciées selon un processus de cristallisation fractionnée et dérivent toutes d'un même magma initial tholéiitique et saturé. Les gabbros et les ferrogabbros de l'unité D sont comagmatiques de ces roches et ont évolué selon un même processus. Les volcanites des unités 2 et 5 sont constituées de pyroclastites dacitiques et de rhyodacites sodiques de nature calco-alcaline. Elles forment une lignée évolutive résultant de la différenciation d'un magma initial différent de celui à l'origine des volcanites mafiques. Le terrain étudié est donc caractérisé par la coexistence de roches extrusives et intrusives mafiques tholéiitiques et de volcanites felsiques calco-alcalines séparées par une profonde discontinuité chimique. Une telle bimodalité magmatique a été décrite par plusieurs auteurs en Abitibi (Goodwin, 1982; Capdevilla et al., 1982; Picard, 1983 et en préparation).

Quant aux ferrodiorites de l'unité F, elles s'écartent des deux groupes précédents. Leur richesse en éléments incompatibles (Y, Nb, Zr) les rapproche des roches du filon-couche de gabbrodiorite intrusif dans les turbidites du Groupe d'Opémisca (cantons de Saussure et La Ribourde - voir Charbonneau, 1981b).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

STRATIFICATION

S_0 varie de N125°, en bordure ouest de la carte, à N80° sur sa bordure est; les pendages sont partout subverticaux (de 75 à 90°). Elle est définie par des contacts lithologiques entre deux faciès différents, entre deux coulées de lave, ou par le litage dans les roches sédimentaires.

POLARITÉ

Les critères de polarité que nous avons utilisés sont les suivants: coussins; différenciation magmatique dans les sills gabbroïques, marquée par le changement graduel de faciès et/ou l'apparition de cristaux de quartz dans un même horizon; le granoclassement, les laminations obliques et les empreintes de charge. Les unités A, B, C et D ont des sommets vers le sud. Les roches sédimentaires de l'unité E qui les surmontent ont des polarités changeantes. Dans tout le secteur au nord du lac Inconnu et au lac Colette, le sommet est vers le sud. Au sud du lac Inconnu, le sommet est vers le nord, avec des affleurements locaux à sommet est vers le sud. Au sud du lac Colette, la direction du sommet est indéterminée. Les roches différenciées de l'unité F forment deux horizons dans le secteur du lac Colette. Celui situé au nord présente sans ambiguïté un sommet vers le sud. Celui situé plus au sud est identique à celui du nord mais son sommet est indéterminé et nous ne

savons pas s'il constitue un sillon indépendant de celui plus au nord, ou s'il s'agit du même filon répété par plissement. Dans la partie sud de la carte, les unités 1 à 4 ont un sommet vers le nord. Quelques affleurements de l'unité 4 ont un sommet vers le sud et indiquent l'existence de plis locaux (voir carte). L'unité 5, formée de pyroclastites dacitiques, repose en concordance sur l'unité 4 et il est probable, malgré l'absence de critères de polarité valables, que le sommet de cette séquence est situé au nord des derniers affleurements de tuf à cristaux de plagioclase, c'est-à-dire au nord de la route 113 et de l'extrémité méridionale du lac Inconnu.

PLIS ET FOLIATION

Les données précédentes suggèrent l'existence d'un mégasynclinal orienté nord-ouest à est-ouest. Les unités A à D et au moins une partie des unités E et F constituent le flanc nord du mégasynclinal, tandis que les unités 1 à 5, séparées des précédentes par la faille Kapunapotagen, constituent le flanc sud. Si nous retenons l'hypothèse selon laquelle les deux bandes de l'unité F constituent un même filon, répété par plissement, la trace du plan axial de ce mégasynclinal se situerait au nord du lac Colette, entre ces deux bandes de l'unité F. Elle serait donc orientée nord-ouest (figure 18b). Sur la rive sud-est du lac Inconnu, nous avons vu précédemment que les sommets étaient généralement vers le nord, à l'exception de certains vers le sud. Ce secteur pourrait donc constituer la zone de charnière du mégasynclinal et, dans ce cas, la trace du plan axial serait au nord de la faille Kapunapotagen (figure 18a). Il est possible, également, que ce secteur représente non pas une zone de charnière d'un mégasynclinal mais une zone de plis d'entraînement sur le flanc nord d'un mégasynclinal. Quelle que soit l'hypo-

thèse retenue, le mégasynclinal constitue la structure majeure de la région. Il est associé à une foliation régionale qui affecte la majorité des roches de ce secteur. La foliation est orientée nord-ouest dans la partie ouest de la carte à est-nord-est sur sa bordure est. Son pendage est compris entre 75° et 90° ; son inclinaison, vers le sud ou le nord, est généralement subparallèle au litage S_0 et au plan axial des plis de la région. Dans les laves et les gabbros, cette foliation s'exprime par une schistosité de flux caractérisée par une nette orientation minéralogique et par l'aplatissement des cousins parallèlement au plan de foliation. Localement, elle se traduit par un clivage de fracture irrégulier. Dans les pyroclastites felsiques et les roches sédimentaires, elle s'exprime principalement par une schistosité de flux ou plus rarement par un clivage ardoisier.

Des plis en S ou en Z, d'amplitude décimétrique à plurimétrique et à plongement subvertical, ont été observés sur les flancs de cette mégastucture, dans les roches sédimentaires des unités 4 et E. Leur litage (S_0) est recoupé par une schistosité très pénétrative, parallèle à leur plan axial et subparallèle à la foliation régionale. Ces plis, peu nombreux, sont isoclinaux et leurs plans axiaux sont subparallèles ou faiblement obliques à la structure générale.

D'autres plis, d'un style différent, affectent les basaltes massifs ou coussinés du plateau volcanique (partie nord-est de la carte, unité A) et déforment ces derniers. Ces plis (figure 17) sont d'amplitude décimétrique à plurimétrique, avec un plongement subvertical. Ils déforment le litage S_0 et une foliation précoce subparallèle à S_0 . Leur plan axial est orienté $N60^\circ$ à $N65^\circ$ et ils sont localement associés à un clivage à pendage subver-

tical, parallèle au plan axial. Cette foliation tardive (le clivage) a été également observée dans plusieurs autres localités (au sud du lac Inconnu, à l'ouest du lac Branssat et à l'extrémité sud du canton de Kreighoff). Son orientation, qui varie de nord-est à nord-ouest, se traduit par un clivage de crénulation. Cette dernière phase de déformation est surtout exprimée dans l'environnement des intrusions plutoniques acides et serait liée à leur mise en place. Des déformations du même type sont également observées à proximité des failles majeures.

Notons enfin que la phase précoce de plissement P_0 , décrite par Charbonneau (1981a et b) dans les cantons de Daubrée et de Dolomieu à l'est de notre carte, n'a pas été observée sur notre terrain.

En résumé, nous avons observé au moins deux phases de plissement. La première (P_1), associée à la foliation régionale S_1 , serait responsable de la mégastucture synclinale et des plis d'entraînement en Z et en S, à plongement subverticale, observés sur ses flancs. Elle constitue la phase tectonique majeure. La seconde phase (P_2), associée à la foliation S_2 développée localement, engendre des plis complexes, décimétriques à métriques, dans l'environnement des intrusions plutoniques acides.

FRACTURES ET FAILLES

De nombreuses fractures (joints et diaclases) et des microfailles ont été observées. Elles sont de directions variées et leur pendage, dans la plupart des cas, est très abrupt. Les microfailles sont dextres ou senestres, avec rejets d'amplitude centimétrique à métrique. Dans quelques cas, elles se répètent parallèlement les unes aux autres en cumulant leur rejet.

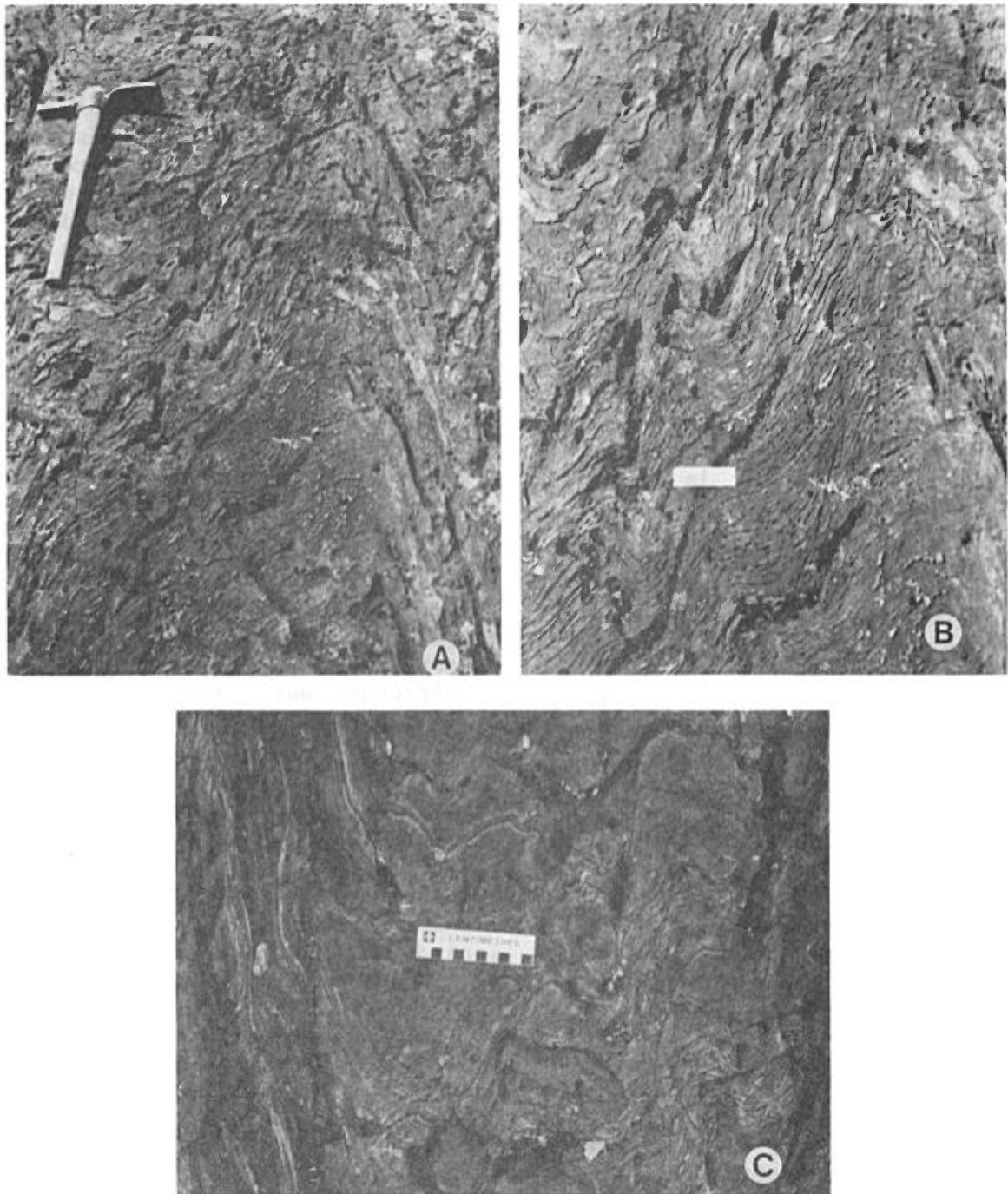


FIGURE 17 - Plis tardifs observés dans les basaltes cornéifiés du nord-est de la carte (unité A).

A,B - Le litage S_0 et la foliation S_1 sont replissées.

C - Coussins aplatissés et allongés parallèlement à la foliation régionale S_1 (de gauche à droite), le tout affecté de plis tardifs (traces de surfaces axiales de haut en bas de la photographie).

Les failles majeures se situent, sauf exception, dans des aires marécageuses dépourvues d'affleurement. De rares miroirs de faille ou quelques zones mylonitisées marquent leur présence. Elles sont généralement individualisées par photo-interprétation ou coïncident à l'emplacement de contacts anormaux. De cette manière, trois générations de failles ont été cartographiées:

- La première génération serait constituée par d'anciennes failles directionnelles, subparallèles au litage et observées localement;
- La deuxième génération serait sub-contemporaine de la phase tectonique majeure de l'orogénèse kénoréenne. Elle est représentée par la faille Kapunapotagen, déjà mise en évidence à l'est par Charbonneau (1981a, 1981b). Cette faille se prolonge sur notre terrain, au sud du lac Inconnu, où elle est orientée de nord-ouest à est-ouest. Elle affecte le flanc sud du mégasynclinal et son existence est basée sur le contraste lithostratigraphique entre les flancs sud et nord. Les relations structurales de part et d'autre de la faille sont schématisées sur la figure 18. Une autre faille de ce type, mais de moindre importance, est située au nord du lac Inconnu. Elle sépare, à l'ouest, les rythmites (Et) des laves et gabbros des unités C et D, et sépare, à l'est, les conglomérats (Ec) et les rythmites (Et) de l'unité E. Elle se poursuit à l'est dans les cantons de Daine, Guettard et Lamarck (Charbonneau et al., en préparation). Elle est marquée sur notre terrain par une bande de lave rubanée et mylonitisée dans la bordure sud de l'unité C et elle explique la disparition soudaine vers l'ouest de la bande de conglomérat (Ec). A l'ouest de notre région, Sharma & Lauzière (1982) postulent une faille orientée

ouest-nord-ouest qui séparerait les pyroclastites (unité 2) et les gabbros (unité 3). D'après eux, il s'agit d'une faille majeure mettant en contact deux domaines à géométries nettement différentes. Nos observations de terrain, de même que nos données pétrographiques et géochimiques, montrent qu'il existe une continuité normale entre les pyroclastites et les rhyodacites de l'unité 2, les sédiments de l'unité 4, puis les pyroclastites de l'unité 5. Quant au sill de l'unité 3, il est intrusif dans l'unité 2. Aucune de nos données ne permet de prolonger cette faille dans la partie sud de la région.

- La troisième génération serait postérieure à l'orogénèse kénoréenne. Elle est caractérisée par un réseau de failles orientées nord-est (voir carte) et des rejets dextres ou senestres. Ces failles, localement observables, sont mises en évidence par les miroirs de faille. Elles sont facilement repérables sur photo aériennes aux échelles 1:20 000 et 1:40 000.

ZONES DE CISAILLEMENT

Elles sont fréquentes et généralement concordantes au litage. Leur extension est variable et leur largeur varie du décimètre à plusieurs dizaines de mètres. Nous avons décrit, lors de l'étude pétrographique, un important cisaillement (unité D) marqué par un horizon de gabbro protomylonitique (figures 7 et 8). De tels cisaillements résultent d'un processus de déformation ductile en climat épimétamorphique (Ramsay, 1980; White et al., 1980).

CORRÉLATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES AVEC LES FORMATIONS DE LA RÉGION DE CHAPPAIS-CHIBOUGAMAU

Jusqu'à présent, nous avons raisonné sans nous préoccuper des cor-

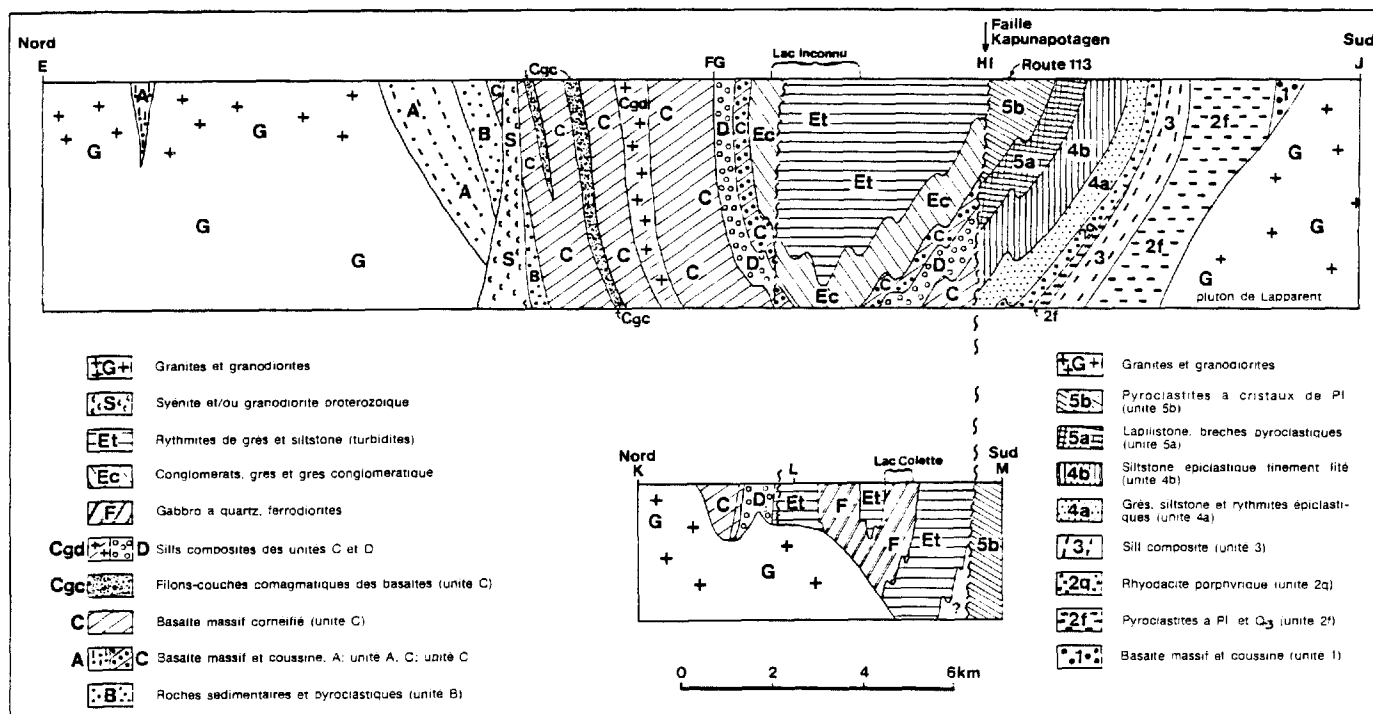


FIGURE 18 - Interprétation de la région du lac Inconnu. La coupe E-J montre les relations lithostratigraphiques et structurales des unités cartographiées; la coupe K-M, illustre l'hypothèse de la présence de l'axe du mégasyndinal au nord du lac Colette. Les deux coupes montrent l'importance de la faille Kapunapotagen.

rérelations éventuelles de nos unités avec la lithostratigraphie définie dans la région Chibougamau-Chapais par Cimon et al. (cité dans Allard et al., 1979) et Charbonneau (1981 a et b). Or, il est nécessaire, au stade de cette étude, d'essayer de résoudre ce problème. Celui-ci est complexe et délicat car il est clair que plusieurs édifices volcaniques peuvent être imbriqués. Deux horizons de même niveau stratigraphique et appartenant à deux appareils volcaniques peuvent être différents ou, inversement, deux horizons de niveaux stratigraphiques différents peuvent être identiques. En premier lieu, les études de terrain et les études pétrographiques montrent sans ambiguïté que les roches des unités 1 à 5 et A à D appartiennent au Groupe de Roy, alors que les roches sédimentaires de l'unité E font partie du Groupe d'Opémisca.

Au nord de la faille Kapunapotagen, les basaltes tholéiitiques des unités A et C peuvent correspondre soit à la Formation d'Obatogamau, soit à la Formation de Gilman. L'Obatogamau se caractérise par la présence de nombreux phénocristaux intratelluriques de feldspath (0 à 20% d'une coulée à l'autre) et l'absence de sill gabbroïque bien différencié; à l'inverse les phénocristaux sont rares dans le Gilman et les sills différenciés peuvent être nombreux. Or, les phénocristaux sont inexistants dans l'unité C et présents dans quelques localités de l'unité A. Quant aux filons-couches bien différenciés, ils sont absents dans l'unité A et nombreux dans l'unité C (notés Cgd et unité D). Nous sommes donc tentés de corréler l'unité A avec la Formation d'Obatogamau et l'unité C avec la Formation de Gilman. L'unité B de roches

sédimentaires et pyroclastiques correspondrait alors à la Formation de Waconichi. Quant au sill différencié de l'unité D, il pourrait avoir une origine magmatique similaire au complexe de Cummings. Les conglomérats (Ec) et les rythmites de grès-siltstone (turbidites: Et) de l'unité E peuvent se corréler sans ambiguïté aux Formations de La Trêve et de Daubrée du Groupe d'Opémisca observées à l'est dans les cantons de Saussure, La Ribourde et Daine par Charbonneau et al. (en préparation). Quant à la nature du contact entre les roches sédimentaires de l'unité E et les basaltes sous-jacents de l'unité C, Gilbert (1955) écrit: "Nous sommes d'avis ... que les formations sédimentaires des régions de Branssat, Daine et du lac Capisisit ne représentent qu'une seule et même série en concordance tectonique avec les roches volcaniques sous-jacentes et plissées avec elles en un large synclinorium."

Beach (1941), repris par Dubé (1981 b) et par Charbonneau et al. (1982), a mentionné l'existence d'une discordance angulaire, à l'est de notre région, entre les deux séries et il a noté la présence d'un conglomérat à galets de granitoïde à la base de la série sédimentaire. Or, le prolongement de cette bande de conglomérat (Ec) affleure sur la rive nord du lac Inconnu, où elle forme la base de l'unité E. Nous avons vu précédemment que cette bande est tronquée à l'ouest par une faille et que cette dernière constitue le contact entre les unités E et C dans la partie ouest de notre carte. Quant à la nature du contact entre le conglomérat (Ec) et les basaltes sous-jacents, il n'a pas été observé, mais les données structurales suggèrent, malgré la faiblesse du nombre d'affleurement,

un contact concordant à subconcordant. Par contre, il y a une importante lacune stratigraphique à ce niveau: il manquerait l'ensemble de la Formation de Blondeau. Il existerait donc bien une discordance entre les unités E et C et il s'agirait d'une discordance d'érosion.

Au sud de la faille Kapunapotagen, les unités 1 à 5 font partie du Groupe de Roy. L'unité 5 sommitale présente les mêmes caractéristiques que l'unité 5a de Charbonneau (1981 a et b), unité maintenant appelée Formation de Scorpio (Charbonneau et al., en préparation). L'unité 4 sous-jacente présente quelques analogies avec certaines roches sédimentaires de l'unité E, mais son contenu local d'argilite graphitique et sa position stratigraphique nous amène à la corréler à l'unité 5b de Charbonneau (1981a et b), attribuée à la Formation de Blondeau. Les volcanites felsiques de l'unité 2 ressemblent aux volcanites de la Formation de Waconichi observées dans l'environnement de la mine Lemoine, à Chibougamau, mais l'absence de basaltes du type de ceux observés dans la Formation de Gilman entre ces volcanites et l'unité 4 leur confère la même position stratigraphique que la Formation de Blondeau. Quant aux basaltes de l'unité 1, dépourvus de porphyre de feldspath et associés des filons-couches gabbroïques différenciés, ils pourraient se corréler à la Formation de Gilman pour les mêmes raisons que ceux de l'unité C. Enfin le filon-couche gabbroïque de l'unité D pourrait également avoir une origine magmatique similaire au Complexe de Cummings. L'hypothèse de corrélation retenue entre nos unités et la lithostratigraphie de la région Chapais - Chibougamau est schématisée au tableau 8.

TABLEAU 8 - Corrélations lithostratigraphiques entre les unités cartographiées et les formations de la région de Chibougamau-Chapais.

Secteur au nord de la faille Kapunapotagen (ce rapport)	Secteur au sud de la faille Kapunapotagen (ce rapport)	Chibougamau-Chapais (Charbonneau et al.)*	
Unités	Unités	Formations	Groupes
Et + F -----		Daubrée	Opémisca
Ec -----		La Trêve (N)	
	5 -----	Scorpio (N)	Roy
	4 } -----	Blondeau	
	3 } -----		
	2 } -----		
C -----	1 -----	Gilman	
B		Waconichi	
A		Obatogamau	

* En préparation N - Nouvelles formations

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les roches cartographiées forment les deux flancs fortement redressés d'un vaste synclinorium faillé orienté nord-ouest à est-ouest et constituent une portion de la ceinture de roches vertes de Matagami-Chibougamau.

Le flanc nord est constitué d'une épaisse séquence de basaltes et de métadolérites comagmatiques tholéitiques à olivine ou à quartz normatif (unités A et C), comprenant un horizon volcanosédimentaire (unité B) et recoupées de plusieurs sills gabbro-dioritiques différenciés (notés Cgd et unité D). Cette série est recouverte par une importante séquence de conglomérats, de grès et de rythmites épivolcanoclastiques, dont le contact avec la série volcanique serait marqué par une discordance à l'est et une faille à l'ouest.

Le flanc sud est composé, à la base, d'une séquence de basaltes et de métadolérites tholéitiques, recoupés par le pluton de Lapparent. Ceux-ci

sont surmontés de volcanites dacitiques à rhyodacitiques, d'affinité calco-alcaline (unité 2 et 5), formant deux séquences volcaniques successives séparées par des grès et des rythmites sédimentaires épivolcanoclastiques (unité 4), dérivés des volcanites de l'unité 2. Un sill gabbroïque différencié (unité 3), de même nature que celui de l'unité D, est intrusif dans l'unité 2.

Enfin, l'ensemble des roches volcano-sédimentaires archéennes est recoupé par plusieurs massifs plutoniques de granitoïde anté à post-cinématiques par rapport à l'orogénèse kénoréenne. Elles sont également recoupées par plusieurs générations de dykes de dolérite d'âge protérozoïque. Les coupes géologiques de la figure 18 montrent les relations lithostratigraphiques et structurales entre les unités. En particulier, la coupe "E-F-G-H-I-J" souligne l'importance de la faille Kapunapotagen. La coupe "K-L-M" est une interprétation possible de la géologie dans la région du lac Colette, dans le cas où nous supposons que les

deux bandes de gabbro de l'unité F forment un même sill répété par plissement.

L'étude géochimique montre que les basaltes et les métadolérites des unités 1, A et C résultent de l'évolution par cristallisation fractionnée d'un magma initial tholéiitique saturé à olivine normative. Les sills gabbroïques différenciés des unités 3 et D auraient la même origine, mais leur cristallisation fractionnée est accompagnée de processus accumulatifs. Quant aux roches intrusives de l'unité F, elles diffèrent de celles des unités 3 et D et se rapprochent davantage par leur pétrographie et leur géochimie des

gabbros-diorites observés dans un sill différencié, intrusif dans les turbidites, des cantons de Saussure et La Ribourde. Enfin les volcanites felsiques sont de nature calco-alcaline et paraissent avoir une origine magmatique différente. Une importante discontinuité chimique les sépare du groupe des volcanites mafiques. On note donc, comme dans la région de Chapais-Chibougamau, l'évolution d'un magmatisme basique tholéiitique vers un magmatisme intermédiaire à acide calco-alcalin, ce qui est une règle générale d'évolution en Abitibi. Dans le détail, l'évolution est plus complexe; Goodwin (1982), Capdevilla et al. (1982) et Picard (1983 et en préparation) montrent qu'elle est polycyclique et polyphasée.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

SYNTHÈSE DES TRAVAUX STATUTAIRES ET INDICES OBSERVÉS SUR LE TERRAIN

Depuis la fin des années 1950, le secteur cartographié a fait l'objet de plusieurs travaux d'exploration (jalonnement, reconnaissances géologiques, levés géophysiques, sondages et géochimie de sol) effectués, pour la plupart, au nord-est du lac Renault, au nord du lac Inconnu, au nord du lac Colette et au nord-est du lac Huguette. Les résultats de ces travaux sont compilés au tableau 9. Quant aux indices minéralisés rencontrés au cours de la campagne de terrain, ils sont localisés sur la carte géologique par un numéro, et décrits au tableau 10. La pyrite et la pyrrhotine sont omniprésentes et à faible teneur dans la majorité des roches. Localement, elles forment de minces horizons massifs stratiformes et

sont à l'origine des conducteurs électriques et de certaines anomalies magnétiques. De telles concentrations sont fréquemment associées à des shales graphiteux et ne présentent pas d'intérêt économique. Le cuivre et le zinc, présents dans les roches sous forme de chalcopyrrite et de sphalérite, sont toujours en quantités très faibles à l'exception de quelques indices. Ainsi, dans le sondage W-132 (Coda, 1970g), le zinc atteint 3% et le cuivre 4%, dans un horizon de 30 centimètres d'épaisseur. Malheureusement cet horizon n'a pas été retrouvé dans les sondages voisins W-138 et W-142. Dans un autre site, situé dans les schistes chloriteux de l'unité E, l'analyse a révélé la présence de 0,21% de zinc et de 0,22% de cuivre. Quant aux teneurs en chrome, nickel, or et argent, elles sont partout très faibles et aucun indice digne d'intérêt n'a été signalé.

TABLEAU 9 - Travaux d'exploration effectués sur le terrain cartographié.

Canton	unité (ce rapport)	numéro de référence sur la carte géologique	Localisation	Références		Travaux géophysiques		Sondages	Géométrie de sol	Minéralisations	Roche encaissante	Observations
				société	auteur (année)	aéroporté	au sol					
B R A N S A S T	B	① ②-③-④ ⑤-⑥ ⑦-⑧-⑨-⑩ ⑪-⑫	nord du lac Huguerette	- Copper Rand Oribougeau mines Ltd. - Hudson Bay Exploration and Develop- ment Company - UHEX - Fiche de gîte 32G/13-1	Asbury (1960) Ward (1960) Assad (1961) HSD-KHM-PHA (1967) Coda (1970f) Lessard (1977a) Méthieu (1966a)	X	X I conduc- teur nord ◇	H1-H2-H3- H4-H5-H6 H1-H2-H3- H4-H5-H6	X	- Py+Po disséminée avec des teneurs locales (horizons) atteignant 40% - accessoirement Cp (0 à 1%) et Sp dans une gangue à Qtz, Gp et Ca - présence d'une anomalie géochimique au sol en zinc (de 20 à 100 ppm)	roches sé- dimentaires ou pyroclasti- ques	gisement stratiforme d'origine exhalative
		⑬-⑭ ⑮-⑯ ⑰-⑱ ⑲-⑳	nord du lac Inconnu	- American Me- tal Company - UHEX - Fiche de gîte 32G/13-3	Rutledge (1957 a et b) Méthieu (1966c) Coda (1970 a-o) Lessard (1977c)	X	X	055.1-056.2 056.4-056.5 056.6-056.7 057.8-057.9		- Py+Po disséminées + traces de Cp avec dans les sonda- ges 056.4, plusieurs hori- zons de sulfures massifs (Py+Po+traces de Cp+So) dont les teneurs maximales sont 0,07% Cu + 0,37% Zn/m	basaltes gabbros et horizons de roches sédimen- taires.	gisement stratiforme d'origine exhalative
Bransat Davoet	Et	⑳	Rive nord- ouest et sud-ouest du lac Colette	- UHEX - UHEX	Coda (1970c) Eakins (1967)	X	X	4101		traces de Sp	schistes gabbroïques	
K R E I G H O E S T	Et	㉑ ㉒-㉓ ㉔	sud-ouest du lac Inconnu	- UHEX Abundant Mine- rais Mining Corporation	Codal (1970e) Essos (1970c) Coda (1970d) Essos (1970b) Le Docte (1970b) Spiegel (1957) Dumont (1957a-o) Vansemme (1970)	X	X	4110 485-485 465		- Py+Po disséminées avec loca- lement de minces horizons contenant des nodules de Py et Po (jusqu'à 15% de la roche) - Py et Po dans shear zones correspondant à des conducteurs	roches sé- dimentaires schistes chloritiques et gabbroïques	
		㉕ ㉖	sud-est du lac Inconnu	- UHEX	Essos (1970a) Le Docte (1970a) Le Docte et al (1970) Le Docte (1970d)	X	X	466 418		- Py+Po disséminées avec localement des nodules (jusqu'à 20%)	roches sédi- mentaires schistes chloritiques et gabbroïques	
K R E I G H O E S T	4a	㉗ ㉘		- Noranda Ex- ploration Company - UHEX	Roy (1981) Drouin (1981a) Le Docte et al (1970) Le Docte (1970e)	X	X	K80-81-1 42		- Py+Po disséminées (1 à 5%) atteignant localement 10 à 15%+traces de Cp et Sp - Le sondage K80-81.1: un ho- rizon à 30 m de profondeur avec 30% Py + 5 à 10% Po + traces de So.	roches sédi- mentaires et schistes chloritiques	
		2f	angle SE de la carte	- UHEX	Le Docte et al (1970) Le Docte (1970c)	X	X	41		- Py+Po (0 à 5%) disséminées + traces de Cp	pyroclastites felsiques et sédiments	
	2f	angle SE de la carte - non localisé exactement	- Noranda Ex- ploration Company	Drouin (1981b)				K79-81.1 K79-81.2 K79-81.3 K79-81.4		- Mt (1-10%)+Py (0-5%) - Py+Po disséminées (0-7%) +traces Sp - Mt (30%)+traces Po+Py; localement 15% - Py+Po (localement)	pyroclastites à cristaux de Qtz bleu et Pl Sédiments gabbroïques- shales	
	2f	㉙-㉚-㉛	angle SW de la carte	- Ventures Limited	Morris (1980)			DDR1 DDR2 DDR3		- Py+Po (3 à 10%)+traces de Cp avec un horizon (sonda- ge DDR2) avec 0,34% Cu + 0,48% Zn sur 1 m d'épais- seur	roches sédi- mentaires épiclasti- ques et pyro- clastites felsiques	
	2s	㉜-㉝ ㉞		- UHEX	Coda (1970g) Essos (1970d)	X	X	4132-4138 4142		- Py+Po+traces Co et Sp - sondage 4132 - horizon de 30 cm de sulfure massif avec Py+Po: 60%, 3% Zn, 4% Cu	sédiments gabbroïques	

TABLEAU 10 - Indices minéralisés observés sur le terrain et géochimie des éléments économiques.

Unité	Numéro de référence sur la carte	Localisation	Roche encaissante	Minéralisation	Géochimie des éléments économiques						
					Fet %	Zn ppm	Cu ppm	Cr ppm	Ni ppm	Au g/t	Ag g/t
A	1	Sud de la rivière La Treve - Est du ruisseau Branssat	basalte cornéifié à grenat à proximité du pluton de granité à microcline	zone minéralisée de 10 mètres d'épaisseur - Py + traces de Sp associées à Fu.	4,53	160	65	3	9	<0,5	<0,5
A	2	Sud de la rivière La Trêve	basalte schisteux et chloriteux	horizon de 2 à 3 m, minéralisé en Py+Po+traces de Mt+Cp							
B	3	Nord-est du lac Huguette	roche sédimentaire: grès fin, siltstone et argilite	horizon stratiforme de 40 cm minéralisé en Py+Po disséminées	11,8	78	210	140	91	<0,5	<0,5
C	4	Sud-est du lac Huguette Limite est de la carte	basalte à coussins de 30x15 cm à 40x20 cm, à coeur bréchifié et épidotisé.	Py+Po (1 à 2%)+traces de Mt dans un plan de fracture orienté N155°							
D	5	Nord du lac Huguette	gabbro ou basalte cornéifié à proximité du pluton granitique et du sillon de l'unité D - présence de nombreuses fractures orientées N340° à N110°	Py+Po disséminées+traces de Cp dans une gangue de Qz-Ca et Pl. Dépôt stratiforme exhalatif déjà décrit dans Lessard (1977b) et Mathieu (1966a)	8,24	320	80	410	63	<0,5	<0,5
D	6	Sud du lac Branssat	gabbro protomylonitique: "shear zone"	Py (5 à 10%)+Cp dans une veine de Qz épaisse de 30 cm et dans le gabbro encaissant	11,10	90	53	<0,3	<0,3	<0,5	<0,5
D	7	Ouest du lac Branssat	pyroxénite mylonitisée très fortement chloritisée (40% Cl + 60% Px)	Py + traces de Cp localement abondantes.							
Et	8	Sud-est du lac Inconnu	grès fin feldspathique à quartz; siltstone et argilite	Py (2 à 3%)+traces de Cp dans un horizon de schiste	7,28	0,21%	250	0,22%	580	<0,5	<0,5
4a	9	Sud du lac Inconnu Bord de la route 113	grès fin feldspathique à quartz; siltstone et argilite; fortement schisteux avec clivage ardoisier	Py+Po+traces de Cp dans les plans de clivage (1) et dans une veine de quartz (2)	(1) 4,71 (2) 0,50	90 13	53 140	78 3	56 3	<0,5 <0,5	<0,5 <0,5
2q	10	Ligne Hydro-Québec Sud-est de la carte	rhyodacite porphyrique à Pl et Qz bleu, hématisée, recoupée par une veine de Qz	Py+ fines aiguilles de tourmaline disséminées dans des veines de Qz	0,99	38	2	3	6	<0,5	<0,5
2f	11	Sud-est du canton de Kreighoff	tuf et/ou sédiments épicaustiques à cristaux de Pl et Qz bleu	Mt disséminée	3,94	60	20	13	13	<0,5	<0,5
1	12	Sud du canton de Kreighoff	enclave de basalte massif hectométrique dans le pluton de Lapparent	horizons de quelques décimètres minéralisés en Py+Po+traces de Cp	23,70	220	480	20	64	<0,5	<0,5
	13	Nord-est du lac Veto: canton de Branssat	dyke de dolérite à grain fin, d'âge protérozoïque, intrusif dans le pluton granitique	Mt (2 à 3%) disséminée + Py (1%)			75	78			

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Il faut souligner la présence d'un contexte géologique favorable aux minéralisations dans le quart sud-est du canton de Kreighoff. Celui-ci est formé, sur le flanc sud du mégasynclinal, d'une série de pyroclastites felsiques à cristaux de plagioclase et de quartz bleu (unité 2f) surmontées d'une séquence de rhyodacites porphyriques à plagioclase et quartz bleu (unité 2q). Or, ces roches ressemblent aux tufs à cristaux de plagioclase et de quartz de l'environnement de la mine Lemoine à Chibougamau. D'autre part,

elles sont recoupées par un sill de gabbro différencié (unité 3) et recouvertes en concordance par des roches sédimentaires épivolcanoclastiques (unité 4) au sein desquelles nous avons noté plusieurs indices minéralisés. Ces roches, et plus spécialement les contacts entre les volcanites felsiques et les roches mafiques ou les roches sédimentaires, constituent des cibles intéressantes pour la prospection. Les roches sédimentaires de l'unité B paraissent également être dignes d'intérêt puisque plusieurs indices de cuivre et de zinc y ont été observés, au nord du lac Huguette.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(L'astérisque à la suite d'un millésime signale l'existence d'une traduction en anglais ou en français).

ALLARD, G.O. - CATY, J.L. - CHOWN, E.H. - CIMON, J. - GOBEIL, A. - BAKER, D., 1979 - **Stratigraphie et métallogénie de la région de Chibougamau**. Association minéralogique du Canada; Congrès de Québec (Université Laval), livret-guide de l'excursion B1; 94 pages.

BARD, J.P., 1980 - **Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques**. Édition Masson; 192 pages.

BEACH, H.H., 1940a - **Michwacho Lake, Abitibi territory, Québec**. Commission géologique du Canada; paper 40-3 (carte préliminaire).

1940b - **Mechamego Lake, Abitibi territory, Québec**. Commission géologique du Canada; paper 40-4 (carte préliminaire).

1941 - **Mechamego Lake**. Ministère des Mines et des Ressources, Canada; carte 623-A.

CAPDEVILLA, R. - GOODWIN, A.M. - UJIKE,

O. - GORTON, M.P., 1982 - **Trace element geochemistry of Archean volcanic rocks and crystal growth in southwestern Abitibi Belt, Canada**. *Geology*; volume 10, pages 418 à 422.

CHARBONNEAU, J.M., 1981a - **Cantons de Dolomieu (½ E) et de Daubrée (½ SW)**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP-844; 27 pages.

1981b - **Géologie du quart sud-ouest du feuillet du lac Lamarck et Géologie du quart sud-est du feuillet du lac Inconnu**. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée (2 feuillets), DP-853.

CHARBONNEAU, J.M. - DUBÉ, C. - FRANCONI, A., 1982 - **Lithostratigraphie et déformations dans la bande volcano-sédimentaire de Matagami-Chibougamau, Québec; secteur à l'ouest de Chapais**. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Montréal, 84^e congrès annuel, présentation n° 177; 17 pages.

CHARBONNEAU, J.M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L., 1983 - **Géologie des unités stratigraphiques affleurant dans les cantons de Daubrée, Dolomieu, Sausure et La Ribourde, Abitibi-Est.** IN Rapport d'étape des travaux en cours à la division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 1 à 68.

CHARBONNEAU, J.M. - PICARD, C. - DUPUIS-HÉBERT, L., en préparation. **Synthèse géologique, projet Chapais-Branssat.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final.

CHARTRAND, F., 1982 - **Géologie de la région du lac Thomelet.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP 82-13.

_____ 1984 - **Géologie de la région du lac Thomelet.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-09.

CIMON, J., 1977 - **Quart sud-est du canton de Queylus.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; rapport préliminaire, DPV-448; 33 pages.

DOUGLAS, J.W. - TREMBLAY, L.-P., 1972 - **Géologie et ressources minérales du Canada.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Canada; parties A, B et C.

DUBÉ, C., 1981a - **Géologie de la demi est du canton de Lamarck, Abitibi-Est.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DPV-811.

_____ 1981b - **Région de lac Lamarck - baie Dussault.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-848.

_____ 1983 - **Géologie des cantons de Lamarck et de Guettard.** IN Rapport d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 133 à 161.

DUQUETTE, G., 1970 - **Stratigraphie de l'Archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-8; 17 pages et 1 carte.

FISHER, R.V., 1961 - **Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks.** Bulletin of the Geological Society of America; volume 72, pages 1409-1414.

_____ 1966 - **Rocks composed of volcanic fragments and their classification.** Earth Sciences Review; volume 1, pages 287 à 298.

FRANCONI, A., 1983 - **Le Groupe d'Opémisca dans le secteur du lac Landing, cantons de Daubrée et de Dolomieu.** IN Rapports d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 69-92.

GILBERT, J.-E., 1949* - **Preliminary report on the Lac La Trêve area, Abitibi-East county.** Ministère des Mines, Québec, PR-230; 7 pages.

_____ 1955* - **Région de Branssat-Daine, comté d'Abitibi-Est.** Ministère des Mines, Québec; RG-64.

GOODWIN, A.M., 1982 - **Archean volcanoes in southwestern Abitibi Belt, Ontario and Québec: form, composition, and development.** Journal canadien des Sciences de la Terre, volume 19, numéro 6, pages 1140-1155.

GOODWIN, A.M. - RIDLER, R.H., 1970 - **The Abitibi orogenic belt.** IN Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield (A.J. Baer, éditeur). Commission géologique du Canada; paper 70-40, pages 1 à 30.

HÉBERT, Y., 1981 - **Géologie du quart nord-est de la région du lac Inconnu.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée, DP-892.

1982 - Région du lac Capisissit. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport préliminaire, DP 82-07.

1983 - Géologie de la région du lac La Trêve. IN Rapports d'étape des travaux en cours à la Division du Précambrien. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 82-01, pages 93 à 132.

HIGGINS, M.W., 1971 - Cataclastic rocks. United States Geological Survey; professional paper 687; 97 pages.

IRVINE, T.N. - BARRAGAR, W.R., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 8, numéro 5, pages 523 à 548.

JUTEAU, T., 1975 - Les ophiolites des nappes d'Autalya (Taurides occidentales, Turquie): pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique tethysienne. Sciences de la Terre; mémoire n° 32; 692 pages.

LAJOIE, J., 1979 - Facies models 15 - volcanoclastic rocks. Geosciences, Canada; volume 6, numéro 3, pages 129 à 139.

M.E.R., 1977a - Fiche de gîte. Ministère des Richesses naturelles, Québec; FG: 32 G/13-1, 4 pages.

1977b - Fiche de gîte. Ministère des Richesses naturelles, Québec; FG: 32 G/13-3, 4 pages.

MIYASHIRO, A., 1974 - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. American Journal of Sciences; numero 274, pages 321 à 355.

M.M.R.T., 1957 - Lac Inconnu, Abitibi, Québec: Carte aéromagnétique 1:63 360. Ministère des Mines et des Relevés techniques, Canada (Commission géologique du Canada); feuille 32 G/13.

NORMAN, G.W.H., 1936* - Opawica - Chibougamau map-area, Northern Québec. Commission géologique du Canada; rapport préliminaire, paper 36-6; 24 pages.

1937a* - East half Opémisca map-area, Québec. Commission géologique du Canada; paper 37-11.

1937b* - West half Waswanipi map-area, Québec. Commission géologique du Canada; paper 37-8.

1938* - West half Opémisca map-area, Abitibi territory, Québec. Commission géologique du Canada; paper 38-11.

OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., 1975 - Le puzzle ophiolitique corse: un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse de doctorat de spécialité, Nancy I; 418 pages.

OTIS, M., 1982 - Demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée; DP-924.

1983 - Géologie de la demie nord du canton de Daubrée. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; rapport final, ET 83-06.

PICARD, C., 1982 - Région du lac Inconnu. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée (2 feuillets), DP 82-11.

1983 - Le sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau dans les cantons de Daubrée et Dolomieu: un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. IN Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: état des connaissances. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; séminaire d'information 1983; DV 83-11.

(en préparation) - Le sillon de roches vertes de Matagami-

Chibougamau dans la partie occidentale du synclinal de Chapais: un bel exemple d'évolution magmatique archéenne. Thèse de doctorat de spécialité, Lyon I, France.

PYKE, D.R., 1982 - Mafic intrusive rocks IN Geology of the Timmins area - district of Cochrane. Ontario Geological Survey; report 219, pages 65 à 69.

RAMSAY, J.G., 1980 - Shear zone geometry - a review. Journal of Structural Geology; volume 2, numero 1/2, pages 83 à 99.

RETTY, J.A., NORMAN, G.W.H., 1938 - Chibougamau sheet (west half). Commission géologique du Canada; carte 398 A.

ROUBAULT, M., 1982 - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Éditions Lamarre, Poinat, Paris 6^e, France; 365 pages.

SHARMA, K.N.M. - LAUZIÈRE, K., 1982 - Région du lac Renault, partie sud - district de Chibougamau. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; carte préliminaire annotée (2 feuillets), DP 82-10.

SHAW, G., 1940 - Assinica lake, Québec. Commission géologique du Canada; paper 1940-20.

_____ 1942 - Assinica lake, Abitibi and Mistassini Territory, Québec. Commission géologique du Canada; carte 712A.

WAGER, L.R. - BROWN, G.M., 1967 - Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh and London; 588 pages.

WHITE, S.H. - BURROWS, S.E. - CARRERAS, J. - SHAW, N.D. - HUMPHREYS, F.T., 1980 - On mylonites in ductile shear zone. Journal of Structural Geology; volume 2, numero 1/2, pages 175 à 187.

WOLHUTER, L.E., 1960* - Geology of the southeast quarter of Lévy town-

ship. Ministère des Mines, Québec; PR-434; 11 pages, avec carte 1361.

_____ 1962* - Geology of the southeast quarter of Daubrée township. Ministère des Mines, Québec; PR-474; 15 pages, avec carte 1416.

_____ 1971* - Le pluton d'Opémisca; une étude pétrologique et géochimique. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-6; 116 pages.

_____ 1984 - Géologie du quart SE du canton de Daubrée et des quarts NW, SW et SE du canton de Lévy, Abitibi, Québec / Geology of SE quarter of Daubrée township and NW, SW and SE quarters of Lévy township. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 84-05. Ce rapport consiste en une version éditée et bilingue du texte final rédigé par l'auteur en 1970, mais sans la carte définitive; celle-ci est remplacée par les cartes préliminaires de l'auteur (SE et NW Lévy; SE Daubrée) et d'Archibald (SW Lévy).

YODER, M.S. - TILLEY, L.E., 1962 - Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology; volume 3, pages 342 à 532.

TRAVAUX STATUTAIRES

ASSAD, R., 1961 - Branssat township: base metal prospect. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-11214, Copper Rand Chibougamau Mines; 4 pages.

ASBURY, A.W., 1960 - Diamond drill logs H1, H2, H3, H4, H5. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-10480B, Copper Rand Chibougamau Mines; 7 pages.

CODA, R., 1970a - Rapport de travaux sur la propriété. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25834, UMEX; 5 pages.

_____ 1970b - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25835, UMEX; 17 pages.

_____ 1970c - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25836, UMEX; 11 pages.

_____ 1970d - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25857, UMEX; 8 pages.

_____ 1970e - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25940, UMEX; 8 pages.

_____ 1970f - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26089, UMEX; 2 pages.

_____ 1970g - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26422, UMEX; 8 pages.

DROUIN, M., 1981a - **Diamond drill log K 80.81.1.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-37601, Noranda Exploration Compagny; 11 pages.

_____ 1981b - **Diamond drill logs K 79.81.1, K 79.81.2, K 79.81.3, K 79.81.4.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-37823, Noranda Exploration Company; 24 pages.

DUMONT, P.E., 1957a - **Mining report on Kreighoff township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-5205A, Abundant Minerals Mining Corporation; 5 pages.

_____ 1957b - **Magnetometer survey on Kreighoff township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-5499, Abundant Minerals Mining Corporation; 4 pages.

EAKINS, P.R., 1957 - **Report on exploration work carried out on the Colette claim group, Inconnu Lake area, Abitibi, Québec.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-5596, Malartic Gold Fields; 5 pages.

ESSOPS, S., 1970a - **Description sondage W56.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25517, UMEX; 8 pages.

_____ 1970b - **Description sondages W86, W95.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25558, UMEX; 8 pages.

_____ 1970c - **Description sondages W110.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25941, UMEX; 5 pages.

_____ 1970d - **Description sondages W132, W138, W142.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-26423, UMEX; 14 pages.

HSO-KHAN-PHA, 1967 - **Diamond drill logs H1-H2-H3-H4-H5-H6.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-20387, Hudson Bay Exploration and Development; 16 pages.

LE DOCTE, J., 1970a - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25518, UMEX; 8 pages.

_____ 1970b - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25520, UMEX; 17 pages.

_____ 1970c - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25528, UMEX; 12 pages.

_____ 1970d - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25529, UMEX; 6 pages.

1970e - **Rapport de travaux sur la propriété.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25530, UMEX; 8 pages.

LE DOCTE, J. - CODA, R. - ESSOPS, S., 1970 - **Description sondages W1, W2, W18.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25527, UMEX; 15 pages.

MORRIS, H.R., 1960 - **Diamond drill logs DDH1-DDH2-DDH3-DDH4-DDH5.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-10093, Ventures Ltd.; 21 pages.

ROY, R., 1981 - **Rapport géophysique sur Kreighoff 1.80.** Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-37600, Noranda Exploration Company; 4 pages.

RUTLEDGE, F., 1957a - **Travaux géophy-**

siques. Ministère des Mines, Québec; GM-5432A, American Metal; 2 pages.

1957a - **Diamond drill record.** Ministère des Mines, Québec; GM-5432B, American Metal; 13 pages.

SPEIDEL, J., 1957 - **Mining report on Kreighoff township.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-5205B, Abundant Minerals Mining Corporation; 6 pages.

VANDENHIRT, R., 1970 - **Description sondage W56.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-25519, UMEX; 4 pages.

WARD, J.T., 1960 - **Electromagnetic and magnetic surveys and soil sampling and diamond drilling.** Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-10480A, Copper Rand Chibougamau Mines; 33 pages.

