

RG 144

REGION DE TICHEGAMI

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
DES RICHESSES
NATURELLES
DIRECTION GÉNÉRALE
DES MINES

SERVICE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE

RÉGION
DE
TICHÉGAMI

RAPPORT GÉOLOGIQUE- 144

E. H. CHOWN

1971

R.G.-144

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
Remarques générales	1
Situation	2
Moyens d'accès	2
Travaux sur le terrain et remerciements	2
DESCRIPTION DE LA REGION	3
Ressources	3
Climat et possibilités agricoles.....	4
Physiographie et hydrographie	4
GEOLOGIE	6
Aperçu général	6
Tableau des formations	7
Gneiss quartzofeldspathique	8
Le groupe de Tichégami	9
Roche verte	10
Amphibolite metabasaltique	11
Description microscopique	14
Amphibolite méta-gabbroïque	17
Aspect microscopique	17
Amphibolite feuilletée	21
Aspect microscopique	22
Métamorphisme régressif	23
Changements minéralogiques	23
Effets texturaux	24
Amphibolite à pyroxène et hornblende brune	24
Composition chimique des amphibolites	25
Origine des amphibolites	28
Amphibolite metabasaltique	28
Amphibolite méta-gabbroïque	29
Amphibolite feuilletée.....	29
Roches métasédimentaires	30
Quartzite	30
Schiste à biotite, plagioclase et quartz	31
Schistes grenatifères	32
Formation ferrifère	32
Métamorphisme régressif	33
Amphibolites ultrabasiques	33
Origine	35
Gneiss quartzodioritique	36
Migmatite	37
Migmatite gneissique	37
Migmatite amphibolitique	39
Granite	40
Pegmatite	41
Porphyre quartzofeldspathique	41
Métamorphisme du Précambrien ancien	42
Premier métamorphisme	42
Second métamorphisme	43
Sommaire	43
Groupes de Mistassini et des Otish	43
Formation de Papaskwasati	44
Groupe des Otish	48
Buttes témoins	48
Pétrologie	49
Provenance	49
Environnement de la déposition	50
Roches intrusives basiques	51
Gabbro olivine	51
Diabase	53
Age des intrusions	53
Brèche	54

	<u>Page</u>
Métamorphisme des roches précambriennes tardives	54
Pléistocène	56
Dépôts glaciaires	56
Till	56
Crêtes drumlinoïdes	56
Dépôts fluvioglaciaires	57
Caractéristiques post-glaciaires	57
TECTONIQUE	58
Plis	58
Premiers plissements	58
Seconds plissements	59
Plissements du Précambrien supérieur	59
Failles	60
Diaclases	60
GEOLOGIE APPLIQUÉE	62
BIBLIOGRAPHIE	63

TABLEAUX

1 - Analyses modales de l'amphibolite metabasaltique	16
2 - Analyses modales de l'amphibolite métagabbroïque et de l'amphibolite feuilletée	18
3 - Analyses chimiques et normes des amphibolites dans la région de Tichégami	26
4 - Analyses chimiques des amphibolites et autres roches basiques	28
5 - Analyses modales des roches métasédimentaires	31

CARTES ET ILLUSTRATIONS

Cartes

No 1696 - Région de la Rivière Tichégami	(en pochette)
No 1697 - Région des Monts Tichégami	(en pochette)
No 1698 - Région du Lac Hippocampe	(en pochette)
No 1699 - Région de la Rivière Pépeshquasati	(en pochette)

Figure

1 - Diagrammes stéréographiques, pôles des plans de diaclases dans le gneiss et le granite	61
--	----

Planches

I Vue des monts Tichégami	5
II -A- Diaclases découpant en blocs l'amphibolite metabasaltique	
-B- Contact de coulée dans l'amphibolite metabasaltique	12
III -A- Amphibolite uniformément feuilletée	
-B- Surface ciselée de l'amphibolite clastique	19
IV - Amphibolite clastique, fragments très étirés	20
V -A- Surface altérée en bosses de l'amphibolite ultrabasique	
-B- Plissements ptygmatisés dans la migmatite amphibolitique	34
VI -A- Litage entrecroisé planaire dans la subarkose	
-B- Litage entrecroisé en festons dans la subarkose	45
VII -A- Conglomérat à cailloux de shale	
-B- Empreintes de charge (structure en flamme)	46
VIII- Affleurement de brèche	55

INTRODUCTION

Remarques générales

L'intérêt manifesté pour la formation ferrifère du groupe de Mistassini a attiré l'attention sur la stratigraphie et l'extension en surface des formations du Précambrien supérieur du centre du Québec. C'est pourquoi le ministère des Richesses naturelles du Québec a poussé son programme de mise en carte jusque dans la région de Mistassini. Ce levé sur le prolongement nord du bassin de Mistassini a été effectué au cours des saisons de 1959, 1960 et 1961 et il comprend trois superficies de 30 minutes. Une bande de roches volcaniques précambriennes jusque-là inconnue fut découverte en 1959 et cartographiée en détail au cours des années qui suivirent.

Les quatre régions (Rivière Pépeshquasati, Monts Tichégami, Rivière Tichégami et Lac Hippocampe) sont situées au nord de l'extrémité nord-est du lac Mistassini. Une bonne partie des secteurs sud et est envoie ses eaux vers le sud dans le lac Mistassini. Les parties nord et ouest se drainent dans la rivière Tichégami, tributaire de l'Eastmain. L'altitude de la région varie de 1,200 à 3,000 pieds.

Les roches sont toutes d'âge précambrien et sont divisées entre roches anciennes et récentes par une discordance. Le Précambrien ancien comprend des roches volcaniques et sédimentaires métamorphisées à des degrés variables, des intrusions granitiques (comprenant des migmatites en dedans des séries litées plus anciennes) et des intrusions porphyriques.

Le Précambrien récent comprend les groupes de Mistassini et des Otish et un complexe de dykes basiques. Le Précambrien ancien est étroitement plissé le long d'axes orientés vers l'est, alors que le Précambrien récent est en plis plus ouverts le long d'axes à direction nord-est. Il n'y a pas de failles régionales dans la région.

Ce territoire est favorable à l'exploration minérale à cause de la tectonique et des types de roche. On trouve partout de petites quantités de pyrite dans presque toutes les unités rocheuses et de la chalcoppyrite en plusieurs localités. Il s'est fait beaucoup de prospection depuis que la région a été cartographiée.

Situation

Les quatre régions forment une superficie en forme de T. Le trait transversal du T, constitué par les régions du lac Hippocampe, des Monts Tichégami et de la Rivière Tichégami, s'étend des longitudes 72°00' à 73°30'W entre les latitudes 51°45' et 52°00'N. La région de la rivière Pépeshquasati, qui forme la barre verticale du T, se trouve entre 51°30' et 51°45' de latitude nord et 72°30' et 73°00' de latitude ouest. Le centre du T se situe approximativement à 165 milles au nord-est de Chibougamau ou environ 50 milles au nord de la pointe nord du lac Mistassini.

Moyens d'accès

Les principaux lacs de la région rendent celle-ci accessible par hydravion. Les bases les plus rapprochées se trouvent à Chibougamau.

La rivière Tichégami est une route de canoé fort utilisée par les Indiens Cris de Mistassini pour se rendre sur leurs terrains de trappage, et les portages le long de la rivière sont bien entretenus. La rivière Pépeshquasati est navigable, avec deux courts portages, jusqu'à la limite sud de la région. La circulation par canoé en dehors des itinéraires principaux est difficile, sauf le long des chaînes de lacs reliés entre eux dans les parties nord et sud-ouest de la région de la rivière Tichégami. Les rivières Pépeshquasati, Holton et Chéno sont navigables sur partie de leurs parcours; de bonnes parties de ces rivières, de même que les autres cours d'eau sont cependant trop peu profonds et trop rapides pour le canoé.

La couverture forestière est clairsemée sur les collines et une bonne partie des terrains bas a été ravagée par les feux de forêt, ce qui facilite la circulation à pied.

Travaux sur le terrain et remerciements

La mise en carte géologique de la région de la rivière Pépeshquasati fut faite au cours de la saison de 1959, celle des régions des Monts Tichégami et du Lac Hippocampe en 1960 et celle de la Rivière

Tichégami en 1961. Le territoire fut parcouru au pas et à la boussole le long de cheminements espacés d'environ un demi-mille. Les affleurements sont abondants sur la colline et dans plusieurs des vallées. Ailleurs, ils sont plutôt épars et peu nombreux.

En 1959, nous étions assisté par T.R. Watts, principal assistant et P. Denis, I. Sample et A. Tarnawski, seconds assistants. Aimé Pothier était le cuisinier du groupe et les hommes de canoé étaient P. Arsenault et D. Labonté. En 1960, S. Asano était assistant principal et D. Larrivée, B. Warren, R. DeBlois, L. Bordeleau et G. Bastien étaient seconds assistants. P. Arsenault, cuisinier et H. Collin et L. Dallaire, hommes de canoé, complétaient l'équipe. En 1961, W. Mroszczak était premier assistant et G. Pominville et G. Watkins, seconds assistants; J. Lafrance était cuisinier et A. Coon et D. Coon, hommes de canoé. T. Hashimoto était assisté en 1960 de R. Jurkus, D. Williams, J.-G. Major, J. Depatie, P. Blanchet, T. Lessard, G. Dufour, A. Demers et R. Dominique. Tous accomplirent leurs tâches de façon satisfaisante et méritent des remerciements.

Aucun des premiers explorateurs de la région ne traversa le territoire étudié étant donné qu'il est en dehors des parcours habituels par canoé. Les travaux récents faits par le ministère des Richesses naturelles comprennent ceux de Neilson (1964) au sud, Neale (1965) au sud-est et Bérard (1960) à l'est. Heywood et autres (1958) cartographièrent la région au nord du 52e parallèle.

DESCRIPTION DE LA REGION

Ressources

Les parties montagneuses de la région sont peu boisées, mais les plaines au sud, au nord-est et au nord-ouest ont été ravagées assez récemment par des feux de forêts. L'épinette noire et le sapin baumier sont les arbres dominants des secteurs boisés. Ils dépassent rarement 8 pouces de diamètre et plusieurs, surtout dans les collines, sont rabougris. Quelques pins banksiens croissent sur les terrains plats près des rivières Pêpeshquasati et Tichégami. Le bouleau croît en certains endroits, mais on le rencontre éparpillé ici et là plutôt que groupé en peuplements. Le mélèze est présent dans les régions marécageuses.

Le sous-bois est pauvre et composé surtout de petites épinettes et sapins baumiers, ainsi que de quelques buissons à feuilles caduques. Le thé du Labrador couvre une bonne partie des terrains bas.

Nous n'avons vu ni orignal ni caribou au cours des trois saisons, bien que nous ayons relevé certains signes de leur présence. Le castor, la loutre, le vison et le rat musqué sont nombreux dans les parties basses. La perdrix, le canard et l'oie du Canada sont rares.

Le poisson abonde dans quelques-uns des lacs et cours d'eau. La truite mouchetée et la truite grise fréquentent le système de la rivière Pépeshquasati et plusieurs des lacs en montagne. Nous avons capturé du brochet et du doré dans le système de la rivière Tichégami de même que dans les lacs bordant au sud la région de Pépeshquasati.

Climat et possibilités agricoles

Les pluies furent fréquentes au cours des étés de 1959 et 1960, mais 1961 fut un peu meilleur. La neige n'avait pas fondu complètement dans les montagnes au milieu de juin et la première neige tomba au début de septembre et continua de tomber par intermittence par la suite. Il y eut des gelées ici et là au cours du mois d'août.

La couverture du sol est surtout du till glaciaire. Le taux de croissance des arbres est très lent, comme on peut le voir dans les brûlis très anciens qui n'ont pas réussi à retourner à la forêt. Le sol pauvre et le climat rigoureux rendent peu possible une agriculture de quelque importance.

Physiographie et hydrographie

La région se trouve à l'ouest de la hauteur des terres et ses eaux se déversent dans la baie James. Son secteur sud-est se draine dans le lac Mistassini par les rivières Cheno et Kapaquatche, tributaires de la Takwa. Certaines parties de la région du lac Hippocampe envoient leurs eaux dans le lac Mistassini par la Témiscamie. Les parties centre-sud de la région se drainent par la Pépeshquasati et par ses tributaires, les rivières Holton et Neilson, jusque dans le lac Mistassini et de là dans la baie James par la Rupert. La partie sud-ouest de la région de la rivière Tichégami se draine également par la Rupert. Toutes les parties nord et ouest envoient leurs eaux dans la Tichégami, tributaire de l'East-main.

Une bonne partie du drainage est contrôlée par des dépôts glaciaires. Dans les montagnes, cependant, ce drainage est contrôlé par les structures du socle rocheux, et les cours d'eau coulent parallèlement à la foliation du gneiss et des amphibolites et parallèlement aux systèmes de diaclases du granite.

Plusieurs rivières ont découpé des gorges atteignant jusqu'à 100 pieds de profondeur. La Pépeshquasati coule entre de hautes murailles escarpées sur une distance de 5 milles en amont de sa jonction avec la rivière Holton. La gorge de la Cheno, qui n'est pas aussi profonde, s'oriente vers l'ouest le long de la limite sud de la région. La Tichégami s'est coupé une gorge rectiligne dans la roche en place près de l'angle nord-est de la région des Monts Tichégami. Plusieurs des petits torrents de montagnes se sont creusés des canyons impressionnants sur certaines parties des leurs parcours. La Holton, d'autre part, coule sur des grès à pendages peu

prononcés sur presque tout son parcours et cascade sur des couches successives en marches peu prononcées. Sur la plus grande partie de leurs cours, les rivières Neilson, Kapaquatche, Pêpeshquasati et Chéno restent parallèles à la direction de la glaciation dans des vallées rectilignes et profondes remplies de blocs erratiques. La Tichégami forme des méandres dans une vaste plaine de sable sur presque tout son parcours.

Toutes les rivières sont sujettes à de grandes fluctuations étant donné que leurs sources sont situées dans une région montagneuse où la précipitation est considérable et qu'une bonne partie du terrain moins élevé manque de végétation qui pourrait freiner le ruissellement.

La moitié sud du quadrilatère de la Rivière Pêpeshquasati est une plaine basse qui s'élève doucement du lac Mistassini (1,220') jusqu'aux montagnes au nord. Le relief maximal, de l'ordre de 400 pieds, est fourni par la vallée de la rivière. La topographie est dominée par des accidents glaciaires, en particulier des crêtes en forme de drumlins qui peuvent atteindre 100 pieds de hauteur et une longueur de plus d'un mille. La plaine est également marquée par une colline de grès et une autre de granodiorite qui s'élèvent à 400 pieds ou plus au-dessus du niveau général. Ces deux collines se trouvent juste à l'est de la confluence des rivières Holton et Pêpeshquasati. Un gros dyke de gabbro à l'ouest de la Cheno forme une ligne nord-sud de collines arrondies hautes de 200 à 300 pieds; plusieurs ont des flancs escarpés du côté ouest.

Planche I



Vue vers le nord le long du flanc ouest des monts Tichégami. La plaine de la rivière Tichégami se trouve à l'ouest, à l'arrière-plan gauche.

La plaine basse de la Tichégami forme une bande qui s'étend le long de la limite nord de la région des Monts Tichégami et s'élargit pour couvrir toute la région de la Rivière Tichégami; large de cinq milles, elle a une altitude d'environ 1,300 pieds. Le relief local, d'environ 500 pieds, est fourni par des petites collines rocheuses. Les affleurements sont rares, la plaine étant en majeure partie couverte de sable et de marécages.

Le bloc des monts Tichégami est un plateau s'élevant à environ 1,200 pieds au-dessus de la plaine de la rivière du même nom. Il couvre la plus grande partie du quadrilatère des Monts Tichégami et la partie nord-ouest de celui de la Rivière Pêpeshquasati. Ce bloc a été disséqué profondément le long de ses flancs, particulièrement au nord et à l'ouest, pour produire les monts Tichégami, une chaîne de collines arrondies hautes de 1,000 pieds (Pl. I). Le relief dans la partie centrale du plateau dépasse rarement 200 pieds. Cette plate-forme s'incline graduellement vers le nord-est pour devenir la plaine peu ondulée qui constitue la région du Lac Hippocampe.

GEOLOGIE

Aperçu général

Les roches consolidées de la région appartiennent toutes au Précambrien. Les plus anciennes sont une interstratification à fort pendage de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées en gneiss quartzofeldspathiques, amphibolites et roches vertes. Le gneiss est la roche de fond de portions de la partie sud-est de la région de la Rivière Pêpeshquasati et des parties nord et ouest de la région des Monts Tichégami. L'amphibolite forme une bande est-ouest s'étendant de la limite ouest de la région de la Rivière Tichégami et traversent les régions de la Rivière Pêpeshquasati et du Lac Hippocampe à l'est. Une seconde bande suit le 52e parallèle à travers les régions de la Rivière Tichégami et des Monts Tichégami. Des roches volcaniques métamorphisées affleurent ici et là dans toute la région. Un gneiss quartzodioritique recoupe la séquence volcano-sédimentaire avec laquelle il a été métamorphisé. On trouve cette roche dans l'extrême nord de la région des Monts Tichégami, dans la partie sud-est de celle de la Rivière Pêpeshquasati et en faibles quantités ailleurs dans le territoire étudié. Des roches ultrabasiqes, qui recoupent également la série volcano-sédimentaire et ont été métamorphisées avec elle, se rencontrent surtout dans les régions de la Rivière Tichégami et des Monts Tichégami. L'ensemble de la série métamorphique est envahi par des dykes et filons-couches de granite et de pegmatite. Le gneiss et l'amphibolite passent graduellement à des migmatites, avec augmentation du contenu en granite. Le caractère original des deux unités lithologiques est encore discernable dans la zone de migmatite. Celle-ci est la roche dominante dans la partie nord-est de la région de Pêpeshquasati et les parties nord et sud de celle de la Rivière Tichégami. Le granite prédomine dans les monts Tichégami et dans la partie centrale de la plaine de la rivière Tichégami.

Les roches du Précambrien inférieur sont recouvertes en discordance par des sub-arkoses, conglomérats à cailloux, arkoses et schistes argileux sub-horizontaux de la formation de Papashquasati, l'unité basale du groupe de Mistassini, et du groupe des Otish. Ces formations couvrent presque toutes les parties sud-ouest et centre-sud de la région de la Rivière Pépeshquasati et presque toute la région du lac Hippocampe; entre les deux secteurs, elles forment de petites buttes témoins. Des dykes de gabbro et de diabase à directions nord et est recouperont les roches du Précambrien inférieur et recouperont apparemment la formation de Papaskwasati. Ces dykes se rencontrent un peu partout, bien qu'il y en ait une concentration particulière dans une zone à direction nord qui traverse le centre de la région de la Rivière Pépeshquasati.

Tableau des formations

Cénozoïque	Récent et Pléistocène	Muskeg, talus, dépôts de plage Till, dépôts d'origine fluvio-glaciaire
	Discordance	
Précambrien récent	Post-Mistassini	Intrusions basiques: gabbro, diabase
	Groupe de Mistassini Groupe des Otish*	Subarkose, conglomérat à gravillons de quartz, schiste argileux, arkose
	Discordance	
Précambrien ancien		Porphyre quartzofeldspathique Contact intrusif
		Granite rose, pegmatite Contact intrusif
		Gneiss et migmatite à amphibolite Contact graduel
		Gneiss quartzodioritique Amphibolites ultrabasiques Contact intrusif
	Groupe de Tichégami	Roche verte Amphibolite metabasaltique Amphibolite métagabbroïque Amphibolite feuilletée Amphibolite à pyroxène Roches métasédimentaires
		Gneiss quartzofeldspathique

* Appelé groupe des Monts Otish et groupe d'Otish Mountains dans des rapports antérieurs à celui-ci.

Gneiss quartzofeldspathique

Une bonne partie du gneiss quartzofeldspathique a été transformé en migmatite. Ce n'est que dans l'est de la plaine de la rivière Tichégami que le gneiss est présent en quantité appréciable; les affleurements y sont rares cependant. Quelques superficies de gneiss vierge, trop restreintes pour être cartographiées, sont présentes dans le complexe de migmatite.

Le gneiss a des apparences multiples allant d'une variété schisteuse et litée en quelques endroits à un type presque massif ailleurs. Presque partout, il est lité et consiste en couches alternées foncées et pâles de 2 cm à 1 m d'épaisseur. Le changement de couleur est causé par une variation dans la teneur en minéraux mafiques, surtout la biotite. La roche est d'ordinaire grise à blanche en surface altérée et gris-vert avec couches et traînées foncées en surface fraîche.

En lame mince, le plagioclase (An_{30}) constitue 65 p. 100 d'un specimen représentatif. Les grains, légèrement altérés et hypidiomorphes dépassent rarement 2 mm. La plupart sont maclés et souvent un élément de macle semble être plus susceptible à l'altération que l'élément adjacent. De petites inclusions de muscovite, épidote et carbonate sont les principaux produits d'altération. Des paillettes froissées de biotite, pléochroïque de jaune pâle à brun foncé (presque opaque), sont distribuées uniformément dans la roche et n'ont pas d'orientation définie. De minces paillettes entremêlées de chlorite sont le produit d'altération le plus commun de la biotite. Une épidote brun pâle se rencontre aussi comme remplacement dans quelques grains de biotite; dans ce cas les pseudomorphes ont même conservé le clivage de la biotite. La biotite et ses produits d'altération constituent jusqu'à 11 p. 100 de la roche. Des grains amiboïdes et étirés de quartz, de 4 à 5 mm de largeur, remplacent la mosaïque de grains plus petits de plagioclase et de biotite. La roche contient 20 p. 100 de quartz. Le microcline, dépassant rarement 2 p. 100, constitue un remplissage et un remplacement interstitiel frais. Dans la plupart des spécimens, la magnétite et l'apatite sont les minéraux accessoires primaires; ils comptent d'ordinaire pour 1 p. 100 de la roche. Le zircon et le sphène, minéraux accessoires de cristallisation hâtive, sont moins abondants.

De minces couches d'amphibolite sont interlitées avec le gneiss et les deux sont recoupés par des dykes et filons-couches de granite et pegmatite roses. Plusieurs affleurements laissent voir des plis compliqués délimités par de minces veinules ptygmatisques de pegmatite.

Le groupe de Tichégami*

Le groupe de Tichégami est ainsi nommé parce qu'il affleure dans la partie sud des monts Tichégami. Il est composé de roches volcaniques accompagnées de quelques roches sédimentaires. Il affleure sous forme d'un synclinal à direction Est qui a été suivi à partir de la limite Est de la région du Lac Hippocampe jusqu'à la limite ouest de la région de la Rivière Tichégami. Les roches du groupe affleurent particulièrement bien sous forme de crêtes au sud et à l'ouest du lac Holton. On peut en obtenir une coupe de direction nord à l'extrémité est du lac Pyte puisqu'on y rencontre le flanc sud, à pendage vertical, du synclinal. Le bas de la coupe n'affleurant pas, on ne connaît pas l'épaisseur totale du groupe; on sait cependant qu'elle excède 8,000 pieds. On peut distinguer trois parties qui peuvent être suivies sur une distance d'au moins 10 milles, bien qu'elles se bisautent à l'est et à l'ouest.

La coupe extrapolée à partir des régions adjacentes pour les parties manquantes, est comme suit:

<u>Division</u>	<u>Lithologie</u>	<u>Affleurement</u>	<u>Epaisseur</u>
Supérieur	Quartzite, schiste à biotite	Rare	1,000'
	Amphibolite metabasaltique	Passable	500'
	Schiste à biotite, metabasalte et amphibolite feuilletée	Rare	500'

Moyen	Amphibolite metabasaltique, un peu d'amphibolite feuilletée	Passable	500'
	Amphibolite métagabbroïque	Bon	500'
	Amphibolite metabasaltique, un peu d'amphibolite et de quartzite laminés	Excellent	2,000'

Inférieur	Amphibolite feuilletée et clastique, un peu de quartzite, amphibolite metabasaltique	Rare	1,500'
	Amphibolite metabasaltique, un peu d'amphibolite feuilletée	Passable	750'
	Amphibolite feuilletée, petite formation ferrifère, schiste à biotite et amphibolite metabasaltique	Passable	750'+

De nombreuses petites masses de roches volcaniques du Pré-cambrien ancien (roche verte et amphibolite à pyroxène) affleurent dans tout le secteur au nord du lac Mistassini. Présument qu'elles sont toutes en corrélation avec le groupe de Tichégami, nous les insérons dans ce groupe pour tenter de déchiffrer le volcanisme propre à la région. Des roches volcaniques et sédimentaires provenant de la région juste au sud

* Les unités de ce groupe sont étudiées ici comme types pétrographiques et non dans leur ordre stratigraphique.

de la nôtre, appelées groupe de Tocqueco par Neale (1952) et groupe de Sam Gunnar par Quirke et autres (1960) sont probablement équivalentes.

Les roches volcaniques ayant été moins altérées par le métamorphisme que les roches métasédimentaires, elles constituent l'élément clé dans l'interprétation de la tectonique de la région. C'est pourquoi le groupe de Tichégami a été l'objet d'une étude spéciale (Chown, 1963), dont une bonne partie est incluse dans le présent rapport.

Roche verte

Trois grosses masses de roche verte sont comprises dans le complexe granite-gneiss au voisinage du ruisseau Quegeobo. Chacune a une largeur d'environ 500 pieds et une longueur de 1,000 à 2,000 pieds. Des pendages presque verticaux ou renversés sont indiqués dans deux d'entre elles par des vestiges de structures en coussins. En plus des coulées en coussins, ces trois enclaves contiennent des roches clastiques volcaniques à grain grossier et fin.

La lave coussinée, finement grenue, a une texture porphyrique, amygdaloïdale et intergranulaire. Elle est composée surtout de plagioclase (An_{10-15}) en microlites et petits phénocristaux. Le carbonate forme de grosses taches irrégulières dans la pâte et représente 25% de la roche. De la chlorite vert pâle est présente en grumeaux sub-sphériques (10% de la roche) en particules disséminées dans la pâte interstitielle au plagioclase (15% de la roche). Les grumeaux sont d'anciennes amygdales; l'autre forme de chlorite est un remplacement de pyroxène. La magnétite et le leucoxène sont présents dans la pâte de chlorite et constituent 5% de la roche.

La roche clastique grossière est composée de fragments anguleux, d'un diamètre de 5 cm à 0.5 m, dans une matrice de roche volcanique finement broyée; les fragments sont de la lave à grain fin et du gabbro grossier. Le type à grain fin est massif et ressemble beaucoup sur le terrain aux roches de coulée, mais il est dépourvu de structures coussinées. Ce n'est qu'en lame mince ou en surface polie qu'on peut en déceler la nature clastique. Les fragments de lave à grain fin ont un diamètre de 1 à 15 mm; ils sont légèrement arrondis et, en lame mince, laissent voir des bordures diffuses causées par la croissance de minéraux métamorphiques, principalement la chlorite, à travers ces bordures. La roche clastique contient de l'épidote en plus des minéraux présents dans les coulées. La teneur des minéraux est extrêmement variable, ce à quoi on doit s'attendre pour une roche clastique. Les principaux minéraux sont la chlorite, l'épidote, le carbonate et le plagioclase albitique.

Amphibolite metabasaltique

Les amphibolites metabasaltiques proviennent de coulées de laves qui correspondent chimiquement à des basaltes. Elles furent appelées amphibolites massives à grain fin lors de nos travaux sur le terrain (Chown, 1960b et 1962). Ce terme fut abandonné parce que plusieurs des metabasaltes ne sont pas complètement massifs. Hashimoto (1960) appela ces amphibolites "méta-andésites" en se basant sur leur apparence sur le terrain.

L'amphibolite metabasaltique est résistante à l'érosion et affleure mieux que le métagabbro ou l'amphibolite feuilletée. La plupart des affleurements sont petits, peu élevés et arrondis par l'action glaciaire. De grandes falaises sont visibles le long des deux principales crêtes d'amphibolite; leurs faces sont dans une direction opposée à celle de l'avance glaciaire.

La plupart des affleurements ont une mince bordure altérée couleur beige d'environ 1 cm. Les veines de quartz de la roche massive restent en relief sur la surface altérée. En surface fraîche, l'amphibolite varie d'un noir lustré à un vert mat. Les grains varient d'aphanitiques à fins; ils sont rarement moyens. Une très faible foliation est reconnaissable dans certains spécimens. On s'en rend surtout compte en fractures fraîches, étant donné que la roche tend à se casser le long de la foliation. On remarquera en plus un faible rubanement de composition dans certaines des roches à structure foliée.

L'amphibolite est d'ordinaire en blocs (Pl. II-A), avec diaclases assez espacées et perpendiculaires les unes aux autres. Les roches aphanitiques ont le plus souvent un autre type de fractures dans lesquelles les diaclases sont distantes de 2 cm ou moins; deux diaclases sont perpendiculaires l'une à l'autre, tandis qu'une troisième intersecte la première avec un angle faible.

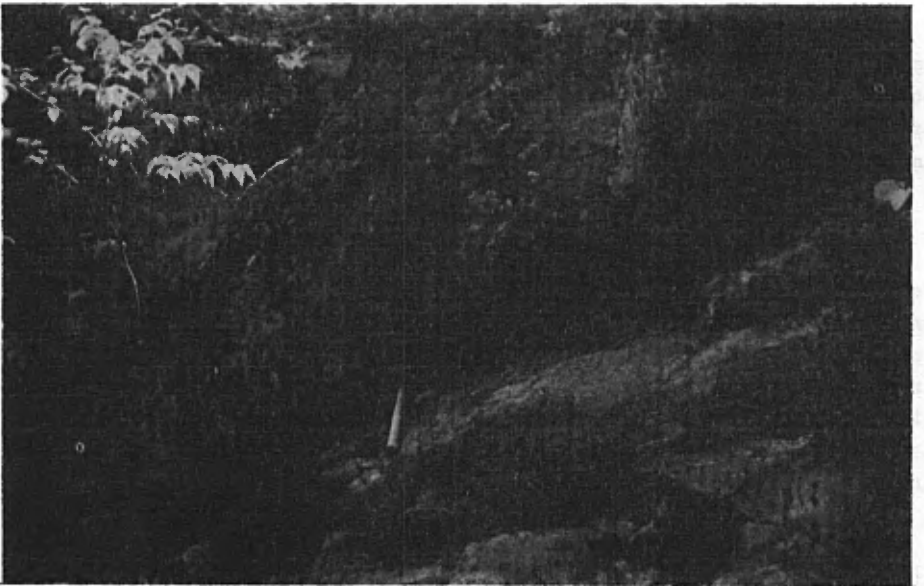
L'épidote et le quartz forment un réseau compliqué de veines d'altération dans l'amphibolite massive. Ces veines, toutes à peu près perpendiculaires les unes par rapport aux autres, suivent d'ordinaire les diaclases. Là où deux de ces diaclases se croisent à angle faible, l'altération produit un crochet bien marqué, ressemblant beaucoup à un pli, qui fait nettement relief sur la surface altérée. Là où la roche à structure foliée est altérée, plusieurs veines de quartz et de quartz-épidote sont parallèles à la foliation qui se trouve ainsi accentuée.

L'amphibolite est à grain trop fin pour qu'on puisse identifier sur le terrain la plupart des minéraux. Dans les spécimens à grain moyen, on peut voir des cristaux de hornblende qui d'ordinaire masquent le feldspath. On peut reconnaître du quartz, de l'épidote et un peu de hornblende dans les veines de recoupement.

Planche II



A - Diaclases en tablettes dans une falaise d'amphibolite métabasaltique à trois milles au nord-est du lac Holton.



B - Contact irrégulier entre l'amphibolite métabasaltique au bas de la photo et le schiste à grenat et biotite, recouverts par de l'amphibolite métabasaltique au-dessus du marteau.

Les textures relictuelles dans les amphibolites metabasaltiques sont peu nombreuses. La plus fréquente est la variation dans la dimension originale des grains. Dans les secteurs où les affleurements abondent, on peut suivre, perpendiculairement à la direction, des amphibolites à grain très fin auxquelles succèdent des amphibolites à grain moyen et, de nouveau, des roches à grain fin. Grâce à ces variations, on peut délimiter quelques contacts de coulées individuelles.

Une texture porphyrique est apparente dans au moins une coulée, laquelle appartient à la partie supérieure de la division médiane et affleure sur la rive ouest d'un petit lac à l'ouest du lac Crapaud. La coulée est uniformément porphyrique et bien foliée. Les phénocristaux de plagioclase, longs de 1 à 2 cm, sont orientés parallèlement à la foliation.

Les structures relictuelles sont surtout des contacts de coulées, bien que ceux-ci soient rarement préservés étant donné qu'ils constituaient des zones de cisaillement et d'altération maxima. Plusieurs contacts entre les amphibolites metabasaltiques et feuilletées ont été masqués par le développement d'une forte foliation dans l'amphibolite metabasaltique adjacente au contact, transformant ce qui autrefois était peut-être un contact tranché en un contact à moitié effacé ou graduel.

Un contact bien préservé affleure dans une gorge de ruisseau au sud-est du lac Holton. L'amphibolite metabasaltique, au sommet et au bas de l'affleurement, est séparée par environ deux pieds de schiste à grenat et biotite altérée. Le contact inférieur du schiste est irrégulier; on dirait un sommet de coulée de scories passant graduellement à un sédiment sus-jacent. Le contact supérieur est net et accentué par l'érosion du schiste altéré à mesure qu'on s'éloigne de la roche massive plus résistante (Pl. IIB). La relation entre l'amphibolite metabasaltique sus-jacente, la mince couche de schiste et l'amphibolite metabasaltique sus-jacente prouve clairement qu'il s'agit ici du sommet d'une coulée recouverte par un sédiment basique, lequel a été recouvert à son tour par une autre coulée.

Un excellent affleurement sur la colline Trig, qui fait partie de la crête sud d'amphibolite metabasaltique laisse voir deux épaisses coulées. La dimension des grains relictuels décroît vers l'axe de la crête où affleure un quartzite rouillé le long d'une étroite dépression. L'amphibolite est fortement cisailée sur une longueur de 10 à 15 pieds de chaque côté de cette dépression. Au nord de cette zone de cisaillement, il en est une autre constituée de petits coussinets dont la plus grande dimension varie de 15 à 40 cm. Quelques coussins en forme de ballons indiquent que le sommet de la succession se trouve au nord. La séquence dans son ensemble représente une épaisse coulée recouverte par un sédiment silteux recouvert à son tour par une autre coulée. Cette dernière a probablement avancé dans un lac peu profond où se déposait le sédiment. Un refroidissement rapide de la coulée et un apport d'eau peut avoir causé

l'altération des parties inférieures en une brèche à palagonite qui passe graduellement vers le haut à une zone de coussins où le refroidissement fut également rapide. Le cisaillement et le métamorphisme subséquents ont converti la brèche en une amphibolite bien foliée.

Un sommet de coulée est visible sur un petit affleurement dans un marécage à 6,000 pieds à l'est de la colline Trig. A cet endroit, le sommet irrégulier de la coulée est recouvert par une brèche composée de fragments d'amphibolite metabasaltique.

Les coussins sont conservés dans quelques affleurements. Nous en avons remarqué plusieurs sur un affleurement à l'est du lac Holton, mais tous étaient trop allongés pour pouvoir servir à une interprétation structurale.

Description microscopique

Ce qui frappe le plus dans l'examen des lames minces d'amphibolites metabasaltiques est le polymétamorphisme. Ce phénomène est indiqué par la présence de deux paragneisses dans presque toutes les roches. L'andésine (An_{33-36}) et la hornblende bleu-vert ($2V_x = 65-75, Z\Delta c = 18-22$) ainsi qu'un peu de minéraux opaques constituent l'assemblage minéral du premier métamorphisme. Ces éléments furent convertis localement en un assemblage de chlorite, épidote, quartz et paragonite par un second métamorphisme de caractère partiel. Les analyses modales (Table I) de toutes les amphibolites sont ainsi mises en table que la chlorite et l'épidote puissent s'ajouter à la hornblende pour obtenir une estimation approximative de la teneur originale en hornblende. De la même façon, le quartz peut être ajouté au plagioclase. La paragonite et la clinzoïsite ont été incluses avec le plagioclase dans tous les comptages de points.

La dimension des grains d'amphibolite est constante dans tous les spécimens individuels. L'andésine forme une mosaïque uniforme de grains d'un diamètre de .05 à 0.3 mm. Les prismes de hornblende varient de 0.1 à 1.5 mm et ont un rapport de longueur à largeur variant de 10 à 1 dans les grosses aiguilles et de 3 à 1 dans les cristaux fins.

On note plusieurs textures relictuelles dans les lames minces d'amphibolites metabasaltiques, bien que ces roches paraissent semblables sur le terrain. Une texture ophitique relictuelle est conservée dans certaines des phases grossières de l'amphibolite et au moins une coulée possède un reliquat de texture porphyrique. La plupart des amphibolites ont une texture uniforme, finement grenue et granoblastique; certaines ont une fabrique partiellement orientée et d'autres possèdent une foliation bien développée.

On remarque une texture blastophitique et quasi-ignée dans les amphibolites à grain moyen ou grossier. Les contours des anciens

grains tronqués de pyroxène sont marqués par des agrégats de hornblende. La roche en fait possède un grain beaucoup plus fin que l'examen macroscopique peut le laisser croire. Les contours de grains individuels de pyroxène, d'un diamètre de 1 à 2 mm, contiennent de nombreux petits cristaux de hornblende orientés au hasard et dépassant rarement 0.4 mm de longueur. Les lattes originales de plagioclase se sont recristallisées en une fine mosaïque de grains d'andésine d'un diamètre de 0.1 mm ou moins. Des petits cristaux imparfaits de hornblende envahissent le plagioclase.

La texture ophitique n'est préservée qu'au centre des coulées à gros grain, où la résistance plus grande de la roche a servi de protection contre le cisaillement. Les roches qui ont pu conserver leur texture au cours du premier métamorphisme ont vu cette texture délimitée et accentuée par le métamorphisme rétrograde. Les anciennes lattes de plagioclase sont délimitées par des bordures de clinzoïsite granulaire brune. Ces bordures passent graduellement à un mélange irrégulier de clinzoïsite et de séricite vers le centre de la latte. Le centre de plusieurs lattes est occupé par des grains irréguliers de quartz transparent. Dans les amphibolites rétro-métamorphosées, la hornblende s'est brisée en un fin agrégat de chlorite verte qui préserve un vague dessin des grains de hornblende et conserve la forme originale du pyroxène.

Les phénocristaux de plagioclase dans l'amphibolite metabasaltique porphyrique sont convertis en une mosaïque de grains d'andésine non maclés d'environ la même dimension que la pâte encaissante. Celle-ci ne possède pas de vestiges de texture.

On remarque une texture uniforme, granoblastique, dans plusieurs des amphibolites metabasaltiques. Le plagioclase est xénoblastique, avec des contours variant de polygonaux à arrondis, tandis que la hornblende est idioblastique et forme des prismes idiomorphes, mais irréguliers. Les grains de hornblende ont des largeurs de .05 à 0.3 mm et des longueurs pouvant atteindre 1 mm, tandis que le plagioclase possède un diamètre de 0.1 à 0.4 mm. La magnétite et l'ilménite forment des petits grains arrondis encastrés dans des cristaux de hornblende, ou les voisinant. La plupart des spécimens montrent une faible orientation, non constante, de leurs minéraux.

La texture uniforme et granoblastique de l'amphibolite est le témoin d'une recristallisation statique d'une roche volcanique à grain fin. La texture ignée aphanitique des roches volcaniques fut perdue au cours de la croissance des minéraux métamorphiques. La fine texture originale fut oblitérée parce que les cristaux de hornblende qui remplacèrent le pyroxène imposèrent leurs propres formes de cristaux aux dépens du plagioclase moins idioblastique. Une partie du plagioclase se combine avec le pyroxène pour produire une amphibole calcifère et un plagioclase plus sodique, de sorte que dans l'ensemble, il y a perte de volume du plagioclase. Dans une roche à gros grain, les contours du pyroxène sont

Tableau 1

Analyses modales de l'amphibolite métabasaltique

Echantillons	Hornblende	Epidote	Chlorite	Plagioclase	Quartz	Min. opaques	Carbonate	Total	Texture	% anorthite	Points
L-14-1	70.0	8.5	-	21.2	0.1	0.2	-	100.0	G	33	1200
L-15-4	66.2	14.3	-	19.0	tr	0.5	-	100.0	G	35	1200
L-15-4	65.8	12.3	-	21.1	-	0.8	-	100.0	G/H	35	1200
C-32-6	48.7	17.3	-	30.4	1.9	1.7	-	100.0	G	34	1200
L-12-3	60.0	6.0	-	33.6	-	0.4	-	100.0	G	36	1200
C-7-1	52.6*	6.4	-	40.2	-	0.8	-	100.0	G	36	1200
L-14-3	51.5	5.7	-	40.5	2.3	tr	-	100.0	H	34	1200
L-3-3	47.8	7.9	-	43.5	-	0.9	-	100.1	H	35	1200
L-14-2	8.4	7.9	38.4	25.0	19.0	1.2	-	99.9	N	35	1200
L-14-5	34.4	14.2	11.2	24.2	11.7	0.7	3.6	100.0	N	34	1200

G - granoblastique H - "herringbone" N - nématoblastique
 * comprend de la cummingtonite

mieux conservés par un agrégat de cristaux de hornblende, chacun ayant la forme propre de l'amphibole.

La teneur en hornblende des amphibolites granoblastiques varie de 60 à 80% (Tableau 1), mais très peu ne sont pas altérées. Les constituants opaques dépassent rarement 1%. Le plagioclase et ses produits d'altération constituent le reste de la roche. Un échantillon (L-15-4 au Tableau I) fut taillé parallèlement et perpendiculairement à la foliation; il a permis de constater que l'orientation de la hornblende ne cause pas de grandes différences dans l'estimation de la composition par voie d'analyse modale.

L'amphibolite métabasaltique massive passe graduellement à un métabasalte folié par l'intermédiaire de deux stades reconnaissables. Le premier stade de développement de la foliation donne une texture "herringbone" et le second, une texture nématoblastique.

Les amphibolites "herringbone" contiennent toutes des prismes de hornblende orientés en deux directions divergeant d'environ 60° lorsqu'on les voit le long du plan de foliation. L'orientation des prismes de hornblende dans le plan de la foliation est moins prononcée. Les aiguilles de hornblende sont légèrement plus longues que dans les amphibolites granoblastiques uniformes; les longueurs vont jusqu'à 0.4 mm mais la moyenne est de 0.2 mm.

Les amphibolites nématoblastiques ont la plupart de leurs grains de hornblende orientés parallèlement l'un à l'autre, mais aucun n'est concentré en couches. Les aiguilles de hornblende varient entre 0.3 et 1 mm de longueur mais la plupart se situent entre 0.3 et 0.4 mm. Le plagioclase forme une mosaïque de grains non orientés d'un diamètre de 0.1 à 0.2 mm.

L'amphibolite métabasaltique bien foliée a ses cristaux de hornblende orientés et concentrés en couches de 1 mm séparées par des couches riches en plagioclase de 1 à 2 mm. Ces roches possèdent une foliation visible à l'oeil nu, tandis que celles à textures "herringbone" et nématoblastique semblent massives.

Amphibolite métagabbroïque

L'amphibolite métagabbroïque forme d'assez bons affleurements dans les deux crêtes à direction est au sud du lac Holton. Un filon-couche particulièrement épais et continu est sous-jacent au flanc nord de la crête sud et affleure dans les vallées des ruisseaux qui dissèquent la crête. Les affleurements sont semblables à l'amphibolite métabasaltique. La bordure altérée, épaisse d'environ 1 cm. est brun pâle.

En surface fraîche, la roche est noire et brillante, ou tachetée noir et blanc. La texture se voit particulièrement bien sur les surfaces altérées. Dans les spécimens à grain moyen, la hornblende tend à masquer le plagioclase, mais dans les spécimens plus grossiers, les minéraux sont séparés et la texture mouchetée apparaît bien en surface fraîche. La plupart des métagabbros sont complètement massifs mais certains montrent une forte linéation. La variété massive ressemble à un gabbro non métamorphisé, sauf pour les grains tronqués de pyroxène remplacés par la hornblende, mais dans la variété où s'observe une linéation, les contours du pyroxène sont effacés et les agrégats de hornblende sont très allongés.

Le métagabbro passe graduellement sur ses bordures à une amphibolite finement grenue et massive d'apparence identique à l'amphibolite métabasaltique. Les masses de métagabbro sont dépourvues de structure interne, sauf pour une faible variation dans la dimension des grains. Les roches les plus grossières, dans la partie la plus épaisse du complexe, sont composées de grains d'un diamètre de 5 à 10 mm. Ailleurs, les grains ont un diamètre de 2 à 5 mm.

Aspect microscopique. Le métagabbro est caractérisé par des reliques de texture gabbroïque aussi bien microscopiques que macroscopiques. Les gros grains tronqués de hornblende vus en échantillons apparaissent soit comme cristaux individuels, soit comme agrégats de petits grains de hornblende. Là où il y a eu accroissement de tension, le cristal de hornblende, en se fissurant et en se brisant, a donné lieu à la croissance d'aiguilles irrégulières à l'extrémité de ses esquilles. Sous l'influence du cisaillement, une bonne partie de la hornblende a été réduite en petits cristaux bien alignés,

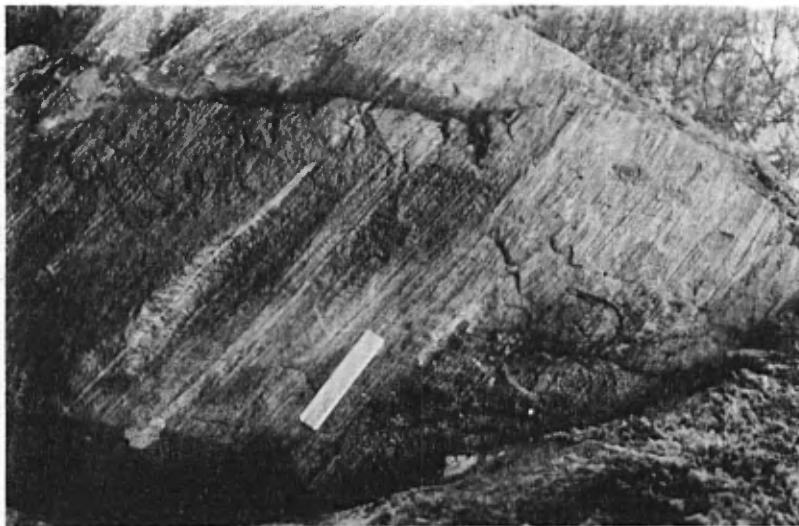
laissant quelques reliquats de gros cristaux. Finalement, les anciens grains de pyroxène furent réduits à des agrégats profilés de petits cristaux de hornblende. Le cisaillement ne fut pas suffisamment intense pour provoquer une différenciation métamorphique.

Les grains de hornblende dans le métagabbro marqué de linéation ont une longueur de 0.3 à 0.6 mm et une largeur d'à peu près le tiers. Les zones d'andésine sont formées d'une mosaïque de grains d'un diamètre de 0.1 à 0.2 mm. On note un grand nombre de petites ségrégations de magnétite et d'ilménite à la bordure des cristaux d'amphibole. De petits grains de magnétite et de leucoxène se trouvent alignés dans le métagabbro à linéation. La plus grande partie de l'amphibolite métagabbroïque contient 55 à 60% de hornblende, 34 à 44% de plagioclase et 1 à 2% de minéraux opaques (Tableau 2).

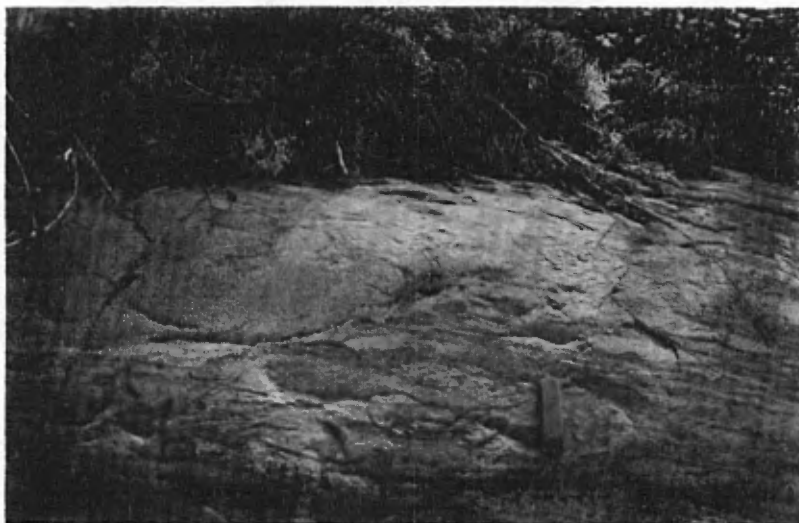
Tableau 2- Analyses modales des amphibolites métagabbroïques (A)
et des amphibolites feuilletées (B)

Echantillons	Hornblende	Epidote	Plagioclase	Quartz	Min. opaques	Sphène	Chlorite	Biotite	Total	Texture	% anorthite	Points
A												
L-13-6	57.8	2.2	39.0	-	1.0	-	-	-	100.0	Ga	34	1200
L-15-1	49.0	13.4	34.0	2.0	1.6	-	-	-	100.0	Ga	35	1200
A-8-4	66.5	-	29.9	1.6	2.0	-	-	-	100.0	Ps	38	1200
L-3-2	58.5	5.6	33.9	0.2	1.8	-	-	-	100.0	Ps	35	1200
C-14-1	55.7	0.2	40.8	-	3.5	-	-	-	100.2	S	34	1200
B												
E-4-2	52.3	23.9	21.4	1.4	0.2	0.8	-	-	100.0	E	34	1200
K-15-1	53.0	0.6	45.8	0.1	-	0.5	-	-	100.0	E	35	1200
K-7-4	50.5	3.8	30.8	1.1	-	1.7	8.0	4.2	100.1	I	36	1200
A-8-3	48.5	-	46.0	4.9	-	0.6	-	-	100.0	I	33	1200
L-14-9	39.4	26.0	32.6	1.0	-	1.0	-	-	100.0	I	34	1200
L-15-2	8.4	11.4	41.6	26.8	-	1.1	10.7	-	100.0	E	34	1200

Ga - gabbroïque Ps - partiellement lité S - lité
E - couches uniformes I - couches irrégulières



A - Amphibolite uniformément laminée, montrant les délicates lamines sur une surface burinée. Affleurement à l'est du lac Hilton.



B - Surface burinée d'amphibolite clastique. Le gros fragment sous l'efface est une amphibolite metabasaltique et celui juste au-dessous est de l'amphibolite metabasaltique. Affleurement au sud-est du lac Holton. L'efface mesure 2½ pouces.



Planche IV - Amphibolite clastique, avec fragments très étirés. A remarquer une gousse de quartz juste à gauche du couteau et une petite veine de quartz qui la recoupe. Affleurement sur la rive sud-est du lac Holton.

Amphibolite feuilletée

L'amphibolite feuilletée constitue une grande partie de la séquence, mais elle est facilement érodée et ses affleurements sont rares. Les surfaces altérées sont d'un brun pâle et sont fortement côtelées par suite de l'altération différentielle des divers types de couches (Pl. IIIA).

La couleur de ces minces lits va du noir au gris-vert pâle en passant par toutes les teintes de vert. Plusieurs des amphibolites feuilletées sont altérées et des veines et gousses de quartz et quartz et épidote sont disposées parallèlement ou transversalement au litage. Au moins deux générations de veines sont indiquées dans la plupart des affleurements, étant donné que les veines transversales recoupent les gousses parallèles à la foliation (Pl. VI). On observe des prismes de hornblende et des plaques de biotite parallèles au litage, ce qui donne à la roche une foliation très accentuée. La roche se fend facilement le long de ce plan de foliation et elle possède des diaclases mal développées, perpendiculaires à ce plan.

La minéralogie des amphibolites feuilletées est plus complexe que celle des massives. La plupart des échantillons contiennent de la hornblende mais, en plusieurs endroits, celle-ci a été fortement altérée en chlorite et épidote. La biotite est un constituant mineur de quelques roches. On remarque, mais rarement, des porphyroblastes de grenat pouvant atteindre 2 cm de diamètre. Les ségrégations de quartz sont plus fréquentes et plusieurs des couches pâles sont riches en quartz.

Les textures clastiques sont conservées dans les amphibolites qui affleurent au sud et à l'est du lac Holton. Dans le meilleur affleurement (Pl. IIIB), des fragments d'amphibolite métagabbroïque et metabasaltique sont sertis dans une matrice foncée riche en hornblende. Les contours des fragments légèrement déformés et leurs textures internes peuvent se voir clairement sur les surfaces altérées. Le plus gros fragment, un morceau de metabasalte d'un diamètre approximatif de 0.5 mètre, n'est que légèrement allongé. La plupart des fragments plus petits ont une épaisseur de 3 à 4 cm et une longueur de 10 à 12 cm.

On peut voir une texture clastique dans plusieurs des petits affleurements autour de celui mentionné dans le paragraphe ci-dessus. Les fragments y sont tous allongés à des longueurs dépassant de dix fois ou plus leur largeur. On ne peut discerner leurs textures qu'avec difficulté. Un affleurement particulièrement bon de l'amphibolite clastique déformée sur la rive sud du lac Holton (Pl. IV) laisse voir de nombreux fragments, d'une épaisseur dépassant rarement 1 cm, allongés à 10 cm ou davantage. En trois dimensions, les fragments ont l'apparence de disques elliptiques dont le grand axe plonge abruptement vers l'est. La texture est clairement le résultat d'un cisaillement d'une roche clastique et non d'une rupture par tension d'une roche litée.

L'amphibolite irrégulièrement feuilletée est une roche surtout foncée, contenant quelques couches et lentilles plus pâles d'une épaisseur pouvant atteindre 1 cm et une longueur de 1 m. La plupart des lentilles ont une largeur de 10 cm. Les couches sont d'ordinaire légèrement ondulées, mais leur direction générale est très constante. Il existe une complète gradation à partir d'une amphibolite à couches irrégulières jusqu'à l'amphibolite clastique étirée.

Des veines et gousses de quartz recoupent les couches. Il y a des ségrégations d'épidote aux bordures des couches, ce qui accentue leurs faibles dissimilitudes.

L'amphibolite à laminés uniformes est caractérisée par des couches rectilignes, assez continues, qui d'ordinaire sont colorées très différemment des couches adjacentes. Ces couches bifurquent et, dans quelques cas, se rejoignent mais, la plupart du temps, elles gardent une épaisseur uniforme sur quelques mètres. Elles ont une épaisseur variant de 1 mm à 1 ou 2 cm et possèdent d'ordinaire un feuilletage interne. Les couches foncées sont composées en grande partie de hornblende bien orientée, et les couches pâles, de plagioclase ou de plagioclase et quartz. On remarque partout des couches de plagioclase et hornblende mélangés, de couleur intermédiaire; elles sont particulièrement plus abondantes que celles qui sont soit foncées, soit pâles.

Aspect microscopique. - Les textures clastiques n'apparaissent pas aussi bien en lame mince que sur une surface altérée ou polie. Différentes textures sont visibles dans divers points de la roche, mais les bordures des fragments sont diffuses. Les amphibolites avec fragments allongés ressemblent en lame mince à l'amphibolite à laminés irréguliers. Les fragments profilés ou allongés ont l'aspect de couches boudinées. Les bordures des fragments et des couches sont moins nettes que dans les amphibolites à laminés réguliers. Les fragments et couches sont diversement sensibles au métamorphisme régressif et, comme résultat, la régression a accentué la différence entre certains fragments.

Les amphibolites à laminés réguliers sont caractérisées en lame mince par la concentration de la hornblende et de l'andésine en couches alternantes. L'épaisseur de ces couches varie d'un spécimen à l'autre et elle est rarement constante dans un spécimen individuel. Les couches varient de 0.1 à 1.5 mm en épaisseur. Bien que les lames individuelles dépassent rarement 1 mm, une concentration de lames foncées très rapprochées peut donner l'apparence d'une couche de 1 cm d'épaisseur visible à l'oeil nu. Les contacts des couches sont très nets. Les cristaux de hornblende ont d'ordinaire une largeur de 0.1 mm ou moins et leur longueur varie de 0.1 à 2 mm. Les cristaux de hornblende n'ont pas de dimensions uniformes par toute la roche, mais ils ont à peu près la même grosseur dans une couche individuelle quelconque. Les grains sont bien orientés parallèlement au litage dû à des différences de composition. Le plagioclase forme une mosaïque de grains non orientés d'un diamètre de 0.1 mm dans toutes les amphibolites feuilletées.

La biotite et le grenat sont présents dans quelques amphibolites feuilletées. La biotite est concentrée dans certaines couches riches en hornblende. Dans la plupart des cas, les porphyroblastes de grenat conservent leurs contours idiomorphes bien qu'ils soient en grande partie altérés en chlorite et magnétite. Les grenats sont riches en spessartite, ce qui laisse croire qu'ils ne se sont formés que dans les amphibolites riches en manganèse.

La teneur en hornblende de la plupart des amphibolites feuilletées (Tableau 2) est comparable à celle des amphibolites metabasaltiques et métagabbroïques (50 à 70%), mais certaines (L-15-2, tableau 2) passent graduellement à des roches métasédimentaires à mesure qu'augmente la teneur en quartz.

Métamorphisme régressif

Les textures de plusieurs des amphibolites metabasaltiques sont atténuées par un métamorphisme moins prononcé et postérieur. Ce métamorphisme a produit plusieurs petites veines de quartz et de quartz-épidote dans l'amphibolite. En plus des veines facilement visibles en affleurement, de nombreuses veinules d'une largeur de 0.1 à 0.2 mm sillonnent presque tous les spécimens. Près de ces veines, l'amphibolite est réduite à une amphibolite à épidote ou à quartz, chlorite et épidote. Il n'y a pas de relation entre la dimension ou la teneur d'une veine et la largeur de sa zone d'altération. De plus, de petites taches d'altération sont distribuées au hasard dans l'amphibolite; leur diamètre varie de 0.2 à 1 mm ou plus.

Changements minéralogiques. - Le plagioclase est plus altéré que la hornblende. Très peu d'amphibolites contiennent du plagioclase complètement frais. Une faible altération a causé une petite séricitisation le long des limites des grains; un métamorphisme plus intense a produit de la clinzoïsite, surtout aux surfaces de séparation entre le plagioclase et la hornblende. Une destruction complète du plagioclase produit un peu de quartz, soit en petits globules épars dans le feutrage de séricite et clinzoïsite, soit en grosses masses au centre des anciennes régions de plagioclase.

La hornblende, bien qu'ayant contribué à la formation de la clinzoïsite en partant du feldspath, se décompose surtout en masses de chlorite vert foncé contenant des cristaux individuels d'épidote jaune. Ces masses de chlorite et d'épidote sont des pseudomorphes des grains de hornblende. La chlorite et le leucoxène remplacent la hornblende dans quelques roches. Dans d'autres amphibolites, la hornblende est complètement remplacée par de l'épidote brune. L'actinote remplace rarement la hornblende. Des cristaux d'épidote sont présents dans certains grains de hornblende bleu-vert entourés par un halo de cummingtonite, ce qui indique une autre réaction de décomposition de la hornblende.

La magnétite et l'ilménite ont été altérées en leucoxène au cours du second métamorphisme. Le sphène est présent dans des veines transversales de quartz là où la zone d'altération adjacente à la veine est lessivée de ses minéraux opaques.

Effets texturaux. - Le second métamorphisme souligne certaines textures relictuelles tel que décrit dans les paragraphes précédents. De plus, il fait ressortir la foliation dans les amphibolites metabasaltiques. De minces couches d'épidote se développent à la surface de séparation des couches riches en plagioclase et de celles qui sont riches en hornblende; le contraste frappant entre l'épidote vert brillant et la hornblende noire rend le litage très distinct dans les spécimens macroscopiques. Les zones d'altération adjacentes aux veines s'élargissent dans certaines couches et s'amincissent dans d'autres. Il est évident que certaines couches furent plus perméables aux solutions qui produisirent l'altération. Dans la plupart des roches, les couches de plagioclase ou de plagioclase et hornblende mélangés sont les plus altérées, mais l'altération s'est étendue de ces couches à celles de hornblende.

Amphibolite à pyroxène et hornblende brune

L'amphibolite à pyroxène et hornblende brune est présente le long de la limite des régions des Monts Tichégami et de la Rivière Tichégami. L'isograde du pyroxène s'incurve vers le sud au moins jusqu'à la rivière Tichégami près de la limite ouest de la région. Une bonne partie de l'amphibolite dans cette région nord est transformée en migmatite et la plupart des roches non migmatisées sont ultrabasiques. Cependant, quelques minces lentilles d'amphibolite à pyroxène permettent de délimiter les structures.

L'amphibolite à pyroxène et hornblende brune a une surface d'altération unie, brune, qui fait contraste avec la surface raboteuse de la plupart des roches ultrabasiques. Les surfaces fraîches sont noires avec une teinte verte ou brune. Elles sont à grain variant de moyen à grossier et possèdent une assez bonne foliation accompagnée d'un faible litage. On peut distinguer le plagioclase et la hornblende, mais le pyroxène n'est pas visible en spécimen macroscopique.

En lame mince, les amphibolites ont une texture granoblastique en partie nématoblastique. Il y a une faible concentration en couches de plagioclase et de hornblende et le pyroxène se trouve toujours dans les couches riches en hornblende. Quelques roches ont une texture quasi ignée, avec distribution très uniforme de minéraux, ce qui porte à croire qu'elles proviennent d'une roche de composition constante. L'andésine (An₄₂₋₅₃) constitue de 30 à 50% de la roche et forme des cristaux sub-arrondis de 0.5 à 1 mm de diamètre; la hornblende brune constitue de 40 à 45% de la roche et est en cristaux idiomorphes d'une longueur de 0.7 à 3 mm; l'augite enfin est présente pour une proportion de 5 à 25% en

cristaux tronqués longs de 0.7 à 1.5 mm. Le plagioclase est maclé dans toutes les roches. La hornblende est pléochroïque de jaune à jaune-vert à brun, $Z_{Ac} = 18-26$ et $2V_x = 73-85$. L'augite varie d'incolore à rose, $Z_{Ac} = 30-35$ et $2V_z = 50-60$. Nous avons relevé de l'orthopyroxène incolore (hypersthène $2V_x = 40$) dans un spécimen. Les minéraux opaques sont d'ordinaire présents à l'état de traces et peuvent constituer jusqu'à 3% de l'amphibolite; ce sont surtout de la magnétite et de l'ilménite accompagnées d'un peu de pyrite. Des traces d'apatite et de biotite orange sont aussi présentes. Certaines des amphibolites ont subi un métamorphisme régressif qui a transformé le plagioclase en séricite et saussurite. L'augite est altérée en serpentine et la chlorite et la hornblende, en chlorite et actinote.

Tel que mentionné précédemment, les relations sur le terrain de l'amphibolite à pyroxène et hornblende brune n'aident pas beaucoup à déterminer son origine. La présence de beaucoup de roches ultrabasiques interlitées avec l'amphibolite porte à croire que tout cela pourrait peut-être constituer un complexe basique métamorphisé, mais la présence d'interstratifications de roches sédimentaires métamorphisées (à l'est du lac Mistamiquechamic) détruit partiellement cette hypothèse. Les roches correspondent probablement à la suite de roches volcaniques, sédimentaires et intrusives du groupe de Tichégami. Une abondante injection granitique et une migmatisation ont réduit l'épaisseur de la série, et les roches résistantes telles que les roches ultrabasiques ont pris une importance relative accrue.

Composition chimique des amphibolites

Le service des Laboratoires du ministère des Richesses naturelles du Québec a procédé à l'analyse chimique complète de cinq spécimens d'amphibolite provenant de la région de la rivière Pépeshquasati. Trois amphibolites provenant de la région du lac Hippocampe furent analysées à l'Université McGill. On trouvera les résultats au tableau 3.

L'amphibolite métagabbroïque est comparable aux cinq amphibolites metabasaltiques, mais elle semble être plus riche en fer et plus pauvre en magnésium. C'est ce qu'on peut le mieux réaliser en comparant le métagabbro avec les metabasaltes moins altérés dans les colonnes 1, 4 et 5. Le rapport fer-magnésien du métagabbro est plus élevé que dans les amphibolites metabasaltiques fraîches. Le métagabbro diffère parfois chimiquement des coulées étant donné qu'il est une différenciation tardive du même magma.

Les amphibolites feuilletées (colonnes 7 et 8) peuvent également être mises en corrélation avec les amphibolites metabasaltiques, mais elles offrent beaucoup de variations. Les deux ont un faible rapport potasse-soude, ce qui est particulièrement significatif quant à l'origine de l'amphibolite feuilletée. Les rapports potasse-soude inférieurs à 1

Tableau 3

Analyses chimiques et normes des amphibolites
dans la région de Tichégami

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	48.82	51.90	49.07	47.86	48.98	50.14	50.99	50.35
Al ₂ O ₃	14.73	15.35	14.00	15.56	14.92	13.86	14.90	8.92
TiO ₂	0.93	0.96	0.79	1.41	6.69	1.08	0.90	0.80
Fe ₂ O ₃	2.33	3.08	2.49	2.19	2.29	3.70	2.80	2.91
FeO	8.95	8.00	8.37	10.70	9.81	9.35	8.33	9.03
CaO	11.46	7.16	10.05	8.16	11.23	8.47	8.81	12.03
MgO	7.39	5.33	8.40	9.44	9.41	6.90	5.76	12.76
MnO	0.19	0.19	0.22	0.16	0.20	0.21	0.24	0.19
K ₂ O	0.97	2.84	1.96	0.78	0.34	1.30	0.81	0.49
Na ₂ O	1.85	1.78	1.29	2.13	1.45	2.05	2.90	1.33
H ₂ O ⁺	1.84	3.17	3.20	0.89	0.39	2.48	2.53	
H ₂ O ⁻	0.03	0.04	0.04	0.22	-	0.04	0.04	
P ₂ O ₅	0.06	0.08	0.05	0.01	0.13	0.08	0.07	0.09
S	0.00	0.07	0.05	0.02	-	0.12	0.19	-
CO ₂	0.25	0.12	0.18	0.36	0.40	0.13	0.62	0.19
V ₂ O ₃	0.06	0.07	0.05	nd	nd	0.08	0.06	nd
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	nd	nd	0.02	0.01	nd
BaO	0.00	0.04	0.02	nd	nd	0.02	0.01	nd
SrO	0.01	0.01	0.01	nd	nd	0.01	0.01	nd
Total	99.89	100.22	100.26	99.89	100.24	100.04	99.98	99.66
Quartz	-	5.0	-	-	-	3.2	3.3	-
Orthose	5.9	17.3	11.9	4.7	2.0	7.9	4.9	2.9
Albite	16.0	15.6	11.3	18.3	12.3	17.8	25.2	11.3
Anorthite	29.6	26.3	27.5	30.9	33.3	25.4	25.9	17.1
Diopside	-	7.5	-	-	-	13.4	11.9	-
Wollastonite	11.0	-	9.4	3.2	8.0	-	-	17.3
Enstatite	17.1	11.7	20.9	15.7	22.8	13.8	11.5	30.9
Ferrosilite	12.3	9.6	12.4	10.5	14.9	10.2	9.5	12.8
Forsterite	1.2	-	0.5	5.6	0.5	-	-	0.8
Fayalite	0.9	-	0.3	4.2	0.3	-	-	0.4
Ilménite	1.8	1.9	1.6	2.7	1.3	2.1	1.7	1.5
Magnétite	3.6	4.6	3.7	3.2	3.3	5.5	4.2	4.3
Pyrite	-	0.1	-	0.0	0.0	0.2	0.2	-
Apatite	0.1	0.2	0.1	0.0	0.3	0.2	0.2	0.2
Calcite	0.6	0.3	0.4	0.8	0.9	0.3	1.5	0.4
Fe/Fe + Mg	.61	.68	.57	.58	.56	.66	.66	.48
K ₂ O/Na ₂ O	.52	1.59	1.52	.37	.23	.63	.28	.31
Spécimen No.	L-12-3	L-14-3	L-15-4	J-13-2	J-5-3	L-15-1	L-14-9	J-41

- I - Amphibolite métabasaltique fraîche, à grain fin, au sud du lac Holton
 II - Amphibolite métabasaltique modérément altérée, à grain fin, au sud du lac Holton
 III - Amphibolite métabasaltique fraîche à modérément altérée, à grain fin, au sud du lac Holton
 IV - Amphibolite métabasaltique fraîche, à grain fin, région du lac Hippocampe
 V - Amphibolite métabasaltique fraîche, à grain fin, région du lac Hippocampe
 VI - Amphibolite métagabbroïque fraîche, au sud du lac Holton
 VII - Amphibolite feuilletée fraîche à modérément altérée, au sud du lac Holton
 VIII - Amphibolite feuilletée fraîche à modérément altérée, région du lac Hippocampe

Les analyses 1, 2, 3, 6 et 7 ont été faites par Henri Boileau, ministère des Richesses naturelles du Québec.

Les analyses 4, 5, 8, par H. Ulk, Université McGill, Montréal.

sont rares dans les roches sédimentaires et, pour cette raison, Wilcox et Podervart (1958, p. 1363) ont émis l'hypothèse par les para-amphibolites sont dérivées de grauwackes dolomitiques. Le rapport potasse-soude de la grauwacke moyenne de Pettijohn (1957, p. 307) est de .61 soit beaucoup plus élevé que celui de n'importe quelle des amphibolites feuilletées du groupe de Tichégami qui ont été analysées. Cette assez bonne corrélation entre l'amphibolite feuilletée et les amphibolites metabasaltiques et métagabbroïques de même que le faible rapport potasse-soude appuient davantage le fait que l'amphibolite feuilletée est une roche clastique volcanique métamorphisée.

La variation parmi les amphibolites metabasaltiques implique une addition de H_2O et de K_2O , ainsi qu'en témoigne le fort rapport potasse-soude dans les amphibolites metabasaltiques altérées (colonnes 2 et 3). Elle implique également l'élimination de CaO et de MgO . La variation se révèle également par le changement de normes: l'olivine normative élevée dans les spécimens IV et V, très peu d'olivine normative dans les spécimens II et V et quartz normatif dans le spécimen II.

L'enrichissement en silice révélé par la présence de quartz dans les normes du métagabbro et l'une des amphibolites feuilletée peut bien aussi avoir été causé par l'altération. Il pourrait aussi être dû à une différenciation magmatique dans un cas à une différenciation sédimentaire dans l'autre.

Les moyennes des cinq amphibolites metabasaltiques et des huit analyses du tableau 3 sont comparées avec celles de basalte et d'amphibolite d'Emeryville (Tableau 4). En général, la mise en corrélation avec les basaltes est valable, les différences notables étant les teneurs plus faibles en TiO_2 et plus fortes en H_2O s'expliquent peut-être par l'altération subie par les amphibolites. Nous donnons ci-après une explication possible de la teneur plus faible en TiO_2 .

La teneur en TiO_2 d'une série d'échantillons de metabasalte, de métagabbro et d'amphibolite feuilletée fut mesurée par fluorescence des rayons X et les trois groupes ont à peu près la même teneur moyenne, ce qui porte à croire que les trois roches ont la même origine.

31 amphibolites metabasaltiques donnent une moyenne de 1.04%
16 amphibolites métagabbroïques donnent une moyenne de 1.03%
10 amphibolites feuilletées donnent une moyenne de 1.04%

La teneur en TiO_2 de spécimens individuels varie de 0.54 à 2.90%, bien qu'elle demeure entre 0.70 et 1.30% dans la plupart. Des essais sur des groupes choisis de spécimens (Chown, 1963) indiquent qu'il peut y avoir certaines variations initiales dans la teneur de TiO_2 dans les roches mais que la plupart se sont produites au cours du premier métamorphisme. Au cours de celui-ci, une partie du TiO_2 émigra dans les roches sédimentaires associées aux roches volcaniques. Un léger remaniement locale du TiO_2 se produisit au cours du second métamorphisme.

Tableau 4 - Analyse chimique des amphibolites et autres roches basiques

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	49.3	49.8	50.8	49.3	48.2
Al ₂ O ₃	14.9	14.1	14.1	15.6	14.5
TiO ₂	1.0	0.9	2.0	1.6	1.9
Fe ₂ O ₃	2.5	2.7	2.9	3.5	3.5
FeO	9.2	9.1	9.0	7.8	10.5
CaO	9.6	9.7	10.4	10.3	10.2
MgO	8.0	8.2	6.3	6.5	6.6
MnO	.2	.2	.2	.2	.2
K ₂ O	1.4	1.2	0.8	0.5	1.0
Na ₂ O	1.7	1.8	2.2	2.7	2.0
H ₂ O	1.9	1.9	0.9	1.8	1.3
P ₂ O ₅	.1	.1	.2	.3	.2
CO ₂	.3	.3	0.0	0.04	0.08
	100.1	100.0	99.8	100.14	100.18

- I - Moyenne de 5 amphibolites metabasaltiques du tableau 3
 II - Moyenne des 8 amphibolites du tableau 3
 III - 137 tholéiites, réduites à la première décimale, d'après Nockolds, 1954, p. 1021.
 IV - 16 basaltes du type Picture Gorge, Waters, 1961, p. 595.
 V - 7 amphibolites les moins altérées d'Emeryville, Engel et Engel, 1962b. p. 63.

Origine des amphibolites

Amphibolite metabasaltique. Les structures et textures relictuelles décrites plus haut indiquent que les amphibolites à grain fin sont des roches volcaniques métamorphosées à grain fin. Les analyses chimiques révèlent que les roches ressemblent à des basaltes. Les contacts conservés en certains endroits indiquent que certaines amphibolites metabasaltiques sont des coulées. Le fait que seule la partie inférieure de la seconde coulée sur la colline Trig soit coussinée porte à croire que cette coulée se serait peut-être déversée dans un petit lac, ce qui à son tour indiquerait qu'au moins certaines des coulées furent éjectées à l'air libre. Plusieurs des metabasaltes à grain fin pourraient bien être des filons-couches. Cependant, un complexe de filons-couches de roche à différence texturale, mais à composition chimique semblable (métagabbro) envahit les metabasaltes. Il est peu probable que le metabasalte et le métagabbro soient des filons-couches. De plus, tous les contacts qui sont préservés sont des contacts de coulées.

Les amphibolites metabasaltiques correspondent aux roches vertes coussinées des enclaves, mais ces roches vertes sont complètement coussinées, ce qui fait croire qu'elles furent éjectées sous l'eau. Si l'amphibolite et la roche verte sont de fait équivalentes, ceci va à l'encontre des indices relevés à l'affleurement de la colline Trig. Cependant,

il est possible que les coulées inférieures de la série aient été éjectées sous l'eau et qu'un empilement volcanique se soit constitué et ait finalement émergé.

Les coulées et filons-couches de la division médiane forment une grosse lentille, d'une épaisseur de 3,500 pieds au centre, qui s'amincit et s'interdigite avec l'amphibolite feuilletée à l'est et à l'ouest. Ceci semble être une section à travers un petit volcan en bouclier. La mince série de coulées de la division inférieure représente peut-être une éruption antérieure provenant de la même cheminée (elles atteignent leur épaisseur maximale au même endroit) ou sont peut-être une section à une distance plus grande de la source d'une éruption antérieure.

Amphibolite métagabbroïque. - La grosse dimension des grains du métagabbro porte à croire qu'il s'agit probablement d'une roche intrusive. L'épais complexe métagabbroïque sur le flanc sud du synclinal semble recouper plusieurs des contacts de coulées. De plus, ce complexe de métagabbro est d'une épaisseur et d'une distribution très erratiques (il est absent au sud du lac Esker, mais est présent à l'est et à l'ouest de ce lac). On pourrait donc croire que le métagabbro formait un gros filon-couche ou un complexe de filons-couches. Il est significatif que ces filons-couches envahissent également des coulées metabasaltiques dans plusieurs autres régions volcaniques du Précambrien ancien du Bouclier canadien.

On ne trouve pas de métagabbro dans les divisions stratigraphiques supérieure ou inférieure du groupe de Tichégami, ce qui porte à croire que les filons-couches sont génétiquement apparentés aux extrusions metabasaltiques de la division médiane. Cependant, on trouve des fragments de métagabbro dans l'amphibolite feuilletée. Ces fragments peuvent résulter de l'érosion d'une intrusion près de la surface ou peuvent avoir été arrachés d'une intrusion dans une cheminée volcanique. On croit qu'un laccolithe de gabbro grossier dans le caldera de Kilauea (Murata et Richter, 1961, p. 425) a été mis en place à une profondeur de 135 à 350 pieds seulement.

Nous croyons donc que le métagabbro a été injecté dans les coulées metabasaltiques pendant l'éruption du volcan qui forma la division médiane.

Amphibolite feuilletée. - Les amphibolites feuilletées passent graduellement à des roches métasédimentaires. Certaines amphibolites à texture clastique bien visible passent graduellement à des amphibolites à lamines irrégulières. La présence de variétés distinctes de minéraux tels que la biotite et le grenat indique que les amphibolites feuilletées manifestent plus de variations de composition chimique que les autres amphibolites. Les deux amphibolites feuilletées analysées (Tableau 3) révèlent une grande différence de composition. Ces faits semblent indiquer que les amphibolites sont des roches sédimentaires métamorphisées plutôt qu'un metabasalte qui aurait été converti en une roche feuilletée par processus métamorphiques. Reste la possibilité que les amphibolites

feuilletées seraient des roches volcaniques clastiques métamorphisées. Les roches volcaniques clastiques sont de toute apparence apparentées à l'amphibolite à texture clastique. De fins sédiments tufacés passant graduellement à des sédiments normaux expliqueraient le passage graduel de l'amphibolite feuilletée à un quartzite feuilleté. Un mélange de sédiments pélitiques pourrait produire la variation chimique indiquée par la présence de minéraux distinctifs.

Les roches volcaniques clastiques sont présentes dans la plupart des autres groupes de roches volcaniques précambriennes. L'exemple le plus convaincant est la présence de tuf fin à lapilli dans les enclaves de roche verte correspondante au sud. La plupart des indices relevés dans les amphibolites feuilletées et une comparaison avec les roches des autres groupes volcaniques précambriens indiquent que ces amphibolites proviennent d'une série de roches volcaniques clastiques.

Les tufs à grain fin étaient peut-être lités à l'origine; leur passage graduel à des quartzites interstratifiés en est certes l'indice. Une bonne partie du litage, des roches clastiques, cependant, a fort bien pu avoir été causée par une différenciation métamorphique résultant du fort cisaillement qui accompagna le premier métamorphisme. L'orientation de la biotite et de la hornblende dans toutes les amphibolites feuilletées indique que les roches ont été cisillées. Si l'on considère que le cisaillement subi par le groupe de Tichégami ait pu causer même une légère foliation sur certaines parties compétentes des coulées et filons-couches, il est bien évident que la brèche et le tuf moins compétents aient pu être intensément étirés et cisillés.

Roches métasédimentaires

Les roches sédimentaires interstratifiées avec les roches volcaniques du groupe de Tichégami aident beaucoup à l'interprétation de l'origine des amphibolites et à la compréhension de tout le terrain volcanique.

Le quartzite varie d'une roche quartzique presque pure à un schiste à biotite, plagioclase et quartz. Il se présente en unités épaisses de 2 à 20 pieds dans l'amphibolite feuilletée. Bien que quelques couches pouvant atteindre 6 pouces d'épaisseur soient massives, le quartzite est en grande partie feuilleté, avec alternances de couches riches en quartz épaisses de 1 cm et de couches micacées de 0.5 cm. Quelques quartzites contiennent de la biotite dans les couches foncées. Tous les quartzites sont finement grenus et s'altèrent du gris-vert pâle au blanc vitreux. On peut très bien distinguer les lamines sur les surfaces altérées.

En lame mince, les quartzites sont surtout composés d'une fine (0.05 à 0.1 mm) mosaïque de grains de quartz clair. Les interstices et espaces de la mosaïque contiennent une muscovite finement divisée et des minéraux opaques poussiéreux. La distribution erratique des espaces dans la mosaïque porte à croire qu'une bonne partie du matériel micacé est provenue de la désintégration de grains clastiques de feldspath. Les paillettes

de muscovite dans la matrice et celles plus grosses dispersées dans la mosaïque de quartz sont alignées. Les lamines foncées dans quelques roches apparaissent en lame mince comme des concentrations de matériel micacé finement divisé.

Le quartzite à biotite contient des paillettes de biotite dans les couches micacées foncées et il s'en trouve de distribuées au hasard dans les couches riches en quartz. Du plagioclase transparent non maclé est présent en faible quantité dans la plupart des spécimens. Le quartzite à biotite est une roche de transition entre le quartzite feuilleté et le schiste à biotite plagioclase et quartz (Tableau 5).

Tableau 5 - Analyse modale des roches sédimentaires

Minéral	K-4-2	L-10-4	C-32-4	C-12-1	K-6-1
Quartz	60.0	48.1	42.6	16.8	1.8
Plagioclase	36.4	12.5	41.9	46.0	14.5
Biotite	0.3	6.5	13.2	36.1	7.3
Muscovite	0.7	25.9	-	-	-
Chlorite	-	-	-	-	43.5
Epidote	-	2.4	2.3	-	27.0
Minéraux opaques	2.6	4.3	-	0.8	6.1
Hornblende	-	0.2	-	-	-
Tourmaline	-	0.1	-	-	-
Apatite	-	-	-	0.3	-
<u>Total</u>	100.0	100.0	100.0	100.0	100.2
Roche	QL	Q	QB	SB	SGB
Anorthite %	-	-	35	33	34
Points	1200	1200	1200	1200	1200

QL - Quartzite feuilleté Q - Quartzite
 QB - Quartzite à biotite SB - Schiste à biotite
 SGB - Schiste à grenat et biotite

Le schiste à biotite, plagioclase et quartz est une roche à gros grain composée de couches à quartz et plagioclase épaisses de 5 mm alternant avec des couches de quartz et biotite de 3 mm. Ces couches sont plissotées. La biotite est fortement orientée et forme des agrégats pouvant atteindre un diamètre de 1 cm. Le schiste s'altère en gris argenté pâle et il est rayé de blanc et de noir en surface fraîche.

Des couches ondulantes, riches en biotite et épaisses de 0.5 mm, sont distribuées à intervalles de 1 à 5 mm dans une mosaïque de grains de quartz et d'andésine de 0.1 à 0.2 mm de diamètre, comme on peut le voir dans les lames minces. Les paillettes individuelles de la biotite ont une

épaisseur de .05 à 0.1 mm et une longueur pouvant atteindre 1 mm. Des prismes occasionnels de hornblende bleu-vert sont présents dans les couches à biotite.

Des schistes à grenat et biotite, à grenat hornblende et biotite et à grenat et chlorite se rencontrent très souvent dans le groupe de Tichégami dans la partie ouest de la région; ils sont moins communs dans les secteurs centre et est. La plupart de ces roches se reconnaissent facilement par leurs gros porphyroblastes de grenat, à diamètre maximal de 2cm, qui restent en relief sur les surfaces altérées. Certaines, cependant, contiennent d'abondants petits grenats (2 mm de diamètre) avec bordures de chlorite, qu'on peut difficilement voir à l'oeil nu. Les schistes grenatifères s'altèrent couleur marron pâle et, en cassure, leur couleur varie de vert foncé à noire. Elles sont fortement foliées et possèdent un litage prononcé qui est parfois masqué par des effets régressifs dans les roches altérées. Les couches riches en biotite et grenat sont épaisses de 0.5 à 4cm et celles riches en quartz sont d'ordinaire un peu plus minces. La hornblende se rencontre en petites quantités dans les couches foncées de presque tous les schistes. La plupart des schistes interstratifiés avec les amphibolites metabasaltiques ont subi un métamorphisme régressif qui les a transformés en schistes à épidote, chlorite et quartz. Le grenat s'altère en chlorite et magnétite et forme des modules dans les roches magnétiques.

Les schistes grenatifères sont présents dans les amphibolites feuilletées de même que dans les séquences de laves. Les contacts entre le schiste et les laves metabasaltiques (Pl. III) sont tranchés et bien visibles. Les schistes à grenat et biotite interstratifiés avec l'amphibolite feuilletée passent d'ordinaire graduellement à l'amphibolite grâce à une teneur accrue en hornblende et à une baisse simultanée de la teneur en biotite.

La plupart des porphyroblastes de grenat présents dans les schistes à biotite ont un diamètre de 1 à 33 mm, mais quelques-uns atteignent 2 cm. Le quartz et le plagioclase forment une mosaïque de grains de 0.1 à 0.3 mm de diamètre; les paillettes de biotite ont une longueur maximale de 0.5 mm et sont concentrées en couches dans le schiste. Les couches foncées riches en biotite sont ployées autour des porphyroblastes. Quelques-uns des schistes à grenat et biotite contiennent de 1 à 2% de sillimanite en fines aiguilles dans les couches à biotite. Une bonne portion de la biotite dans les schistes fortement altérés est convertie en paillettes froissées de chlorite vert foncé; le grenat est changé en agrégats radiés de chlorite d'un vert brillant et en fins cristaux de magnétite.

On rencontre une formation ferrifère en certaines localités éparses de la région de la rivière Tichégami et en un endroit au sud du lac Holton. C'est une roche litée à altération rouille qui provoque une forte déviation de l'aiguille aimantée. En surface fraîche, le litage de la roche est bien visible. De minces couches massives de magnétite finement cristalline épaisses de 1 mm ou moins, alternent avec des couches de quartz

d'apparence grossièrement cristalline, d'une épaisseur de 5 mm. D'autres minéraux foncés, à grain trop fin pour identification sur le terrain, sont présents dans les couches à magnétite.

En lame mince, on constate que le quartz est le minéral prédominant de la formation ferrifère. Les couches, d'une épaisseur de 2 à 5 mm formées d'une mosaïque de quartz (grains d'un diamètre de 0.1 à 0.2 mm) sont séparées par de minces couches (0.5 mm) de magnétite et de silicates de fer. Les grains individuels dans la mosaïque de quartz sont délimités par une mince pellicule d'hématite semi-opaque. Les couches foncées sont surtout composées de cristaux idiomorphes de magnétite (0.1 mm) avec des faisceaux de fibres radiées de stilpnomélane ou grünenite pouvant atteindre une longueur de 0.3 mm. De petites concentrations de biotite ou chlorite vert foncé sont également présentes dans les couches foncées. Ces couches, planes et d'épaisseurs assez uniformes, ont des contacts nets avec les couches de quartz.

Métamorphisme régressif

Les effets du second métamorphisme sont moins prononcés dans plusieurs des schistes que dans les amphibolites. L'une des raisons est que les schistes contiennent beaucoup de quartz qui n'est pas affecté par le métamorphisme régressif. Le plagioclase, d'autre part, est légèrement altéré dans la plupart des roches et complètement séricitisé et saussuritisé dans plusieurs. La biotite est partiellement altérée en chlorite dans la plupart des schistes. Les roches grenatifères tel que mentionné plus haut, sont d'ordinaire fortement altérées. La plupart des roches métasédimentaires, qui forment des couches interstratifiées avec les coulées metabasaltiques, sont fortement altérées en schistes à épidote, chlorite et quartz.

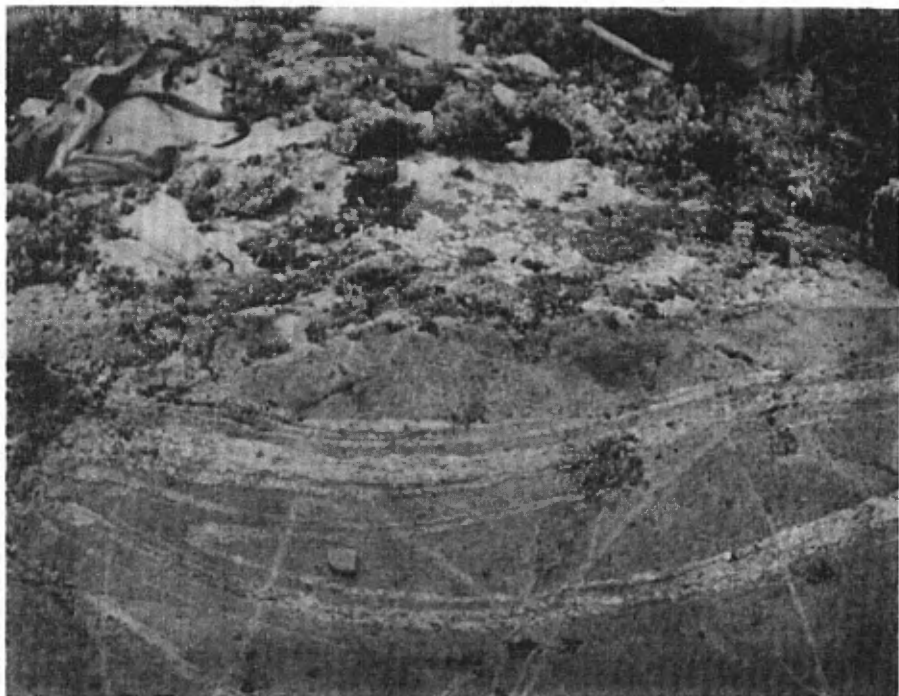
Amphibolites ultrabasiques

Les roches ultrabasiques forment de petites lentilles dans les roches volcaniques de Tichégami; elles forment aussi des venues éparses dans la région de la Rivière Tichégami et celle des Monts Tichégami, de même que dans celle du Lac Hippocampe. Ces amas dépassent rarement une longueur de quelques milliers de pieds et plusieurs sont trop petits pour paraître sur la carte. Les intrusions se situent à peu près au même niveau stratigraphique le long de la bordure nord de la bande de roches du groupe de Tichégami dans la région de la Rivière Tichégami. Les roches s'altèrent en brun rougeâtre, et leur surface est typiquement grumelleuse (Pl. V-A) Cette surface est particulièrement bien développée dans les roches très métamorphosées de la partie nord de la région. Les surfaces fraîches des roches ultrabasiques sont d'un noir mat, ou noires avec teinte verdâtre. Les cristaux de hornblende, laminaires, sans éclat, longs de 1 à 5 cm et à fracture sub-conchoïdale, sont entourés d'espaces remplis de cristaux de 1 à 2 mm; ces cristaux sont de la phlogopite et la hornblende dans la partie centrale de la région, du pyroxène et de la hornblende au nord. Les

Planche V



A - Surface bosselée d'altération typique de l'amphibolite ultrabasique. Rive sud du lac Chamic.



B - Plissement ptygmatique dans des veinules de pegmatite grise recoupant la migmatite à amphibolite. Près de la rivière Tichégami à l'ouest du lac Baudeau.

roches ultrabasiques accompagnant les amphibolites brunes hornblendifères au nord ont été plus recristallisées que celles qui recoupent l'amphibolite hornblendifère bleu-vert. Les gros cristaux sont masqués par la présence des fins cristaux de hornblende; on ne peut les voir clairement que sur les surfaces altérées où ils font relief et où ils ont une couleur rougeâtre caractéristique. La plupart des roches ultrabasiques sont magnétiques et toutes ont un poids spécifique élevé.

La lame mince est supérieure à l'échantillon mégascopique pour faire la distinction entre les roches ultrabasiques de la zone de hornblende bleu-vert et celles de la zone de hornblende brune. Un spécimen typique contient 90% de hornblende incolore ($2V_x = 80-85$) en cristaux pouvant atteindre une longueur de 5 cm et en petits faisceaux (0.5 mm) intercalés avec de la phlogopite (5%). Les gros cristaux constituent jusqu'à 50% ou plus de la roche et ils sont remplis d'inclusions de spinelle variant de vert pâle à brune (hercynite ou picotite) et de minéraux opaques (magnétite et ilménite).

Une roche ultrabasique typique provenant de la zone de hornblende brune, d'autre part, ne contient que 50 à 60% de hornblende incolore ($2V_x = 85-95$) qui forme un enchevêtrement partiellement orienté de cristaux de 0.4 à 0.8 mm de longueur. Une augite rose pâle ($2V_x = 50-60$), en grains pouvant atteindre un diamètre de 1 mm, constitue 11% de la roche. Un fin réseau de serpentine et de talc, mélangés à de la magnétite et remplaçant l'augite, constitue 27% de la roche. Des inclusions de spinelle brun-vert sont éparpillées par toute la hornblende et la serpentine. La magnétite et l'ilménite constituent 2 à 3% de la plupart des roches et jusqu'à 7% dans certaines. Il y a un peu d'actinote et de phlogopite comme produits d'altération de l'augite et de la hornblende.

Dans le secteur situé entre ces deux types de roche, on trouve quelques éléments intermédiaires contenant 10 à 15% d'augite et 80 à 95% de hornblende incolore. Ces roches possèdent une texture granoblastique.

La plupart des amphibolites ultrabasiques sont au moins grossièrement foliées. Cette foliation est parallèle à celle des gneiss encaissants et les contacts entre les roches ultrabasiques et roches plus anciennes sont en grande partie concordants. Les roches ultrabasiques recoupent le litage et la foliation des schistes à biotite et grenat qui affleurent à l'ouest du lac Cabat. Ceci indique que les roches ultrabasiques sont, en partie du moins, plus jeunes que les roches volcaniques et sédimentaires du groupe de Tichégami.

Origine. - Les caractéristiques optiques de l'amphibole indiquent qu'il s'agit d'une hornblende riche en magnésium. La présence d'autres minéraux magnésiens tels la phlogopite, la serpentine et le pyroxène de même que l'absence de plagioclase et de quartz indiquent une roche d'origine ultrabasique. L'omniprésence de spinelle et de minéraux opaques rappelle également une roche ultrabasique. La roche originelle était probablement une serpentine ou une périclase.

Nous ne savons pas si les cristaux grossiers de hornblende constituent une texture résiduelle ou s'ils sont la résultat de métamorphisme, mais le passage graduel à une texture métamorphique plus typique dans les roches parvenues à un stade plus élevé porte à croire que cette caractéristique a été en partie héritée. Dans un tel cas, la roche mère la plus probable aurait été une serpentinite à gros grain.

Gneiss quartzodioritique

On trouve du gneiss quartzodioritique dans la partie extrême nord de la région, autour du lac Jus; dans les parties est et centre de la région de la Rivière Pépeshquasati, autour du ruisseau Quegeobo et juste à l'ouest du lac Baudeau. La roche est d'apparence très uniforme et de distribution très étendue. La seule variation minéralogique qu'on remarque d'un affleurement à un autre est la teneur en microcline, lequel semble n'être qu'un élément additif dans la composition originale de la roche. Le gneiss quartzodioritique est recoupé par quelques dykes et filons-couches de granite mais, dans l'ensemble, il semble avoir résisté à la granitisation. Les relations entre le gneiss quartzodioritique, le gneiss quartzofeldspathique et l'amphibolite sont mal connus. Le contact entre les deux gneiss est visible dans l'émissaire du lac Jus. A cet endroit, il est concordant et très net et le gneiss quartzofeldspathique est très déformé. Le gneiss quartzodioritique qui affleure sur la rive sud du lac Jus contient des schlieren d'amphibolite. Le contact entre le gneiss quartzodioritique et la petite bande d'amphibolite qui affleure à l'extrémité supérieure de la gorge de la rivière Chene est graduel et passe par une zone de schlieren. Reste à savoir si l'apparence ignée de ce contact est causée par l'intrusion de diorite quartzique ou par l'intrusion d'une granite postérieur qui envahit les deux roches à cette localité et remplace plus facilement le gneiss que l'amphibolite. Le gneiss quartzodioritique, croyons-nous, est une roche intrusive qui a été métamorphisée en même temps que les roches sédimentaires et volcaniques qu'il recoupe.

Le gneiss quartzodioritique est une roche à grain grossier, fortement foliée, en grande partie grise avec couche et traînées vert foncé. Il s'altère gris pâle à blanc crayeux. Le feldspath, dans plusieurs spécimens, possède une teinte vert pâle causée par l'altération de l'épidote. Certains spécimens de grain fin à moyen contiennent des minéraux moins mafiques; leur couleur est uniformément vert cireux.

En lame mince, un spécimen typique contient 55% de plagioclase en grains faiblement lamellaire. Le plagioclase (An_{27}) est légèrement altéré et contient de minuscules inclusions de muscovite et de zoisite. Les altérations sont concentrées surtout sur les bordures des grains. Le plagioclase dans les autres roches de l'unité varie de An_{25} à An_{35} ; bien que la composition soit constante en dedans d'une roche individuelle. La hornblende pléochroïque du jaune pâle au jaune-vert, constitue 10% de la roche. Elle est concentrée en petites lentilles qui donnent à la roche sa forte foliation. Les grains individuels dans les lentilles ne sont pas orientés. Dans certains spécimens, la hornblende est complètement altérée en épidote et chlorite.

De petites quantités de biotite sont présentes localement. Des gneiss allongés et amiboïdes de quartz étiré, avec rebords suturés et irréguliers, constituent 30% de la roche. Ces grains sont allongés parallèlement à la foliation et ont une longueur de 4 à 5 mm, soit environ deux fois la longueur des grains de plagioclase et de hornblende. Les grains lobés de quartz remplacent les minéraux antérieurs et semblent avoir été superposés à la texture quasi ignée de l'intercroissance plagioclase-hornblende. Le microcline est présent dans certains gneiss sous forme de petits remplacements transparents interstitiels. L'altération du plagioclase est particulièrement avancée au voisinage de ces remplissages. L'apatite et la magnétite sont les minéraux accessoires les plus persistants et représentent jusqu'à 1% de la roche. On relève également la présence de zircon, de sphène et de pyrite dans plusieurs roches. Tous ces minéraux accessoires ont des contours idiomorphes et furent les premiers à cristalliser, sauf la pyrite qui est associée avec les minéraux d'altération.

La grosseur des grains, la constance de la texture et de la composition et la présence de hornblende dans le gneiss quartzodioritique contrastent avec la variabilité de la dimension des grains, de la texture et de la composition l'absence de hornblende dans le gneiss quartzofeldspathique. La texture et la composition très uniformes du gneiss quartzodioritique de même que ses relations de contacts portent à croire qu'il était à l'origine un amas igné. La séquence paragenétique développée dans tous les gneiss est identique, cependant, ce qui fait croire qu'ils ont tous été assujettis au même métamorphisme.

Migmatite

La migmatite, mélange de gneiss et de granite, est le résultat de l'invasion de la série métamorphique par du matériel granitique, en particulier du quartz et du feldspath potassique rose. Les effets de cette invasion suivent au moins deux stades qu'on peut reconnaître à l'oeil nu et au microscope. Malheureusement, la distribution des deux stades n'est pas suffisamment régulière sur le terrain et les affleurements pas assez abondants pour justifier leur séparation à l'échelle du présent levé. Le contact entre le gneiss relativement non transformé et la migmatite est purement arbitraire et une bonne portion de la vraie migmatite se trouve peut-être à l'intérieur des limites du gneiss telles que mises sur la carte et vice versa. Le contact de la migmatite a été indiqué là où la teneur en granite de toute la roche dépassait 20%. Le gneiss et la migmatite amphibolitique sont indiqués séparément sur la carte là où ils affleurent sur des superficies suffisamment grandes pour qu'on puisse le faire.

Migmatite gneissique

Deux stades de migmatisation font la transition depuis un gneiss non transformé jusqu'au granite gneissique. Au premier stade, la structure gneissique continue est conservée, avec hausse graduelle de la teneur du granite. C'est ce qu'on peut facilement voir sur le terrain, car le feldspath potassique envahissant est rose. A ce stade, on peut distinguer

des dykes et filons-couches individuels de granite, pegmatite et aplitite, d'une largeur dépassant rarement quelques centimètres, et certains recoupent la foliation du gneiss ou y sont parallèles. Les filons-couches ont tous des contacts graduels avec le gneiss étant donné que la teneur en feldspath rose décroît graduellement en pénétrant dans la roche environnante. Des dykes transversaux, d'autre part, ont avec le gneiss des contacts tranchés et légèrement refroidis, bien qu'ils passent graduellement aux filons-couches. D'ordinaire, la biotite et la hornblende sont concentrées dans la roche encaissante le long des contacts des dykes.

Les roches du second stade contiennent de 30 à 60% de granite et, comme toute la roche possède une teinte rose, les contacts entre le gneiss et le granite ne sont presque pas reconnaissables. Les structures sont irrégulières et contorsionnées. La foliation n'est pas constante d'un affleurement à l'autre et, à certains points, elle varie en dedans d'un même affleurement. Il y a gradation continue de ce type de migmatite au granite gneissique à petites enclaves de gneiss et, finalement, au granite massif.

Une lame mince de migmatite typique révèle que le plagioclase (An_{32}) est encore le minéral dominant et qu'il constitue 50% de la roche. Il est en partie altéré en muscovite, laquelle se présente en fines paillettes concentrées au coeur de certains grains et près des bordures d'autres grains. Des paillettes froissées d'une biotite jaune pâle à brun-vert sont uniformément distribuées dans la roche, en proportion d'environ 4%. La biotite est partiellement altérée en paillettes de chlorite et en petits cristaux d'épidote jaune. De gros grains de quartz de forme amiboïde semblent être superposés à l'intercroissance plagioclase-biotite et remplacent les deux minéraux. Le quartz constitue 30% de la roche. Le microcline, dernier élément constitutif principal, est très frais, contrairement au plagioclase et à la biotite altérés, et au quartz craquelé et étiré. Du microcline perthitique dans les grains interstitiels remplace et le quartz et le plagioclase, surtout le deuxième. Le plagioclase adjacent au microcline est fortement altéré et, dans presque tous les cas, il possède une bordure sodique claire directement adjacente au microcline. Cette bordure est en continuité cristallographique avec le plagioclase altéré; elle n'est pas présente là où le plagioclase est en contact avec le quartz ou la biotite. En quelques endroits la bordure se trouve reliée à des lamelles d'exsolution d'albite dans la perthite. Une partie du plagioclase possède une bordure très altérée criblée de petits grains de quartz vermiformes à extinction simultanée. La plupart des grains de microcline sont petits, mais quelques-uns peuvent atteindre un diamètre de 1 cm. La suite des minéraux accessoires, comme dans le gneiss, consiste en de nombreux petits cristaux de magnétite et d'apatite et en rares grains de zircon et de sphène.

Les variations dans la roche vue en lame mince vont de pair avec celles observées sur le terrain. La teneur en feldspath potassique et l'altération du plagioclase et de la biotite augmentent au voisinage de petits filons-couches de pegmatite. Les contacts de ces filons-couches sont graduels.

Migmatite amphibolitique

Le granite digère l'amphibolite avec difficulté. Comme résultat, les contacts granite-amphibolite dans la migmatite sont tranchés. On ne peut distinguer entre un premier stade de migmatisation présentant une faible teneur en granite et des structures continues, et un second stade où la teneur en granite est plus forte et les structures dérangées.

Les roches du premier stade de migmatisation sont uniformément litées. On y observe de minces filons-couches et dykes de pegmatite; les premiers sont parallèles à la foliation, tandis que les seconds la recourent. Certains des dykes transversaux contiennent du feldspath rose, mais la plupart, comme les filons-couches, sont gris. L'examen microscopique révèle que les contacts, qui semblent moins tranchés à l'oeil nu, sont graduels sur une largeur de quelques grains (environ 1 mm). Le plagioclase (An_{31}) constitue 70% de la roche étant donné qu'il est le principal constituant à la fois des couches pâles et des couches foncées. Il n'est que faiblement altéré. La hornblende verte, le minéral foncé le plus important, constitue 13% de la roche. Elle est modérément orientée et n'est que partiellement altérée. Les produits d'altération sont la chlorite et une amphibole variant d'incolore à moyennement pléochroïque. On trouve, en quantités moindres, les minéraux foncés suivants: biotite brun-vert, magnétite, leucoxène et hématite. Le quartz, qui est limité aux couches pâles, constitue 15% de la roche. Il forme des grains clairs, légèrement étirés et hypidiomorphes en intercroissance avec du plagioclase. De petits prismes d'apatite sont épars par toute la roche. Dans les migmatites de second stade, la quantité de granite atteint ou dépasse celle de l'amphibolite. En général, le litage et la foliation ne sont pas continus et l'amphibolite forme de nombreux blocs et schlieren, dont plusieurs ont pivoté, dans une matrice de granite gris. Les schlieren pivotés et déformés indiquent que la migmatite était mobile.

Une bonne partie de la migmatite à l'amphibolite est interlitée avec, ou enveloppée par une migmatite foncée à biotite et amphibolite. Cette roche est plus foncée que le gneiss quartzofeldspathique à biotite et contient approximativement 50% de biotite et hornblende dans les couches foncées. La biotite varie (aux dépens de la hornblende) de 5 à 50%; elle forme dans plusieurs roches des pseudomorphes de la hornblende. L'addition de potassium et d'eau au cours de la granitisation a apparemment transformé la hornblende en biotite. Il est significatif que ces migmatites contiennent très peu de feldspath potassique. Une telle transformation d'amphibolite en un gneiss à biotite a déjà été notée par Pye (1957) dans la région de Manitowadge, en Ontario. Nous avons relevé pour tout le territoire de nombreuses couches non modifiées d'amphibolite à l'intérieur des superficies de migmatite. Plusieurs des migmatites sont recoupées par des veinules de pegmatite plissées de façon compliquée (Pl. V-B). La plus grande partie de la migmatite à amphibolite contenant du mica se rencontre dans la région de la rivière Tichégami. Nous avons mis ensemble sur la carte la migmatite à amphibolite foncée contenant de la biotite et la migmatite à amphibolite.

L'amphibolite a certainement résisté à une conversion en granite, comme on peut facilement le constater à l'examen des cartes. Des bandes de migmatite à amphibolite font projection dans les masses granitiques et on peut les suivre à travers le complexe granitique grâce à des étendues intermittentes de migmatite disposées suivant la direction.

Granite

Le granite est la phase finale de la conversion du gneiss. Comme on peut s'y attendre, les rapports entre le feldspath potassique et le plagioclase sont variables et une bonne portion de la roche est en fait une granodiorite. Le granite est généralement gneissique et possède une couleur rose assez uniforme. Le vrai granite est rose foncé et entièrement massif. Les bordures des monts Tichégami sont constituées de granite gneissique; une portion de la partie nord du plateau montagneux comprend du granite massif, tout comme les montagnes au sud. Une bonne portion de la partie ouest de la plaine de la rivière Tichégami a comme socle du granite gneissique.

Dans une lame mince d'un granite typique, la texture du gneiss est encore visible. Du plagioclase (An_{24}) légèrement altéré constitue 34% de la roche. Quelques paillettes de biotite brune, en bonne partie altérée en chlorite, sont en intercroissance avec le plagioclase. Ces paillettes sont entamées par des grains amiboïdes et étirés de quartz, lequel minéral constitue 13% de la roche. Le microcline (50%) est le minéral dominant. Il est frais, perthitique et ses gros grains (jusqu'à 1 cm de diamètre) remplacent les grains plus fins (de 0.5 à 1 mm de diamètre) de plagioclase. Celui-ci, en plusieurs endroits, possède une bordure transparente sodique adjacente au microcline, semblable à celles décrites pour la migmatite. Les minéraux de cristallisation native - magnétite, apatite, zircon et sphène sont tous présents en faibles quantités. On y voit aussi de la magnétite appartenant à un stade tardif, produite apparemment au cours de l'altération de la biotite en chlorite. Le leucoxène et l'hématite, produits d'altération du sphène et de la magnétite, sont également des constituants mineurs.

Plusieurs des spécimens de granite ne contiennent que des traces de minéraux mafiques. La teneur en anorthite du plagioclase varie de An_{22} à An_{35} , mais aucune augmentation générale de la teneur en soude du plagioclase n'accompagne l'augmentation de la teneur en microcline.

La texture du granite indique qu'il est d'origine métasomatique et qu'une bonne partie de son intrusion sous forme de petits filons-couches et dykes dans les complexes de gneiss et de migmatite semble s'être faite sans résistance. Cependant, les structures dans le granite et les migmatites plus granitiques sont discontinues et déformées et, en plusieurs endroits, le granite recoupe ou dérange les unités lithologiques du Précambrien ancien. En conséquence, les principaux amas de granite, croyons-nous, ont été mobiles et ont envahi la série métamorphique.

Pegmatite

De nombreux petits dykes de pegmatite, dont l'épaisseur varie de 1 pouce à 5 pieds, sont présents par tout le complexe gneissique. Ils sont composés de microcline rose et de quartz transparent en quantités à peu près égales. Les cristaux de feldspath atteignent une dimension maximale de 4 pouces. Certains des dykes parmi les plus gros possèdent des centres de quartz pur pouvant atteindre jusqu'à 3 pieds d'épaisseur.

De gros dykes de pegmatite recourent les amphibolites. Ils sont composés de quartz et de feldspath potassique, d'ordinaire gris, avec un peu de muscovite et de plagioclase. Nous avons remarqué des niveaux de muscovite d'une épaisseur de plus de 5 pouces. Ces dykes atteignent des épaisseurs maximales de 25 pieds et résistent à l'érosion mieux que l'amphibolite, d'où la formation de crêtes.

Porphyre quartzofeldspathiques

Des dykes de porphyre quartzofeldspathique envahissent les roches du complexe gneissique et les dykes granitiques qui recourent ce complexe. On en trouve aussi en des endroits très épars dans une région couverte de drift juste à l'est de la rivière Pêpeshquasati et dans un gros dyke plus au nord-ouest. La formation de Papaskwasati recouvre le porphyre au sud. L'arkose de base provenant du porphyre ne se distingue presque pas du porphyre lui-même.

Le plus souvent, le porphyre a une couleur rouge foncé et contient de petits phénocristaux de 2 à 5 mm de diamètre constitués de quartz vitreux et de feldspaths tabulaires d'un rouge brillant. Bien que le rouge soit la couleur dominante, certains dykes sont verts, d'autres gris et quelques-uns noirs de jais. Les phénocristaux constituent rarement plus que 35% de la roche; le chiffre est d'ordinaire inférieur à 10%.

En lame mince, la roche a une texture porphyrique; dans certains spécimens, une texture gloméroporphyrique. Les phénocristaux de feldspath, tantôt du plagioclase, tantôt du feldspath potassique, sont fortement altérés. Les teintes d'hématite produisent le rouge brillant qu'on voit dans les spécimens macroscopiques. Les phénocristaux de quartz sont effrités et certains sont résorbés en partie. La pâte encaissante a été recristallisée en masses sphérolitiques de feldspath potassique qui rayonnent d'ordinaire des phénocristaux, en particulier ceux de quartz. Les minéraux accessoires mineurs sont la pyrite et la magnétite qui ont été tardivement introduites au cours de l'histoire de la roche. Le dernier minéral dans la séquence est du quartz de seconde génération, lequel enduit les diaclases et fractures du porphyre et se loge dans les zones de pression autour des cristaux de pyrite et de quartz.

Les dykes, qui ont subi beaucoup d'altération, étaient probablement très vitreux à l'origine. La dévitrification du verre a produit la pâte de feldspath sphérolitique et les minéraux d'altération tels que la

muscovite et le carbonate. Certaines forces ont peut-être agi lors de la mise en place de la roche et produit un effritement des phénocristaux; mais la plupart de ces forces furent tardives et produisirent des extinctions ondulantes à l'aval de minéraux formés tardivement (la pyrite entre autres) et causèrent une fracturation de la matrice dévitrifiée.

Métamorphisme du Précambrien ancien

Les roches du Précambrien ancien ont subi au moins deux périodes de métamorphisme. C'est dans les roches volcaniques qu'on peut le mieux voir ces divers effets de ces deux métamorphismes. Le premier a transformé les roches sédimentaires et ignées en gneiss quartzofeldspathique et les roches volcaniques basiques en roches vertes et amphibolites. La foliation de ces roches s'est développée au cours de ce métamorphisme. Le second s'est développé localement dans les gneiss et les amphibolites où il a causé une décomposition des assemblages minéraux créés par le premier métamorphisme en minéraux du grade des schistes verts.

Premier métamorphisme

Les gneiss quartzofeldspathiques varient peu à travers la région. Les roches volcaniques, d'autre part, accusent une augmentation du degré métamorphique vers le nord-ouest. Les roches volcaniques au sud de la région sont des schistes verts et des amphibolites à épidote alors que la plupart des roches du groupe de Tichégami sont des amphibolites hornblende bleu-vert; les roches équivalentes plus au nord contiennent de la hornblende brune et du clinopyroxène. Les amphibolites à hornblende bleu-vert correspondent au grade de métamorphisme d'Emeryville (Engel et Engel, 1962a) et les amphibolites clinopyroxéniques à hornblende brune correspondent aux amphibolites de la région d'Edwards, Engel et Engel (1962b, p. 1500) ont émis l'opinion que de telles roches représentent un assemblage formé à une température supérieure à 525°C. Nous avons relevé la présence d'une amphibolite à orthopyroxène dans un petit amas d'amphibolite enclavé dans le complexe de migmatite au nord de la rivière Tichégami.

Le premier métamorphisme est contemporain d'un plissement le long d'axes à direction est. Plusieurs minéraux produits par ce métamorphisme, tels la hornblende et la biotite, sont orientés dans la foliation. De gros grains de hornblende dans l'amphibolite à métagabbro sont brisés en de nombreux petits cristaux possédant chacun des contours hypidiomorphes; ainsi cette granulation se serait produite à des températures et pressions auxquelles la hornblende demeurerait stable. De même, les fragments étirés dans l'amphibolite laminée ont des bords diffus et irréguliers contigus aux cristaux de hornblende qui les traversent.

La composition chimique des amphibolites diffère très peu de celle du basalte. Une certaine quantité de TiO_2 a émigré des roches volcaniques vers les roches sédimentaires qui leur sont interstratifiées ou qui les entourent (Chown, 1963). De l'eau est également venue s'ajouter au cours de ce métamorphisme.

Second métamorphisme

Les effets du second métamorphisme sont étendus, mais leur intensité varie localement. L'assemblage minéral du premier métamorphisme manifeste rarement une régression totale au faciès des schistes verts. Le plagioclase est profondément altéré dans la plupart des roches mais, dans certaines, les minéraux mafiques sont davantage affectés.

Les effets régressifs sont particulièrement marqués à proximité des filons-couches et dykes de granite et, à une échelle beaucoup plus petite, au voisinage des minuscules veinules recoupant la roche. Il s'est produit un peu d'altération le long de couches favorables; dans certains spécimens, la zone d'altération s'étend le long de certaines couches à partir des veines qui les recourent.

Le second métamorphisme a créé une bonne variété d'assemblages minéraux et souligné ainsi sa nature extrêmement locale. Le plagioclase s'altère en paragonite (séricite), clinozoisite et quartz. La muscovite s'est formée dans les roches où le potassium fut introduit en même temps que de l'eau. La composition de la clinozoisite va jusqu'à la pistacite dans les amphibolites où la hornblende est également altérée. Dans les roches métasédimentaires, le plagioclase est d'ordinaire légèrement saussuritisé et séricitisé.

La hornblende se décompose en chlorite et épidote. Dans certaines roches, elle est convertie en chlorite, épidote et leucoxène, ou en épidote brune, ou encore en cummingtonite et épidote. L'ilménite est convertie en leucoxène ou en sphène. La biotite s'altère en chlorite et épidote.

Le second métamorphisme n'a été accompagné que de peu de mouvement, à part une certaine fracturation.

Les roches métamorphiques ont formé un système ouvert au cours du second métamorphisme. L'eau, la potasse et la silice furent fournies par le granite envahissant et la soude et la chaux furent éliminées. L'équilibre ne fut atteint que localement. Des gradations chimiques ont existé dans les auréoles adjacentes aux veines et provoqué une variation dans le degré d'altération.

Sommaire

Le premier métamorphisme fut dynamique, relativement complet et se produisit dans un système essentiellement fermé qui n'aurait pu être ouvert qu'à l'eau. Par contre, le second métamorphisme fut en grande partie statique, incomplet et se produisit dans un système ouvert.

Groupes de Mistassini et des Otish

Deux groupes comparables de roches du Précambrien supérieur sont représentés dans la région par des roches sédimentaires reposant à plat:

la formation de Papaskwasati, et le groupe des Otish. La formation de Papaskwasati forme le socle d'une bonne partie de la région de la rivière Pépeshquasati; le groupe des Otish affleure dans la région du lac Hippocampe. De petits lambeaux détachés dans les collines situées entre ces deux endroits font le lien entre les deux groupes de roches. Ceux-ci sont en corrélation lithologique avec la série de Chibougamau (Bergeron, 1957) au sud du bassin de Mistassini et avec la série de Sandgirt et du lac Seal (Gastil et autres, 1960) à l'est.

Formation de Papaskwasati

La formation de Papaskwasati couvre plus du tiers de la région de la rivière Pépeshquasati où elle est surtout confinée aux secteurs sud-ouest et centre-sud. De plus, il existe deux petits lambeaux détachés au nord de la principale étendue d'affleurements: l'un sur la branche ouest de la rivière Chéno et l'autre près de la rivière Pépeshquasati. La partie principale de la formation est l'extension vers le nord de l'unité désignée à l'origine par Neilson (1951) sous le nom de groupe de Papaskwasati, mais qui, plus tard (Neilson, 1964) fut révisé et considéré comme étant la formation basale du groupe de Mistassini. Nous retenons l'épellation originale du nom de la formation conformément à la convention sur les noms stratigraphiques.

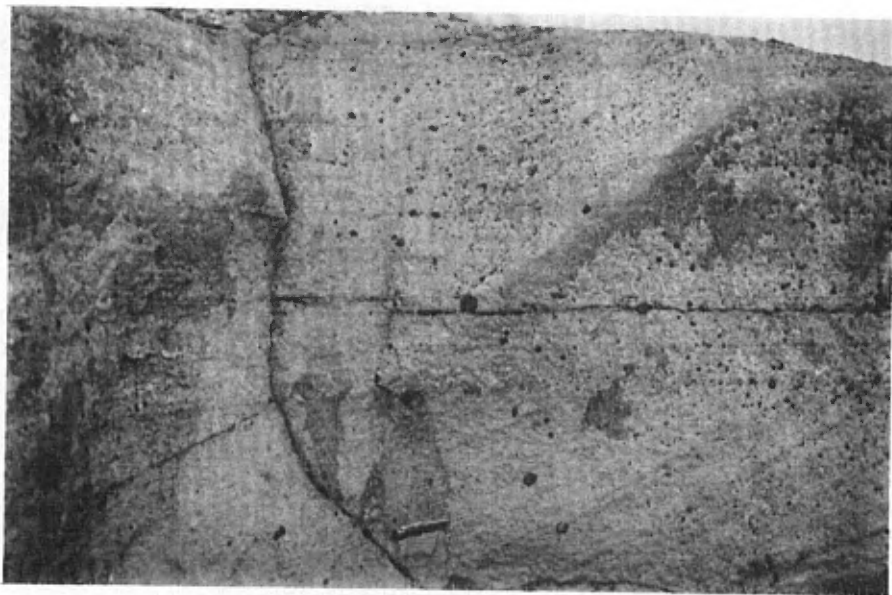
Tout comme dans la région au sud, les roches sont relativement peu métamorphisées et peu dérangées. Elles reposent en discordance sur les roches du Précambrien ancien: l'amphibolite, le granite gneissique et le porphyre. Il y a de bons affleurements dans le lit de la rivière Holton et dans deux zones d'affleurement le long des flancs d'un anticlinal peu prononcé entre les rivières Chéno et Pépeshquasati. A l'ouest de la rivière Pépeshquasati, les affleurements sont rares.

Aucune section complète de la formation n'affleure dans la région. On en rencontre des partielles de la partie inférieure en deux endroits: sur une colline à deux milles au sud de la jonction des rivières Pépeshquasati et Holton et sur une autre à deux milles plus au sud-est. On peut établir une séquence stratigraphique approximative à partir de ces deux sections et de quelques autres affleurements.

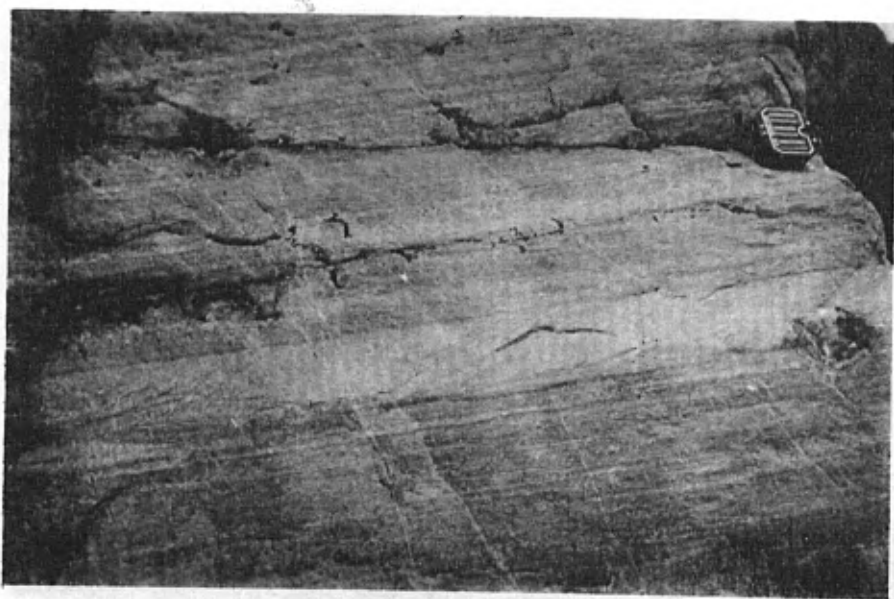
Lithologie

	<u>Epaisseur en pieds</u>
	Sommet
Subarkose feuilletée et massive	100
Subarkose feuilletée et entrecroisée, un peu de conglomérat, conglomérat à gravillons de shale et shale	150
Subarkose massive, un peu de conglomérat	250
Conglomérat arkosique à gravillons de quartz subarkose massive	200
Total	<hr/> 700

Planche VI



A - Litage entrecroisé planaire dans le la subarkose à 50 pieds en bas du sommet de la section, lambeau détaché à un mille au nord du lac Mantouchiche.



B - Litage entrecroisé en festons dans un affleurement de subarkose près de la limite sud du quadrilatère de la rivière Pépeshquasati, à 3 milles à l'ouest de la rivière Chéno.

Planche VII



A - Conglomérat à gravillons de shale et matrice de subarkose. Près du sommet de la section; lambeau détaché à un mille au nord du lac Mantouchiche.



B - Empreintes de charge (structure flammée) dans des couches de grès argileux laminé. Affleurement dans le ruisseau Quegeobo.

Le conglomérat de base affleure dans la vallée du ruisseau Quegeobo, le long de la limite nord de la formation. Un conglomérat à blocs arkosiques repose avec un pendage peu prononcé sur du porphyre quartzofeldspathique; il contient des blocs de porphyre. La matrice du conglomérat est une arkose silteuse composée de grains anguleux de feldspath altéré et de grains arrondis de quartz, ces grains provenant sans doute du porphyre. Quelques blocs de roche verte et de granodiorite sont également présents. Une autre arkose basale située à la bordure est de la zone d'affleurement contient d'abondants fragments de granodiorite de la taille de grain de sable et de gravier dans une matrice argilacée. On trouve d'autres conglomérats de base dans les petits lambeaux détachés. Ceux-ci reflètent le caractère des roches immédiatement au-dessous.

Le conglomérat arkosique à gravillons de quartz prédomine dans les 200 pieds inférieurs de la section. Il contient des gravillons arrondis de quartz vitreux, d'un diamètre moyen de 2 cm ou moins, et des fragments anguleux plus petits de microcline noyés dans une matrice de grès gris-vert et très dur. Ce grès est classifié comme étant une subarkose (Pettijohn, 1957). Les gravillons, qui fournissent une structure désordonnée, constituent rarement plus que 40% de la roche. Les couches sont sans structure et peuvent atteindre 4 pieds d'épaisseur; elles passent graduellement à du grès massif le long de la direction des formations.

Les couches sont plus continues dans les deux parties médianes de la formation et il est possible de les suivre sur plus d'un mille par des affleurements intermittents sur le flanc d'une colline. Malheureusement, il n'y a pas de couches distinctes pouvant permettre une corrélation plus étendue. La plupart des couches de la partie inférieure sont massives; plus haut dans la section, elles sont feuilletées. Certaines couches présentent une stratification entrecroisée, soit planaire (Pl. VI-A) soit en festons (Pl. VI-B).

Le grès de cette section est une subarkose bien indurée dont la teinte varie de gris-vert à blanc. Il est composé de grains moyennement arrondis de quartz étiré, de microcline frais et de plagioclase altéré. La composition varie d'une orthoquartzite à une arkose. Les grains sont assez bien classés et leurs dimensions varient de 0.3 à 3 mm; la gamme complète des grosseurs est rarement présente dans une seule roche. Plusieurs des couches sont feuilletées et chaque lit est composé de grains de la même dimension. Des couches de shale, pouvant atteindre 4 pieds mais ayant d'ordinaire quelques pouces d'épaisseur, sont présentes dans cette partie de la section. Dans les affleurements près du pli, le clivage de fracture, qui n'est que peu développé dans les couches de grès, devient un clivage ardoisier dans le shale. Ce dernier varie de noir à chamois; très friable par endroits, il est assez bien induré en d'autres. Des shales noirs d'un éclat lustré contiennent jusqu'à 20% de tourmaline. La teneur de celle-ci, changeante avec les couches, tient apparemment d'une caractéristique originale du sédiment. Le grès intercalé avec le shale contient des fragments anguleux de shale pouvant atteindre un diamètre maximal de 4 pieds. Ces

fragments s'altèrent plus facilement que le grès, ce qui donne à la roche une apparence bosselée (Pl. VII-A). Le matériel argileux s'est quelque peu recristallisé pour produire une mosaïque de fines lames de muscovite accompagnées de grains de quartz et de feldspath de la taille du silt.

On peut observer de nombreuses petites structures dans les interlits de shale arenacé. Les chenaux creusés dans le shale sont comblés de sable et d'un beau conglomérats à gravillons. Des structures de déformation propres aux sédiments mous, telles les empreintes de charge (Pl. VII-B) et les affaissements, sont visibles. La forme grossièrement polygonale des empreintes de charge, vues en plan, porte à croire que le sable qui a formé les empreintes fut déposé dans des fissures de retrait.

Les roches de la section supérieure sont bien feuilletée, tout particulièrement dans la partie supérieure de la section qui affleure dans l'angle sud-ouest de la région. Plusieurs de ces roches ont des couches foncées, d'autres sont entièrement lustrées de noir. La couleur foncée est due à une matrice détritique très fine qui enveloppe les grains individuels de quartz et les rend opaques. De fines paillettes de muscovite remplies d'inclusions poussiéreuses sont le principal constituant de la matrice. Ces roches argilacées passent graduellement vers le haut à la formation de la rivière Chéno.

Groupe des Otish

La principale masse visible du groupe des Otish dans la région du lac Hippocampe n'offre que de rares affleurements. Nous n'avons donc pu en établir la stratigraphie. Lithologiquement, le groupe est semblable à la formation de Papaskwasati sauf pour les couches de shale qui sont de couleur pourpre.

Lambeaux détachés

Les nombreux lambeaux détachés au voisinage des lacs Holton et Mantouchiche correspondent assez bien au groupe des Otish. Les plus petits lambeaux près du lac Holton ont des conglomérats de base contenant de nombreux fragments d'amphibolite. Les deux gros lambeaux près du lac Mantouchiche sont plus épais et l'un d'eux en particulier possède de fortes affinités avec le groupe des Otish. Le premier, constitué d'une série d'affleurement au ras du sol autour des rives du lac, est composé de conglomérat à gravillons de subarkose et de quartz ressemblant beaucoup à la formation de Papaskwasati. Le second, qui forme une butte de 200 pieds de haut, $\frac{1}{2}$ de mille de large et un mille de long, est composé de grès et de conglomérats. Les 100 pieds inférieurs de la section sont composés d'épais lits de conglomérat arkosique rouge à gravillons, d'arkose rouge à gros grain et de shale rouge. La couleur provient de minuscules inclusions d'hématite dans la matrice détritique. Pour le reste, les roches sont semblables aux arkoses trouvées dans la formation de Papaskwasati. Près du sommet des 100 pieds inférieurs, quelques minces lits de subarkose gris-vert et blanche sont visibles, dont plusieurs possèdent des lits et joints rouges. La

subarkose pâle, feuilletée et à couches entrecroisées, constitue environ 40% des 100 pieds supérieurs de la section. Le reste est de l'arkose rouge, du conglomérat et du shale. Ce dernier fut également observé dans un petit lambeau au sud du lac Holton.

Pétrologie

Les grès ne contiennent que peu de minéraux lourds. Le sphène, épidote et la magnétite sont présents dans la plupart des spécimens. On note de la tourmaline verte dans plusieurs des roches de la formation de Papaskwasati. Cette tourmaline semble s'être formée dans le sédiment et ne constitue vraisemblablement pas un matériel détritique. Des aiguilles d'actinote dans la matrice argilacée d'un grès provenant de la rive nord du lac Holton semblent s'être formées sur place. Cette roche est probablement dérivée en grande partie de débris d'amphibolite.

Un minéral d'un bleu brillant, la lazulite, forme des agrégats pouvant atteindre un diamètre de 3 cm dans la matrice de la subarkose, de même que des cristaux bien formés dans les veinules de quartz qui recourent la roche. Il n'y a pas d'indice d'intrusion d'où auraient pu provenir ces veines. Il est probable qu'elles sont issues du lessivage de la formation. La lazulite fut découverte pour la première fois dans la région de Mistassini par Hoffman (1891) d'après un spécimen recueilli par Richardson (1872).

Les membres gréseux de la formation sont tous bien indurés et leur cassure traverse les grains clastiques. A l'exception de quelques localités, il n'y a pas de clivage. Le ciment compte d'ordinaire pour moins que 20% et, dans la plupart des roches, il consiste en une fine mosaïque de quartz et de muscovite. Dans quelques spécimens, le ciment est fourni par une série de bordures authigènes irrégulières et discontinues autour des grains de quartz et de certains grains de feldspath. Les contacts des grains s'interpénètrent tous et la plupart des grains de quartz ont des extinctions onduleuses à partir des points de contact des grains. Les grains de feldspath, d'autre part, sont brisés et recourbés. Ce fait indique que les roches ont subi une compression considérable et qu'une bonne partie de la croissance superposée de quartz aurait pu être produite par une solution intersertale.

Provenance. - Tout indique que la formation de Papaskwasati et le groupe des Otish proviennent des roches du Précambrien ancien qui affleurent au nord et au nord-ouest.

Bien que les stratifications entrecroisées ne soient pas abondantes dans la formation, les données recueillies de trois localités indiquent une direction de fort courant allant vers le sud et le sud-est. En conséquence, la région d'origine de la formation se situerait au nord.

La minéralogie de la subarkose ressemble étonnamment à celle des roches sous-jacentes. Au moins une partie du quartz dans le grès semble

avoir été étiré avant son dépôt. Le quartz dans le granite et le gneiss du Précambrien ancien est toujours étiré. Le microcline des roches sédimentaires est frais et le plagioclase légèrement altéré, tout comme ils le sont dans les roches plus anciennes. La prédominance du microcline sur le plagioclase peut être attribuée au fait que le plagioclase altéré se fractionne plus aisément lors d'un court transport. La série des minéraux lourds: sphène, épidote et magnétite peut facilement provenir de l'amphibolite, qui contient tous ces minéraux en quantités appréciables.

Environnement du dépôt. - La limite nord de l'affleurement de la formation de Papaskwasati est représentée par des collines de roches archéennes dominant les formations plus récentes. Des lambeaux de roches peu modifiées du Précambrien supérieur qui affleurent dans les vallées creusées dans les roches archéennes indiquent également que la surface de terrain antérieure au Précambrien supérieur possédait un certain relief. Les lambeaux épars sur les collines montrent que la formation couvrait à une époque la plus grande partie de la région, en remplissant les vallées. Le sommet du lambeau de grès des Otish au nord du lac Mantouchiche est l'un des points les plus élevés de la région. Au sud, la formation de Papaskwasati plonge facilement sous les roches plus jeunes du groupe de Mistassini, dans le bassin de Mistassini.

La formation de Papaskwasati, tel qu'indiqué dans la section approximative donnée plus haut, passe graduellement vers le haut d'un conglomérat de base peu évolué à un grès stratifié, modérément évolué. La partie inférieure semble être constituée de dépôts de plaine d'inondation alors qu'au moins une partie des sections supérieure et moyenne a originé en milieu marin à proximité des plages.

Le mauvais classement et l'arrondissement modéré du conglomérat, de l'arkose et de la subarkose massive, de même que leur nature discontinue indiquent que ce sont des dépôts de plaine d'inondation. Minéralogiquement, ils sont moins évolués que les grès stratifiés et contiennent un pourcentage plus fort de feldspath et de matrice détritique. Cette matrice se présente en taches dans les roches, ce qui porte à croire qu'elle provient de petits fragments de schiste argileux injectés avec force au cours du processus de compaction.

Par contraste, les grès stratifiés semblent être des dépôts de plage. Ces sables sont délicatement stratifiés, chaque strate constituant une couche presque parfaitement classée, d'une épaisseur d'un à deux grains. Il y a quelques petits gravillons épars dans le sable. Quelques grès, à grain très fin, ont de fines strates entrecroisées et pourraient bien être d'anciennes dunes de sable. Les shales noirs à tourmaline associés à ces dépôts proviennent vraisemblablement de boues riches en bore; les boues marines contiennent d'ordinaire beaucoup de bore. Les conglomérats à petits fragments de shale et ce que nous croyons être des fissures de retrait indiquent que la mer était peu profonde et sujette à de fréquentes fluctuations qui permettaient l'émersion des dépôts par intervalles.

Le lambeau du lac Mantouchiche et la plupart des lambeaux au nord, de même que le reste du groupe des Otish contiennent de nombreux sédiments rouges. Cette couleur est due à de minuscules grains d'hématite contenus dans la matrice et enduisant les grains clastiques. L'uniformité de la couleur rouge indique un dépôt dans un environnement oxydant, probablement sub-aérien.

Ainsi, dans la formation de Papaskwasati, il y a des shales marins noirs, des dépôts stratifiés de plages et des sédiments mal classés de plaine d'inondation ou de delta; dans le groupe des Otish, il y a des dépôts mal classés de plaine d'inondation et des dépôts terrestres rouges. D'après la distribution stratigraphique et en surface de ces faciès, on peut reconstituer le dépôt des formations en plusieurs étapes. Tout d'abord, les dépressions des anciennes surfaces de terrain furent comblées, la plupart des sédiments étant d'origine locale. Puis, une plaine d'inondation s'étendit à partir des collines situées au nord. A ce stade, le bassin de Mistassini, qui constituait une mer épicontinentale peu profonde, se forma et une bonne partie des sections moyennes et supérieures de la formation de Papaskwasati fut déposée le long de la ligne de plage transgressive de cette mer. Le sédiment de cette section est probablement en grande partie un sédiment remanié de plaine d'inondation. Les dépôts de plaine d'inondation du groupe des Monts Otish furent déposés dans les collines et sur la rive sous des conditions oxydantes pendant que les dépôts marins de plage et d'eau peu profonde se formaient dans le bassin de Mistassini.

Roches intrusives basiques

Des dykes basiques à fort pendage recoupent les roches du Précambrien ancien dans toute la région. On note une concentration particulière de ces dykes en une zone nord-sud entre les rivières Pêpeshquasati et Chene. La plupart sont orientés presque nord, mais deux dykes importants l'un au nord du lac Jus et l'autre au sud du lac Anorak, de même que plusieurs autres plus petits dans la région autour du lac Cabat, ont une direction presque est. Les gros dykes sont composés de gabbro à olivine et les autres, de diabase. Certains dykes furent apparemment injectés avec force. On note que les dykes en général, contiennent de nombreux fragments de roche encaissante près de leurs contacts.

Gabbro à olivine

Les dykes de gabbro sont en grande partie altérés; ce n'est que dans la partie centrale, grossièrement grenu, des plus gros et dans de rares parties des plus petits, que la texture originale de la roche demeure clairement apparente. En specimen macroscopique, le gabbro frais est une roche noire à grain moyen dont la texture ophitique est facilement reconnaissable. Les variétés à gros grain sont tachetées en noir et blanc et ne possèdent pas de texture ophitique prononcée. Le gabbro frais contient environ 60% de plagioclase zoné. Une détermination de la teneur en anorthite donne des valeurs variant entre 84 et 60% pour les centres et de 60 à

50% pour les bordures des grains. Les valeurs obtenues pour différentes mesures d'un cristal ne se superposent pas bien à la courbe d'un plagioclase de basse température ni à celle d'un plagioclase de haute température. En général, les centres correspondent mieux avec les courbes de basse température, et les bordures, avec celles de haute température. Ceci porte à croire qu'une partie du feldspath était à l'origine à l'état de haute température mais qu'il s'est partiellement amené à un état de basse température.

La titanaugite et l'olivine constituent 40% de la roche; leurs proportions relatives varient d'un spécimen à l'autre, mais chacun se situe d'ordinaire entre 15 et 25%. L'olivine ($Fe_{0.80}$), premier minéral à se former est souvent enveloppée de pyroxène. La titanaugite ($2V_2=50$) enveloppe également les lattes de plagioclase en intercroissance ophitique.

La magnétite, l'ilménite, le sphène, le zircon et l'apatite sont tous présents dans le gabbro sous forme de minéraux accessoires de la première cristallisation. A l'exception des minéraux opaques qui constituent d'ordinaire de 1 à 2% de la roche, ceux-ci ne sont présents qu'en traces. Une titanbiotite rouge est omniprésente, il s'agit d'un minéral mineur qui s'est formé alors que le pyroxène achevait de se cristalliser. La hornblende verte est présente dans une roche, et occupe probablement la même place que la biotite dans la séquence paragénetique. On remarque fréquemment, mais en quantités mineures, des remplissages tardifs interstitiels de quartz et de feldspath potassique transparent (probablement de la sanidine).

On note un gabbro anormal près du contact est du gros dyke, juste à sa plus grande épaisseur. Cette roche contient des cristaux de plagioclase pouvant atteindre 10 cm de longueur dans une pâte de gabbro ophitique à grain moyen. On remarque des inclusions d'augite au centre de ces phénocristaux et des cristaux d'olivine dans la bordure; dans la pâte, le pyroxène enveloppe l'olivine.

Plus des trois quarts du gabbro normal sont altérés en une roche vert foncé massive. La grosseur originale des grains est marquée par la dimension des grains de la phase altérée, mais la texture originale est détruite dans la plupart des cas. Le pourcentage relatif du plagioclase et des minéraux mafiques demeure le même. L'olivine est transformée en serpentine et magnétite comme premier stade d'altération. Ce processus a affecté même le gabbro le plus frais trouvé dans la région. Dans la roche altérée ordinaire, les altérations d'olivine ont été transformées en amphibole en même temps que le pyroxène. Cette amphibole est une actinote vert pâle légèrement pléochroïque qui peut se présenter comme pseudomorphe du pyroxène mais forme plus souvent de gros faisceaux radiaux de fins cristaux dont plusieurs sont maclés. Le plagioclase est partiellement altéré en clinozoïte, carbonate et chlorite et sa teneur en anorthite est réduite de 30 à 50%. Même dans certaines roches très fortement altérées, le zonage du plagioclase est préservé. Une bonne partie des minéraux opaques est du leucopyroxène. La pyrite, la pyrrhotine et la chalcopyrite se voient fréquemment dans la variété altérée du gabbro. Ces minéraux remplissent de petites

fractures ou forment des cristaux distincts remplaçant les minéraux cardinaux de la roche. Les sulfures sont absents ou rares dans le gabbro frais.

L'altération en clinzoïsite du plagioclase produit localement une teinte rosée, ce qui rend difficile l'identification du gabbro sur le terrain.

Le grain de la roche devient proportionnellement plus fin à mesure qu'on approche du contact et la phase de contact est une roche altérée opaque, magnétique, probablement vitreuse à l'origine. Là où des dykes recourent des roches fissiles, de nombreux petits filonnets de gabbro refroidi sillonnent la roche encaissante.

Diabase

La diabase est de toute apparence une phase à grain fin du gabbro. Elle est identique aux parties altérées finement grenues du gros dyke. Les dykes de diabase sont très nombreux près du plus gros dyke de gabbro et plusieurs d'entre eux convergent vers lui.

La diabase est une roche variant de vert foncé à noire, à grain fin ou moyen, de texture d'ordinaire ophitique. Plusieurs des dykes contiennent quelques phénocristaux de plagioclase arrondis de couleur vert pâle pouvant atteindre 5 cm de longueur. En lame mince, on constate qu'il s'agit de grumeaux gloméroporphyriques de plagioclase très altérés en chlorite, clinzoïsite et carbonate. La composition exacte du plagioclase est impossible à déterminer à cause de l'altération, mais son indice de réfraction porte à croire qu'il se trouve autour de An_{30} . Le plagioclase de la pâte a un indice de réfraction beaucoup plus faible et sa composition pourrait bien se rapprocher de celle de l'albite pure. Des agrégats de chlorite et de magnétite ont remplacé le pyroxène, et conservé son intercroissance ophitique avec les lattes de plagioclase altéré. La chlorite constitue 30% de la roche, la magnétite, 15% et le plagioclase, 45%. Le reste est constitué de cristaux épars d'épidote jaune pléochroïque et de taches irrégulières de carbonate. Il y a également des cristaux de pyrite, pyrrhotine et chalcopyrite, en dissémination par toute la roche. La diabase possède un refroidissement vitreux mince à son contact avec les roches plus anciennes.

Age des intrusions

Les dykes basiques recoupent toutes les roches du Précambrien ancien. Nous n'avons pu trouver de contacts avec le groupe de Mistassini. Nous classons temporairement les intrusions basiques comme étant postérieures au Mistassini en nous basant sur les faits suivants: Wahl (1953) et Neilson (1950) ont observé une roche ignée basique semblable, le gabbro du lac Coom, qui recoupait la formation supérieure du groupe de Mistassini. Des gabbros similaires recoupent également les sédiments du groupe des Otish (Chown, 1964). Une arkose basale de la formation de Papaskwasati affleure à quelques centaines de pieds du gros dyke de gabbro, mais elle ne contient pas de fragments de gabbro. La configuration du dyke de gabbro au

sud du lac Anorak, complètement entouré par la subarkose de la formation de Papaskwasati, porte à penser qu'il recoupe cette formation.

Brèche

Un gros amas de brèche affleure à un mille au nord de l'extrémité inférieure de la gorge de la rivière Chene. En affleurement, la roche a l'apparence d'une masse confuse de blocs anguleux et sub-arrondis de granite et de gneiss, pouvant atteindre un pied de diamètre, noyés dans une pâte foncée. (Pl. VIII). On y remarque la présence de fragments de granite, pegmatite, aplite, gneiss quartzofeldspathique, migmatite, gneiss quartzodioritique et amphibolite.

En lame mince, on peut observer toute la gamme des dimensions, à partir des fragments lithiques mégascopiquement visibles jusqu'aux grains minéraux, surtout du quartz arrondi, d'un diamètre d'une fraction de mm. La pâte, probablement constituée de particules finement broyées à l'origine, a été altérée en une masse de muscovite et de feldspath sphérolithique transparent, probablement du feldspath potassique. La muscovite fine est quelque peu alignée, ce qui donne à la roche une vague foliation.

En direction sud, la brèche passe graduellement de chaque côté, à une granodiorite fortement cisailée, avec microcline craquelé et altéré et des cisaillements traversant toute la roche et contenant de la muscovite. L'importance de cet amas de brèche est inconnue, mais nous savons qu'il affleure sur une distance de 2,500 pieds en direction nord-est et sur une profondeur verticale de 100 pieds ou plus. Cette brèche s'est formée alors que le granite avait envahi et imprégné le complexe gneissique. Sa proximité avec le gros dyke de gabbro, seule unité post-granitique connue dans le voisinage immédiat et, en particulier, sa proximité avec le point où le dyke à direction nord s'incurve vers le sud-est, sont significatifs. Pour le moment, en conséquence, nous supposons que la brèche est apparentée à l'intrusion de la suite basique.

Métamorphisme des roches du Précambrien supérieur

Les roches du Précambrien supérieur ont été peu métamorphosées. Les changements qui affectèrent les roches sédimentaires se sont limités à une compaction et à une induration extrêmes. Plusieurs des petits fragments de shale ont été compressés jusque dans les pores et se sont recristallisés en une fine mosaïque micacée. L'espace des pores a été réduit d'une valeur supposée de 35 à une valeur se situant entre 15 et 20%; les pores eux-mêmes sont remplis de quartz secondaire. Un clivage de fracture s'est développé dans certaines roches près d'un large anticlinal ouvert. Il donne aux shales un éclat phyllitique. Ailleurs, le shale s'est recristallisé en une argilite bien durcie.

L'altération du gabbro et de la diabase s'est faite par taches et elle est entièrement attribuable à une action hydrothermale. Il est probable que c'est là le résultat d'une activité magmatique de dernier stade plutôt que d'un métamorphisme régional.



Planche VIII - Affleurement de brèche; gros fragments de gneiss et granite dans une matrice de fragments de roche finement broyée. A un mille au nord de la gorge de la rivière Chéno.

Pléistocène

Dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires contrôlent la topographie de la plus grande partie de la région. Approximativement 70% de la superficie est couverte par du drift et du muskeg. On ne trouve d'affleurements continus que dans les montagnes et dans certaines vallées profondes de rivières. Les photographies aériennes laissent voir des groupes de crêtes parallèles orientées à N30-35°E; celles-ci s'observent aussi sur les cartes topographiques car plusieurs des cours d'eau leur sont parallèles. Les stries glaciaires sur la roche de fond confirment que les crêtes sont parallèles à la direction de la glaciation et indiquent que le dernier mouvement de la glace se fit du nord au sud.

Du till recouvre une bonne partie des secteurs sud-ouest, est et nord-est de la région de la rivière Pépeshquasati, presque tous les secteurs est et centre de la région des monts Tichégami; parties des secteurs sud et centre de la région de la rivière Tichégami et presque toute la région du lac Hippocampe. Le till est constitué d'argile, silt, sable, gravier, blocs et gros blocs d'un diamètre de 20 pieds ou plus. Les plus gros sont très anguleux et ne se sont guère déplacés. Les grès des formations de Pépeshquasati et des Otish sont spécialement susceptibles de fournir d'immenses blocs diaclasés et l'étendue de ces formations peut être indiquée vaguement sur une carte par la présence de ces blocs. Les blocs plus petits et les cailloux sont bien arrondis; plusieurs sont des roches qu'on ne trouve pas dans les limites de la région. Les proportions relatives de sable et d'argile dans le till varient considérablement. Il arrive même que la teneur en argile soit assez forte pour former des berges verticales le long des cours d'eau. Une partie de ce genre de till se remarque le long du cours supérieur de la rivière Pépeshquasati. Une bonne partie du till contient beaucoup de sable et il accuse un angle de stabilité prononcé lorsqu'on le creuse.

L'épaisseur de la couverture de till est variable étant donné que la topographie pré-pléistocène était très accentuée. La rivière Pépeshquasati traverse plus de 100 pieds de till dans son parcours sud et elle n'a atteint la roche de fond que dans quelques localités seulement. Juste au sud des montagnes, le glacier a déposé par endroits plusieurs centaines de pieds de drift.

Les crêtes drumlinoides, qui sont les principaux dépôts du glacier à former relief peuvent atteindre 100 pieds de hauteur, plus d'un mille de longueur et jusqu'à 1,000 pieds de largeur. Vues en plan, elles ont des extrémités tronquées et arrondies faisant face à la direction d'où provenait le glacier, et de longues extrémités effilées sans l'autre direction. Elles sont composées de till arénacé et les surfaces de plusieurs sont jonchées de gros blocs, particulièrement à leurs extrémités sud. Plusieurs ont de petits affleurements à leurs têtes; d'autres sont de petites traînées sur de grosses collines de roche en place.

Les crêtes de till en "rides" (telles que décrites par Neilson, 1964) sont basses et disposées parallèlement les unes aux autres; elles forment d'ordinaire des groupes de trois ou plus. Leur direction est celle de l'avance du glacier. Elles sont très visibles du haut des airs mais peuvent aisément échapper à l'attention sur le terrain. Elles se rencontrent fréquemment dans tous les secteurs de la région où il y a eu déposition de till.

Dépôts fluvio-glaciaires

Les dépôts attribués à l'action fluviale au cours de la fonte du glacier comprennent des sables et graviers de délavage, des kames et des eskers.

Dans la partie inférieure de la vallée de la rivière Pépeshquasati, on rencontre un peu de sable et gravier de délavage. Il s'y trouve deux et, probablement, trois terrasses. L'épaisseur totale est de plus de 50 pieds. Une bonne partie de la plaine de la rivière Tichégami renferme des sables de délavage. Ceux-ci sont de grain fin à grossier, assez bien classé et ne contiennent que quelques petits galets arrondis. Quelques minces lits de gravier sont intercalés dans ce sables.

Les eskers sont les dépôts fluvio-glaciaires les plus nombreux. Des crêtes sinueuses, aux pentes abruptes et d'une hauteur de 20 à 50 pieds, sont parallèles à plusieurs des cours d'eau actuels, ce qui porte à croire qu'au moins une partie du système hydrographique est héritée du temps pré-glaciaire. Deux eskers sont orientés est-ouest, mais la plupart ont une direction approximative nord-sud, à angle faible avec la direction de la dernière avance du glacier. Ces eskers sont composés de sable et de gravier mal classés, avec quelques blocs.

Il y a quelques monticules coniques de kames et quelques cuvettes dans la partie sud de la région près de la rivière Pépeshquasati et dans certaines parties de la région du lac Hippocampe.

Caractéristiques post-glaciaires

Les cours d'eau, jeunes pour la plupart, ont partiellement remanié plusieurs dépôts glaciaires. Ils se sont taillés de profonds canaux dans ces dépôts, mais leurs lits sont semés de rapides à cause des accumulations de blocs. Les grandes étendues de till, comme par exemple dans les angles nord-est et sud-ouest du quadrilatère des monts Tichégami et dans le secteur au sud des montagnes dans la région de la rivière Pépeshquasati, ont été disséquées par des torrents intermittents dévalant des montagnes. Une bonne partie des débris glaciaires laissés sur les collines a été emportée par les cours d'eau et déposée en une série de cônes particulièrement considérables dans les grandes échancrures au front des montagnes où se déversent les principaux ruisseaux.

La rivière Tichégami, qui coule à travers les dépôts alluvionnaires, a développé un profil parvenu partiellement à maturité. La rivière méandre sur la plus grande partie de son cours inférieur, mais on y voit encore quelques rapides.

Les dépressions entre les crêtes glaciaires et la vaste étendue de marécages sur la plaine de la rivière Tichégami sont couvertes de muskeg.

Les grandes dépressions remplies de blocs sont nombreuses dans toutes les parties de la région. Plusieurs sont traversées de petits ruisseaux profondément encaissés dans les blocs. Il s'agit apparemment de superficies de till qui étaient riches en blocs et ont perdu les matériaux plus fins par l'action érosive des cours d'eau.

TECTONIQUE

La direction tectonique générale et celle des unités rocheuses et de la foliation en dedans de ces unités s'orientent vers l'est. La plupart des structures ont un pendage prononcé. Les petites variations locales dans les structures d'orientation générale est sont causées par des structures postérieures dont les principaux sont des stratifications entrecroisées le long d'axes orientés juste à l'est du nord. L'image régionale d'anciens plis orientés vers l'est, entrecroisés le long d'axes à direction nord est conforme à l'arrangement proposé par Goodwin (1961) concernant la partie centrale de la province de Supérieur.

Plis

Premiers plissements

La séquence la plus continue de roches volcaniques, le groupe de Tichégami, traverse la région en une étroite bande au voisinage de la latitude 51°45'N. Dans les régions du lac Hippocampe et de la rivière Pepeshquasati, où il offre de bons affleurements, le groupe forme un synclinal redressé à l'est et légèrement renversé à l'ouest. Les roches volcaniques juste au sud de la région forment également un synclinal à direction est (Neilson, 1964). Au nord, le long du 52e parallèle, des affleurements intermittents révèlent une autre zone synclinale de roches volcaniques et ultrabasiques. Les intervalles de 10 à 20 milles entre ces trois bandes de roches sont remplis par des gneiss quartzofeldspathiques, du granite, de la migmatite, et quelques roches basiques. Si les trois unités volcaniques de commune lithologie sont vraiment en corrélation, on peut supposer que les bandes intercalées forment des anticlinoriums. Une autre bande de gneiss, large de 15 milles et limitée au nord par des roches volcaniques, se trouve au nord du 52e parallèle (Heywood et autres, 1958) Ces auteurs font passer un axe anticlinal à travers la bande. L'âge des gneiss quartzofeldspathiques à direction est, dans ce complexe, a été fixé à 2,055 millions d'années (Lowdon, 1960, p. 28).

Les interprétations structurales dans les zones de gneiss sont difficiles là où les directions de la foliation sont les seuls indices. Néanmoins, il semble que les structures des deux larges zones de gneiss soient assez semblables. Des anticlinaux prononcés flanquent chacun des synclinaux volcaniques et le gneiss plonge en un large synclinal très ouvert entre ces deux anticlinaux. Toute la structure, en conséquence, constitue un anticlinorium avec une fosse peu profonde au centre.

Seconds plissements

Les axes de deux anticlinaux entrecroisés traversent la région en direction nord-est. L'un remonte la vallée de la rivière Pêpeshquasati en passant à l'est du lac Mantouchiche et l'autre traverse le centre de la région de la rivière Tichégami, à l'est des lacs Cabat et Mistamiquichamic. On y remarque de nombreux amas granitiques allongés, qui traversent les zones de gneiss selon une direction généralement vers l'est. La foliation du gneiss est contorsionnée le long de ces axes et plusieurs directions s'incurvent presque parallèlement aux axes des plis transversaux. Les axes des petits plis et plissements dans les gneiss quartzofeldspathiques - linéations "b" formées parallèlement aux axes des premiers plis - plongent doucement en s'éloignant des axes des anticlinaux transversaux.

Les changements causés par le plissement transversal se révèlent particulièrement bien dans le secteur étudié en détail autour du lac Holton. Le synclinal formé par les roches du groupe de Tichégami dans cette région se situe juste à l'ouest de l'anticlinal transversal est. Il forme un bassin allongé avec une lèvre sud prononcée et un côté nord en pente. La fosse de roches volcaniques a agi durant le plissement comme une unité beaucoup plus compétente que les gneiss environnants. Le synclinal étant probablement redressé à l'origine, il doit son asymétrie au second plissement à angle pas tout à fait normal à l'axe. Près de la crête de l'anticlinal, les roches volcaniques compétentes se sont brisées en fractures conjuguées, une série parallèlement à la direction des formations et une autre en direction nord-ouest, à travers le synclinal. Le granite injecté le long de l'axe de l'anticlinal transversal a poussé les roches volcaniques vers le nord-ouest, le long de la série de fractures transversales. Cette section déplacée du synclinal fut légèrement pivotée et elle s'oriente maintenant vers le nord-est. Une intrusion subséquente du granite arracha des blocs et corroda le synclinal de roches volcaniques, particulièrement le long du flanc nord à faible pendage. Le second métamorphisme des roches volcaniques et sédimentaires eut lieu au cours de cette intrusion granitique. Quirke et autres (1960, p. 321) ont estimé l'âge du complexe de granite au sud de la rivière Chéno à 1.67 milliard d'années.

Plissement du Précambrien supérieur

Les formations du Précambrien supérieur sont peu dérangées. La formation de Papaskwasati a été incurvée en un anticlinal peu prononcé à direction nord-est à l'est de la rivière Pêpeshquasati. Les pendages sur

les flancs de ce pli ne dépassent pas 20°. Un clivage de fracture en forme d'éventail rattaché à ce pli est bien développé dans les lits d'argilite, mais il est peu visible dans les couches de grès massif. Ailleurs dans la région, les affleurements sont trop rares pour permettre des déterminations structurales. Il peut s'être produit d'autres plissements, cependant, car les pendages ne sont pas constants et un clivage s'est développé dans certains secteurs.

Failles

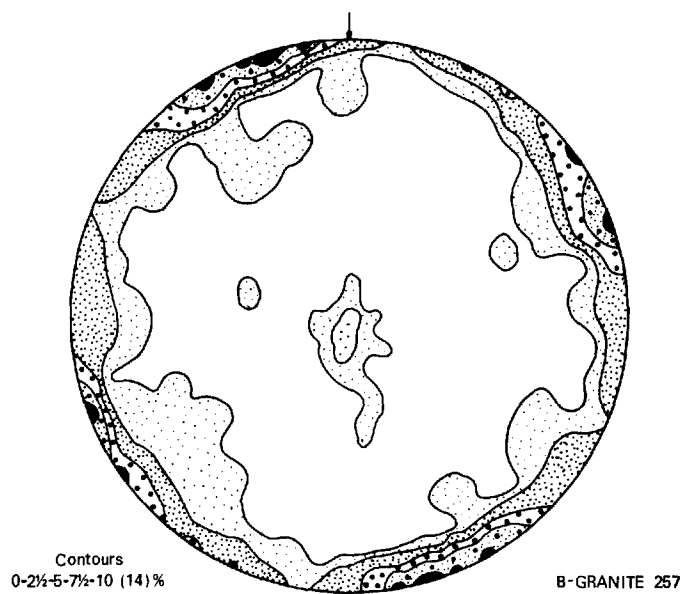
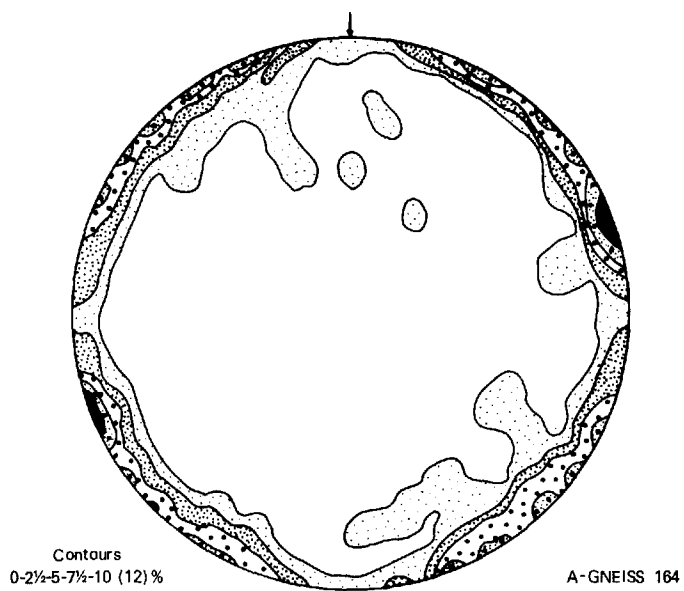
Des failles développées dans le système de fractures conjuguées produites par le plissement transversal recourent les roches volcaniques mais non les roches granitiques adjacentes, car le granite et le gneiss encore plastiques purent s'écouler plutôt que se briser. Remarquables dans cette catégorie sont la faille qui traverse le synclinal à l'est du lac Holton et les trois petites failles antithétiques qui lui sont associées, de même que celle à direction est qui recoupe le synclinal au nord du lac Lua.

Deux failles post-granitiques à direction nord recourent le synclinal des roches volcaniques du groupe de Tichégami à l'ouest du lac Holton. Elles ont un déplacement en direction du côté gauche de 1,500 et 200 pieds, de même qu'un mouvement normal possible de dimensions inconnues. Nous avons relevé plusieurs zones de cisaillement dans les granites et les gneiss. L'une d'elles est orientée vers l'est le long de la gorge de la rivière Tichégami dans l'angle nord-est de la région des monts Tichégami. Une autre traverse en direction nord-ouest la rivière Pêpeshquasati au nord de sa jonction avec la rivière Holton. A cet endroit, une zone de mylonite large d'un demi-mètre affleure dans les roches du lit de la rivière et celle-ci coule parallèlement à cette zone sur une distance de 300 mètres. De nombreuses petites zones de cisaillement à direction nord-ouest sont présentes dans les roches métavolcaniques près du lac Baudeau.

Diaclases

Le granite contient trois groupes de diaclases bien développées, perpendiculaires entre elles. Le gneiss, la migmatite et l'amphibolite sont également diaclasés bien que moins fortement que le granite. Les pôles de plus de 400 diaclases du granite et du gneiss, surtout de la région des monts Tichégami, ont été reportés sur une projection stéréographique dans la figure 1. Les deux diagrammes révèlent un double encerclement de diaclases verticales ou presque. La partie A laisse voir que les diaclases dans le gneiss (plus la migmatite et l'amphibolite) ont un maximum plus faible à peu près parallèle à la foliation. Il n'y a pas de système de diaclases horizontales.

Dans le second diagramme (les granites) deux maximums sont également bien développés, l'un à l'azimuth 070, l'autre à 160. Un troisième groupe de diaclases presque horizontales est également présent. Que



DESSIN STÉRÉOGRAPHIQUE, PÔLES DES PLANS DE DIACLASES

Fig. 1

les deux diagrammes soient à ce point semblables, cela concorde avec l'association intime entre le gneiss et le granite, tel qu'on peut le voir par les relations pétrographiques et celles constatées sur le terrain. Les systèmes de diaclases sont essentiellement les mêmes dans les deux unités rocheuses et nous supposons qu'ils se sont formés après la mise en place du granite. Les faibles divergences entre les systèmes dans les deux roches sont causées par les caractères différents, surtout la foliation, remarqués dans les deux unités. Les diaclases sont également bien visibles dans les dykes de gabbro et de diabase. On y remarque le plus souvent trois groupes de diaclases perpendiculaires les uns aux autres. La direction de ces diaclases est apparentée aux épontes des dykes et non à un arrangement régional quel que.

GEOLOGIE ECONOMIQUE

Au cours de l'été 1963, plusieurs sociétés d'exploration, conduites par Merrill Island Mining Corporation Limited, ont procédé à d'importants travaux d'exploration dans la région du lac Holton. Plusieurs groupes de claims furent jalonnés couvrant la plupart des affleurements de roche volcanique. Au moment de la rédaction du présent rapport (hiver 1964), on effectuait des sondages au diamant et des levés géophysiques sur les venues minéralisées de Merrill Island au nord-ouest du lac Holton.

Les roches volcaniques métamorphisées sont les plus prometteuses au point de vue exploration minière. Les bandes principales affleurent bien et les bandes plus petites affleurent mieux que les gneiss adjacents. Presque tous les affleurements contiennent de petites quantités de sulfures. On a remarqué de la chalcopyrite en deux localités très éloignées les unes des autres dans le quadrilatère de la rivière Pêpeshquasati, en trois endroits dans celui des monts Tichégami et en plusieurs points près du lac Baudeau dans le quadrilatère de la rivière Tichégami. Les sulfures forment des disséminations dans l'amphibolite et remplacent les minéraux formateurs de roches, et forment de plus des petites lentilles de sulfures massifs au contact entre les roches métavolcaniques et les intrusions granitiques. Les enclaves de roche verte dans le porphyre quartzofeldspathique sont minéralisées, surtout avec de la pyrite. Cependant, elles sont de peu d'étendue. Les intrusions de porphyre contiennent des cristaux disséminés de sulfures, surtout de la pyrite. La petite aire de porphyre et d'enclaves de roche verte dans la partie centrale du quadrilatère de la rivière Pêpeshquasati mérite une prospection détaillée, mais une bonne partie est couverte de drift. La formation ferrifère quartzreuse est trop petite et faiblement minéralisée pour qu'on puisse la considérer comme source possible de fer, mais tous les affleurements contiennent de faibles quantités de sulfures. Les roches ultrabasiqes contiennent également de faibles quantités de sulfures. Un spécimen choisi au hasard a donné à l'analyse 1,400 ppm (parties par million) de NiO, ce qui porte à croire que les roches ultrabasiqes pourraient être prospectées pour le nickel.

Les roches intrusives basiques, le gabbro et la diabase, contiennent partout des cristaux individuels disséminés et de petites

veinules de pyrite et de pyrrhotine. Une ressemblance marquée entre les intrusions de gabbro de la région de Mistassini et les intrusions basiques nickélicifères dans d'autres parties du Bouclier canadien a déjà été signalée par des auteurs antérieurs (Neilson, 1950; Wahl, 1953). Une zone de brèche près de la gorge de la rivière Chéno dans la région de la rivière Pépesh-quasati et apparentée au gros dike de gabbro à olivine, contient des sulfures disséminés. Ce secteur est également intéressant pour la prospection.

BIBLIOGRAPHIE

- BERARD, J. - 1960 - La région de Toco-Témiscamie; Min. des Mines, Qué., R.P. No 411, p. 10
- BERGERON, R. - 1957 - "Late Precambrian rocks of the North shore of the St. Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains Areas, Quebec"; dans "The Proterozoic in Canada", Soc. Roy. Can. Publ. Spéc. No 2, pp. 124-131
- CHOWN, E.H. - 1960a - La région de la rivière Papachouésati; Min. des Mines, Qué., R.P. No 415, p. 10
- " - 1960b - La région des monts Shigami; Min. des Mines, Qué. R.P. No 440, p. 9
- " - 1962 - La région de la rivière Tichégami; Min. des Rich. Nat. Qué., R.P. No 477, p. 8
- " - 1963 - Amphibolites of the Papachouésati River area, Mistassini Territory, Que.; dissertation non publiée à l'appui d'une thèse de Ph.D., université John Hopkins, Baltimore, Md., p. 204.
- " - 1964 - La région du lac Boivin, comté de Chicoutimi; Min. des Rich. Nat. Qué., T.P. No 520.
- ENGEL, A.E.J. - 1962a - Hornblendes formed during Progressive Metamorphism of Amphibolites, Northwest Adirondack Mountains, New York; Bull. de la Geol. Soc. Amer., Vol. 73, pp. 1499-1514.
- ENGEL, C.G. - 1962b - Progressive Metamorphism of Amphibolite, Northwest Adirondack Mountains, New York. pp. 37-82 dans Engel, A.E.J., James, H.L. et Leonard, B.F., éditeurs de "Pétrologic Studies", volume en l'honneur de A.F. Buddington; Geol. Soc. of Amer., p. 660.
- GASTIL, G. - 1960 - The Labrador Geosyncline, Precambrian Stratigraphy and Correlation; Congrès internat. de Geol., XXI^e session, pp. 21-38.
- BLAIS, R.
KNOWLES, D.M.
BERGERON, R.
- GOODWIN, A.M. - 1961 - Some Aspects of Archean Structure and Mineralisation; Econ. Geol., Vol. 56, pp. 897-915.
- HASHIMOTO, T. - 1960 - La région du lac Hippocampe; Min. des Mines, Qué., R.P. No 438, p. 5.
- HEYWOOD, W.W. - 1958 - La Grande-Lac Bienville, Nouveau-Québec; Comm. Géol. Can., carte 23-1958.
- BRENT, S.S.
CURRIE, K.L.
EADE, K.E.
- HOFFMAN, C. - 1891 - Mineralogical Notes; Rap. de la Com. Géol. Can., Nouvelle série, No. 5, p. 60R.

- LOWDON, J.A. - 1960 - Age Determination by the Geological Survey of Can., Report 1; Etude de la Com. Geol. Can. 60-17.
- MURATA, K.J. - 1961 - Magmatic Differentiation in the Uwekahuna Laccolith, Kilauea Caldera, Hawaii; Jour. Petrol. Vol. 2, pp. 424-437.
- RICHTER, D.H.
- NEALE, E.R.W. - 1952a - La région du lac Béthoulat; Min. des Mines Qué., R.P. No 264, p. 13.
- " - 1952b - Geology of the Bethoulat Lake Area, Quebec: thèse non publiée pour l'obtention d'un Ph.D. université Yale.
- NEILSON, J.M. - 1950 - La région des monts Témiscamie; Min. des Mines Qué. R.P. No. 238, p. 8.
- " - 1950 - Geology of the Lake Mistassini Region; Northern Quebec; dissertation non publiée d'une thèse pour l'obtention d'un Ph.D., Université du Minnesota.
- " - 1951 - La région de la rivière Takwa; Min. des Mines Qué., R.P. No 254, p. 10.
- " - 1964 - La région de la rivière Takwa, Min. des Rich. Nat. Qué., R.G. No 124.
- NOCKOLDS, S.R. - 1954 - Average Chemical Composition of Some Igneous Rocks; Bull. de la Geol. Soc. Amer., Vol. 65. pp. 1007-1032.
- PETTIJOHN, F.J. - 1957 - Sedimentary Rocks; Harper and Brothers, New York, p. 718.
- PYE, E.G. - 1957 - Geology of the Manitouwadge Area; Min. des Mines d'Ontario. Vol. 66, Pt. 8, p. 114.
- QUIRKE, T.T. - 1960 - Composition and Age of the Temiscamie Iron Formation, Mistassini Territory, Quebec, Canada; Econ. Geol., Vol. 55, pp. 311-326.
- GOLDICH, S.S.
- KRAUGER, H.W.
- RICHARDSON, J. - 1872 - Report on the Country North of Lake St. John; Com. Geol. Can., Rap. de Prog. 1870-71, pp. 283-308.
- WAHL, W.G. - 1953 - La région de la rivière Témiscamie; Min. des Mines, Québec, R.G. No 54, p. 32.
- WATERS, A.C. - 1961 - Stratigraphic and Lithologic Variations in the Columbia River Basalt; Amer. Jour. Sci., Vol. 259, pp. 583-611.
- WILCOX, R.E. - 1958 - Metadolerite dike swarm in Bakersville-Roan Mountain Area, North Carolina; Bull. de la Geol. Soc. Amer., Vol. 69, pp. 1323-1368.
- POLDERWAART, A.

